

**Réponse des systèmes  
aquifères aux changements  
environnementaux : du bassin  
versant au globe**

Anne Jost

*Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches*



[WWW.SORBONNE-UNIVERSITE.FR](http://WWW.SORBONNE-UNIVERSITE.FR)

*14 mars 2024*

## Table des matières

	<b>Résumé</b> .....	<b>9</b>
	<b>Abstract</b> .....	<b>11</b>
<b>1</b>	<b>Introduction</b> .....	<b>13</b>
<b>2</b>	<b>Temps caractéristique de réponse des systèmes aquifères</b> .....	<b>17</b>
<b>2.1</b>	<b>Concepts</b> .....	<b>17</b>
2.1.1	Temps caractéristique d'un système aquifère .....	17
2.1.2	Temps de réponse et analyse de récession .....	23
<b>2.2</b>	<b>Estimation à l'échelle globale</b> .....	<b>26</b>
2.2.1	Motivations .....	26
2.2.2	Principaux résultats .....	27
<b>2.3</b>	<b>Application à l'échelle du bassin versant</b> .....	<b>32</b>
2.3.1	Contexte .....	32
2.3.2	Principaux résultats .....	33
<b>2.4</b>	<b>Discussion et perspectives</b> .....	<b>36</b>
2.4.1	Discussion .....	36
2.4.2	Perspectives de travail .....	41
<b>3</b>	<b>Les systèmes aquifères en interaction avec leur environnement</b> ..	<b>47</b>
<b>3.1</b>	<b>Préambule</b> .....	<b>47</b>
<b>3.2</b>	<b>Interactions eaux souterraines-pergélisol</b> .....	<b>47</b>
3.2.1	Contexte et positionnement des travaux .....	47

3.2.2	Résumé des travaux	55
<b>3.3</b>	<b>Interactions entre nappe et rivière non pérenne</b>	<b>65</b>
3.3.1	Etats transitoires de l'interaction nappe-rivière	67
3.3.2	Mécanismes de recharge en zone de socle semi-aride sahélienne	73
<b>3.4</b>	<b>Systèmes aquifères et zones humides</b>	<b>80</b>
3.4.1	Echanges nappe-gravière	80
3.4.2	Echelle globale	85
<b>4</b>	<b>Réponse de systèmes aquifères locaux aux pressions exercées</b>	<b>91</b>
<b>4.1</b>	<b>Introduction aux travaux</b>	<b>91</b>
4.1.1	Les eaux souterraines, une ressource stratégique sous pression	91
4.1.2	Questions de recherche	99
<b>4.2</b>	<b>Impacts relatifs homme-climat dans le bassin du Kou</b>	<b>103</b>
4.2.1	Contexte et positionnement des travaux	103
4.2.2	Résumé des travaux	106
<b>4.3</b>	<b>Aménagements anthropiques dans la Bassée</b>	<b>110</b>
4.3.1	Contexte et positionnement des travaux	110
4.3.2	Synthèse des travaux	113
<b>4.4</b>	<b>Systèmes d'écoulement souterrain actuels et futurs de l'après-mine</b>	<b>124</b>
4.4.1	Contexte et positionnement des travaux	124
4.4.2	Résultats marquants	128
<b>4.5</b>	<b>Perspectives</b>	<b>133</b>
<b>5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>143</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>145</b>
	<b>Sigles</b>	<b>189</b>
	<b>Nomenclature</b>	<b>193</b>

## Liste des tableaux

2.1	Valeurs typiques du temps de réponse d'un aquifère captif	19
3.1	Equations résolues dans le code GINETTE	56
3.2	Interactions nappe-gravière décrites par le module LIBWET	84



## Liste des figures

1.1	Mes recherches en un schéma	15
2.1	Modèles physiques idéalisés d'un aquifère libre unidimensionnel	21
2.2	Rétroactions eaux souterraines-climat	26
2.3	Densités de drainage à l'échelle globale	29
2.4	Temps de réponse à l'échelle globale	30
2.5	Débits simulés par ORCHIDEE vs. observés	31
2.6	Echelles de temps de la constante caractéristique $\tau$	32
2.7	Tendances temporelles des paramètres de récession des bassins arctiques	34
2.8	Facteurs de contrôle de la récession en Arctique	36
2.9	Circulations emboîtées et temps de réponse	39
2.10	Limites des solutions analytiques au regard des solutions numériques	41
3.1	Coupe synthétique d'un paysage de pergélisol	48
3.2	Les effets du pergélisol sur les paysages arctiques	49
3.3	Expériences sur modèle réduit en chambre froide	52
3.4	Etat hydrothermique transitoire du système aquifère du bassin de Paris	53
3.5	Comparaison de codes cryohydrogéologiques sur un cas d'étude synthétique	57
3.6	Résultats des expériences en laboratoire et de la modélisation numérique	59
3.7	Principe d'un modèle électrique à base de capillaires tortueux à gorges	60
3.8	Saturation et conductivité électrique simulées vs. mesurées	61
3.9	Interactions nappe-rivière et processus de recharge associés	66
3.10	Infiltration depuis la rivière en fonction de la profondeur de la nappe	67
3.11	Dispositif expérimental pour l'étude des échanges entre nappe et rivière	71
3.12	Résultats et simulations des expériences de drainage	72
3.13	Variations et processus de recharge spatio-temporels en Afrique subsaharienne	73
3.14	Le bassin versant de Tougou au Burkina Faso	76
3.15	Modèle conceptuel de recharge des aquifères de Tougou	77
3.16	Enregistrements piézométriques dans le bassin versant de Tougou (2016-2020)	78

---

3.17	Interactions nappe-zones humides	81
3.18	Illustration des interactions entre gravière et aquifères au fil du temps	82
3.19	Cartographie des zones humides à l'échelle globale	88
4.1	Perturbations anthropiques des hydrosystèmes	96
4.2	Le bassin versant du Kou au Burkina Faso	104
4.3	Ouvrages de prélèvement des eaux souterraines au Burkina Faso	105
4.4	Autocorrélation des débits du Mouhoun@Samandéni et du Kou@Nasso	107
4.5	Evolution observée et simulée du débit de la source de la Guinguette	108
4.6	La plaine alluviale de la Bassée	111
4.7	Dispositifs de surveillance mis en place dans la Bassée	113
4.8	Observatoire hydrologique de la Bassée	114
4.9	D'où vient l'eau des gravières? Où va-t-elle?	118
4.10	Estimations de l'évaporation des gravières de la Bassée	119
4.11	Bilan hydrologique des gravières de la plaine de la Bassée	119
4.12	Pseudo-observations SWOT sur l'une des gravières de la Bassée	120
4.13	Après-mine et eaux souterraines	125
4.14	Sites miniers en exploitation et après réaménagement	127
4.15	Dispositifs de suivi hydrologique mis en place au sein d'anciens sites miniers	129
4.16	Evolution du nombre d'événements pluvieux au XXI <sup>e</sup> siècle	131
4.17	Perspectives de recherche	134



## Résumé

J'ai construit ce mémoire autour des questionnements relatifs aux interactions qui se nouent entre les eaux souterraines et leur environnement qui ont accompagné les recherches que j'ai dirigées jusqu'à présent et que je compte encore approfondir dans les années à venir. J'évoque dans un premier temps la réactivité des systèmes aquifères en réponse aux forçages qu'ils reçoivent, autour du concept clé de leur temps caractéristique et reviens sur les défis posés par son estimation de l'échelle locale à l'échelle globale. Afin de décrire correctement le comportement des systèmes aquifères dans un environnement en constante évolution, une connaissance approfondie des processus par lesquels ils interagissent avec les autres compartiments du cycle de l'eau est également requise. C'est ainsi que dans un second temps, j'aborde les études que j'ai menées et encadrées dans cette perspective : qu'il s'agisse de comprendre les mécanismes de recharge en zone semi-aride, de connexion-déconnexion entre nappe et rivière, notamment lorsqu'un pergélisol est présent mais aussi les relations entre les différentes entités composant les zones humides dans ces milieux où la nappe est proche de la surface. J'illustre enfin ces représentations par des cas de figures caractéristiques sur lesquels j'ai travaillé, mettant en œuvre des approches originales couplant modélisation et mesures *in situ*. Ces cas d'étude témoignent de la diversité qui s'exprime tant dans les recherches que j'ai entreprises, que dans les réponses des systèmes aquifères aux sollicitations anthropiques et à la dérive climatique. Les perspectives que je présente à ce travail s'inscrivent en continuité dans ce même contexte du changement global à venir.





## Abstract

I have built this dissertation around questions about the interactions between groundwater and its environment, which have guided my research to date and which I intend to pursue in greater depth in the coming years. I first discuss the reactivity of aquifer systems in response to the stimuli they receive, focusing on the key concept of their characteristic timescale, and then consider the challenges of estimating it from local to global scales. To accurately describe the behaviour of aquifer systems in an ever-changing environment, a thorough understanding of the processes by which they interact with other compartments of the water cycle is also required. In a second step, I examine the studies that I have conducted and supervised from this perspective: whether it is to understand recharge mechanisms in semi-arid areas, the connection/disconnection between aquifer and river, especially in the presence of permafrost, or the relationships between the various entities that make up wetlands in environments where the water table is close to the surface. Finally, I illustrate these representations with characteristic case studies on which I have worked, using original approaches combining modelling and *in situ* measurements. These case studies illustrate the diversity expressed both in the research I have undertaken and in the responses of aquifer systems to anthropogenic pressures and climate variability. The work perspectives presented here are set in the same context of future global change.



## 1. Introduction

Les eaux souterraines sont reconnues comme l'un des compartiments du cycle continental de l'eau les plus lents à atteindre l'équilibre et de ce fait, leur dynamique a souvent été mise de côté à l'échelle globale. Elles sont pourtant rarement à l'équilibre avec leurs conditions aux limites actuelles mais gardent longtemps mémoire de leur histoire passée, qu'elle soit de nature géologique, géomorphologique, climatique ou encore soumise à influence anthropique. Ainsi les manifestations de leur réponse, par exemple dans leurs effets potentiels sur un débit d'apport à une rivière ou donnant naissance à une source, sur une zone humide ou de façon plus générale, un écosystème tributaire des eaux souterraines, peuvent être très décalées dans le temps par rapport au changement qui les a initiées. Parce qu'elle inclut ce délai qui varie selon l'architecture du sous-sol, la réponse transitoire des systèmes aquifères aux perturbations qui leur sont appliquées reste délicate à estimer. Le déphasage et l'atténuation des signaux d'entrée sont ainsi fonction de la taille du système. Les longs trajets d'écoulement dans les aquifères profonds et régionaux filtrent plus efficacement les fluctuations saisonnières mais seront plus sensibles à la variabilité interannuelle et de long terme, au contraire des petits bassins versants. Cette loi générale n'est cependant pas toujours vérifiée, du fait du caractère intrinsèquement hétérogène du sous-sol. Il en résulte une grande variabilité spatiale dans la réaction des eaux souterraines aux pressions exercées au sein d'un même système et à l'exutoire, un échelon de réponses intégrant l'ensemble des composantes de débit provenant des différentes échelles impliquées, sur lesquelles il convient de se pencher attentivement pour mieux appréhender la dynamique des eaux souterraines dans toute sa complexité. Cet effet tampon vis-à-vis des fluctuations des pressions exercées confère *in fine* aux eaux souterraines des propriétés de résilience et un rôle à jouer dans les stratégies d'adaptation au changement global. Il s'agit alors de mettre en regard trois échelles de temps caractéristiques, celles des nappes, des forçages qui leur sont imposés et de la gestion, pour converger vers une évaluation plus solide de l'impact des changements environnementaux et une exploitation rationnelle et durable des ressources

en eau souterraine.

L'étude de la réponse des systèmes aquifères aux multiples sollicitations dont ils font l'objet est le fil qui guide mes recherches et que je déroule à différentes échelles de temps et d'espace. Je me suis certes petit à petit éloignée des derniers millions d'années dans lesquels j'avais évolué au cours de la thèse et me situe dorénavant plutôt à l'échelle du siècle passé comme à venir. J'ai essentiellement navigué de l'échelle de Darcy à celle du globe et du site au bassin versant. J'ai côtoyé des zones semi-arides, humides et des milieux froids dans des environnements profondément marqués par l'homme. Je les ai souvent observés de loin, à la lorgnette d'un modèle mathématique, auquel j'ai souvent apporté ma touche personnelle, même s'il m'a été heureusement donné de temps en temps d'acquérir par moi-même les précieuses et indispensables données nécessaires à leur mise en œuvre, aussi bien au laboratoire que sur le terrain. Dans cette aventure, ces outils d'observation et de modélisation constituent l'un des leitmotivs des recherches que j'ai menées.

Je reproduis ici une figure tirée de Gleeson, Cuthbert et al. 2020 qui illustre à merveille les différentes échelles auxquelles s'établissent les interactions entre les systèmes aquifères et leur environnement et les questions qui m'ont accompagnée au cours de ces dix-huit dernières années (Figure 1.1). J'y calque les thèmes de recherche que j'ai développés depuis mon recrutement en tant que Maître de Conférences. Ainsi le versant (Figure 1.1 a) se prête-t-il à l'application de la théorie de l'hydraulique souterraine, qui offre un cadre pour l'estimation simple et à base physique du temps de réponse de l'aquifère (Chapitre 2.1), aspect clé de la prédiction des impacts du changement global sur les ressources en eau. Décliné à l'échelle du bassin versant (Chapitre 2.3), ce concept de temps de réponse relie utilement les caractéristiques du débit à l'exutoire aux attributs physiques du système aquifère pour en dégager des marqueurs des changements en cours. A l'échelle planétaire (Chapitre 2.2), il éclaire le positionnement du compartiment souterrain dans ses interactions bidirectionnelles avec l'atmosphère (Figure 1.1 c), notamment dans leur représentation au sein des modèles de la surface terrestre (Chapitre 3.4).

L'échelle locale est aussi celle qui autorise une description détaillée des processus à l'œuvre (i) au sein du milieu poreux, qu'il s'agisse d'y décrire la distribution de l'eau ou les chemins qu'elle emprunte, en particulier lorsque le sol est gelé et les rend particulièrement tortueux (Chapitre 3.2); (ii) à l'interface avec les autres entités hydrologiques (Figure 1.1 b) telles que la cryosphère, l'atmosphère, les lacs et rivières. Le sens et l'intensité de leurs échanges sont souvent fonction de la profondeur de la nappe, depuis les zones humides où elle affleure et interagit fortement avec l'atmosphère et les eaux de surface (Chapitre 3.4), dans une relation largement influencée par les aménagements anthropiques, jusqu'aux régions arides (Chapitre 3.3) où l'intermittence des cours d'eau tend à rendre leur communication unilatérale (Figure 1.1 c).

Une compréhension fine des processus est enfin nécessaire pour démêler à l'échelle d'un système aquifère donné (Chapitre 4) l'enchevêtrement des influences climatiques, liées à l'occupation des sols et à l'action directe de l'homme (Figure 1.1 d) et ce, afin de préserver une ressource en eau souterraine soumise à pression croissante et de définir les stratégies d'adaptation nécessaires face à des changements globaux déjà largement amorcés.

Si je me rêvais encore géochimiste il y a 25 ans, je me définis aujourd'hui avant tout comme une modélisatrice, qui opte résolument pour une approche quantitative des sciences de l'eau. La modélisation est un point fédérateur de mes travaux de recherche, qui m'amène à tester des hypothèses de fonctionnement des systèmes aquifères. Ce seul fil d'Ariane est cependant sûrement un peu trop court pour y tisser autour un

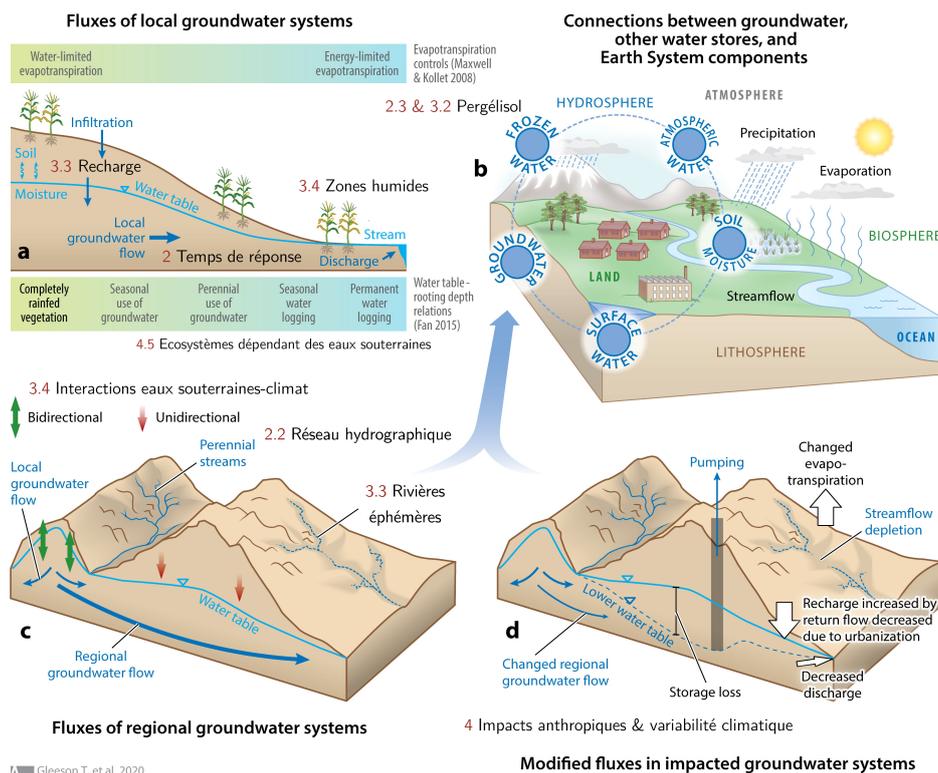


FIGURE 1.1 – Aperçu des thèmes de recherche tour à tour présentés dans ce mémoire. La figure est tirée de Gleeson, Cuthbert et al. 2020.

mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches et j'ai dû attendre patiemment d'avoir assemblé suffisamment de briques pour vous présenter aujourd'hui une vision d'ensemble cohérente des trajectoires des systèmes aquifères en relation avec un environnement en constante mutation. Ce mémoire s'organise ainsi autour des thématiques qui structurent aujourd'hui encore mon activité de recherche mais s'autorise quelques allers-retours d'un chapitre à l'autre. A l'heure où il faut se pencher sur son passé et réfléchir à son avenir, **j'ai choisi de revisiter mes travaux non seulement à la lumière du contexte de l'époque, celui qui avait fait jaillir l'idée et auquel j'ai apporté ma pierre, mais aussi dans l'optique des connaissances actuelles, sur lesquelles asseoir de solides débouchés à ce travail.** De chaque thème, je présente les tenants et aboutissants actuels, avant de donner les grandes lignes des résultats obtenus. Pour un gain en fluidité, les perspectives sont généralement présentées au fil de l'eau dans un encart dédié.

Ces travaux ont tous été effectués dans la même maison, Université Pierre et Marie Curie Paris VI devenue Sorbonne Université, dont je fais désormais partie des meubles <sup>1</sup>. J'ai travaillé en collaboration étroite avec les confrères de Metis, anciennement Sisyphe, notre laboratoire faisant encore la part belle à la collégialité, dans le cadre de partenariats régionaux à internationaux, principalement dans la sphère publique mais aussi avec des industriels. Pour soutenir une Habilitation à Diriger des Recherches, il faut témoigner de ses aptitudes à superviser. Mon parcours a été jalonné du co-encadrement de plusieurs thèses et j'ai déjà guidé de nombreux étudiants de Master. Ce mémoire n'aurait pas vu le jour sans leur stimulante contribution scientifique.

1. Mais, espérons-le, sans prendre la poussière!



## 2. Temps caractéristique de réponse des systèmes aquifères

### 2.1 Concepts

#### 2.1.1 Temps caractéristique d'un système aquifère

La combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité donne l'équation d'évolution de la charge hydraulique  $h$  (m) dans le milieu poreux saturé, soit l'équation de la diffusivité :

$$\nabla \cdot (\bar{K} \nabla h) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + q, \quad (2.1)$$

où  $\bar{K}$  est le tenseur de conductivité hydraulique à saturation ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $S_s$  le coefficient d'emmagasinement spécifique ( $\text{m}^{-1}$ ),  $q$  un terme source ou puits, positif si sortant ( $\text{s}^{-1}$ ) et  $t$  le temps (s). Pour une couche aquifère **captive** aux épontes imperméables, on fait l'hypothèse que les écoulements sont bidimensionnels horizontaux : la pression est hydrostatique et la charge est constante dans la direction perpendiculaire aux épontes. En intégrant entre le mur et le toit de la couche, supposés parallèles, selon l'axe  $z$  que l'on postulera être l'une des directions principales d'anisotropie, on introduit  $T$  la transmissivité ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) et  $S$  le coefficient d'emmagasinement (-), tels que :

$$\begin{cases} T_{xx} = \int_{z_m}^{z_t} K_{xx} dz & T_{yy} = \int_{z_m}^{z_t} K_{yy} dz \\ S = \int_{z_m}^{z_t} S_s dz & Q = \int_{z_m}^{z_t} q dz \end{cases} \quad (2.2)$$

où  $z_m$  et  $z_t$  (m) sont respectivement les cotes du substratum et du toit de l'aquifère et  $Q$  le débit par unité de surface ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ). L'équation (2.1) devient :

$$\nabla_{\perp} \cdot (\bar{T} \nabla_{\perp} h) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q. \quad (2.3)$$

Si  $\bar{T}$  est de plus homogène et isotrope, l'équation de la diffusivité se simplifie en :

$$T\nabla_{\perp}^2 h = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q. \quad (2.4)$$

En l'absence de terme source, l'écoulement est décrit par une équation de diffusion :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = D\nabla_{\perp}^2 h, \quad (2.5)$$

$D = T/S$  ou  $K/S_s$  étant la diffusivité hydraulique de l'aquifère ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) et  $K$  la conductivité hydraulique à saturation ( $\text{m s}^{-1}$ ). L'analyse dimensionnelle permet d'identifier des grandeurs caractéristiques du phénomène sans résoudre d'équation, à une constante numérique près proche de l'unité. On écrit l'équation adimensionnelle en normalisant les grandeurs physiques par des grandeurs de référence :  $L$  la longueur de référence relative à la géométrie de l'écoulement,  $\tau$  une durée de référence et  $\eta$  le maximum de charge. Les variables réduites sont alors définies de la façon suivante :

$$x^* = \frac{x}{L}, \quad t^* = \frac{t}{\tau}, \quad h^* = \frac{h}{\eta}, \quad (2.6)$$

d'où l'écriture de l'équation aux variables adimensionnées :

$$\frac{\partial h^*}{\partial t^*} = \Gamma \frac{\partial^2 h^*}{\partial x^{*2}} \quad \text{où } \Gamma = \frac{D\tau}{L^2} \text{ est sans dimension.} \quad (2.7)$$

On identifie ainsi le **temps caractéristique** de la diffusion  $\tau$  proportionnel à  $L^2/D$  et  $L$  la distance caractéristique d'évolution de  $h(x,t)$  associée au phénomène de diffusion  $\propto \sqrt{D\tau}$ .

La constante de proportionnalité dépend de la configuration du problème posé, en particulier de la nature uniforme ou radiale du champ d'écoulement, et nécessite une résolution explicite complète. A des fins d'illustration, considérons un cas simple de résolution de l'équation de diffusion (Gelhar 1974 ; Gelhar et J. L. Wilson 1974 ; Erskine et Papaioannou 1997). L'écoulement unidimensionnel dans un aquifère captif homogène de dimension  $2L$ , de transmissivité  $T$  et de coefficient d'emmagasinement  $S$  est décrit par l'équation aux dérivées partielles (EDP) suivante, en l'absence de terme source :

$$\frac{\partial h}{\partial t}(x,t) - D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}(x,t) = 0, \text{ pour } x \in [0, 2L], t \geq 0 \quad (2.8)$$

à laquelle on associe deux conditions aux limites de type Dirichlet homogènes  $h(0,t) = h(2L,t) = 0$  et une condition initiale  $h(x,0) = h_0(x)$  donnée. Dans le mode fondamental où  $h_0(x) = h_c \sin\left(\frac{\pi}{2L}x\right)$  avec  $h_c$  une constante (m), la solution du problème est de la forme :

$$h(x,t) = h_c \sin\left(\frac{\pi}{2L}x\right) e^{-D\left(\frac{\pi}{2L}\right)^2 t}. \quad (2.9)$$

$h(x,t)$  décroît exponentiellement au cours du temps, proportionnellement au carré de sa longueur d'onde  $2L/\pi$ . Une fluctuation est de ce fait d'autant plus amortie au cours du temps que sa longueur d'onde est courte. Ce phénomène est caractéristique des processus de diffusion. Dans cet exemple, en posant :

$$\tau = \frac{4}{\pi^2} \frac{L^2}{D}, \text{ la solution s'écrit } h(x,t) = h_0(x) e^{-\frac{t}{\tau}}. \quad (2.10)$$

Soit  $h(x, t) = 0,05 h_0(x)$  pour  $t = 3\tau$ . Ainsi pour une durée égale à trois fois la constante de temps  $\tau$ , 95 % de la charge hydraulique initiale a diffusé et un nouvel équilibre a été quasiment atteint. De fait, ce temps de relaxation à la tolérance de 5 % est souvent pris comme indicateur de la durée d'un régime transitoire en réponse à une perturbation donnée pour un système du premier ordre (Rousseau-Gueutin et al. 2013). Ce que je définirai ainsi comme le **temps de réponse** est un estimateur robuste de l'échelle de temps nécessaire pour rétablir un régime permanent suite à une modification instantanée des conditions aux limites d'un système aquifère. Son estimation est cependant dépendante du choix de la tolérance  $\epsilon$  (Simpson 2018).

Le tableau 2.1 illustre l'effet des dimensions et des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère sur son temps de réponse, ici égal à  $3\tau$ . Dans la mesure où les valeurs de  $K$  et  $S_s$  ne montrent pas de relation évidente entre elles, que les roches soient consolidées ou non (Kuang et al. 2020), plus de trois ordres de grandeur peuvent séparer les deux paramètres hydrauliques. Il en résulte des diffusivités hydrauliques qui peuvent varier de 1 000 à 0,001  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ , c'est-à-dire des temps de réponse qui impliquent des réactions de quasi instantanées à dépassant le million d'années pour de très grands systèmes aquifères dont la taille caractéristique est de l'ordre de la centaine de kilomètres. Relevons ici l'importance considérable de la longueur caractéristique  $L$ , souvent prise comme la distance entre les limites du système aquifère, *i.e.* la longueur de l'aquifère captif entre zones de recharge et d'exutoire, qui peut varier de quelques mètres à des centaines de kilomètres, et qui intervient par son carré. Rappelons aussi que le temps nécessaire pour atteindre un nouvel état d'équilibre à la suite d'un changement des conditions aux limites est indépendant de l'ampleur du changement lui-même.

TABLEAU 2.1 – Valeurs typiques du temps de réponse d'un aquifère captif

<i>Longueur de l'aquifère</i> $L$ (km)	<i>Diffusivité hydraulique</i> $D$ ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	<i>Temps de réponse</i> $3\tau$
1	1	2 semaines
10	10	5 mois
10	1	4 ans
10	0,1	40 ans
100	0,02	20 000 ans

Note : valeurs calculées et arrondies pour  $\tau = \frac{4}{\pi^2} \frac{L^2}{D}$  <sup>1</sup>

Qu'il s'agisse d'une perturbation hydraulique telle qu'un pompage, de variations de la recharge en particulier, du fait des variations climatiques ou de changements dans l'utilisation des terres, ou d'une modification de la cote des eaux de surface en lien avec des ouvrages hydrauliques par exemple, il est fondamental d'évaluer le temps que durera le comportement transitoire en réponse à ces nouvelles conditions aux limites pour en prédire les impacts et estimer dans quelle mesure il est pertinent de le prendre en compte dans un contexte de gestion pratique de la ressource, plutôt qu'une approximation en régime permanent. Il s'avère alors utile de le mettre au regard de l'échelle de temps caractéristique du forçage appliqué (Townley 1995 ; Haitjema 2006). Dans des conditions

1. Ce qui revient finalement plus ou moins ( $\sim 1,22$ ) à approximer le temps de réponse par  $L^2/D$

de forçage périodique de période  $T_f$  (s), telles que l'influence des marées, les variations saisonnières de la recharge ou diurnes de l'évapotranspiration, si le temps de réponse de l'aquifère est très inférieur à  $T_f$  ou à l'inverse, très supérieur, *i.e.*  $L^2/DT_f \ll 1$  ou  $\gg 1$ , alors des solutions en régime permanent peuvent raisonnablement suffire. En revanche, un régime transitoire sera considéré si le temps de réponse est du même ordre de grandeur que la période du forçage. L'évaluation du caractère transitoire d'un système aquifère doit également tenir compte du calendrier de gestion et de l'échelle spatiale d'intérêt, en déterminant si les réponses transitoires sont susceptibles de se produire au cours de la période concernée par la gestion dans la zone d'étude (Currell et al. 2016).

Des comportements transitoires à long terme sont envisageables dans les grands systèmes aquifères ou les milieux peu perméables et sont à prendre en compte lorsqu'il est question de gestion à lointaine échéance, par exemple pour le stockage des déchets nucléaires (Rousseau-Gueutin et al. 2013 ; Currell et al. 2016). De tels systèmes ne peuvent être en équilibre avec les conditions aux limites actuelles mais sont en constant réajustement et leurs charges hydrauliques sont représentatives de conditions passées, pouvant s'étendre sur plusieurs cycles climatiques<sup>2</sup> (*e.g.* Jost, Violette, Gonçalves, Ledoux, Guyomard et al. 2007). En raison de la différence de plusieurs ordres de grandeur entre le coefficient d'emmagasinement  $S$  des aquifères captifs et la porosité de drainage  $\omega_d$  (-) des aquifères libres, ces derniers sont plus probablement concernés par des régimes transitoires sur le long terme. Leur réponse sera de plus sujette aux conditions climatiques et géomorphologiques qui conditionnent, avec la géologie, la pérennité des cours d'eau (Schneider, Jost et al. 2017). En effet, dans le cas des aquifères libres, la longueur caractéristique  $L$  entre deux conditions aux limites correspond en général à la distance séparant à l'amont un plan de flux nul, c'est-à-dire une ligne de partage des eaux entre deux bassins versants hydrogéologiques, d'une condition aux limites de charge imposée à l'aval, souvent prescrite par un cours d'eau pérenne. Soit une distance  $B$  (m) proche de celle de la longueur des versants, ou d'une demi-distance entre cours d'eau pérennes susceptible d'évoluer au cours du temps (Cuthbert, Gleeson et al. 2019).

Les hypothèses formulées par Dupuit 1857 puis par Forchheimer 1898 pour les aquifères **libres**, qui négligent la composante verticale des écoulements pour des nappes d'épaisseur faible comparativement à leurs dimensions horizontales, ont simplifié considérablement le problème de l'écoulement libre posé par les deux inconnues que sont la charge hydraulique et le toit de la nappe. Elles ont permis à Boussinesq 1903a de proposer sous la forme suivante la première version de l'équation régissant l'altitude  $h$  de la surface libre en fonction de  $x$ ,  $y$  et  $t$  pour une nappe « n'ayant que de faibles pentes tant de fond que de superficie » (Boussinesq 1904) et reposant sur un sous-sol imperméable (Figure 2.1 b) :

$$\omega_d \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K(d+h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K(d+h) \frac{\partial h}{\partial y} \right]. \quad (2.11)$$

$h$  (m) est l'ordonnée  $z$  de la surface libre au-dessus du plan horizontal de repère et  $d$  (m) la profondeur de la nappe sous ce même plan fixe,  $K$  et  $\omega_d$  ne sont des fonctions que de  $x$  et  $y$ . L'équation 2.11 ne tient compte des effets de la capillarité au-dessus de la nappe que dans l'utilisation de la porosité de drainage plutôt que de la porosité réelle  $\omega$  telle qu'initialement introduite par Boussinesq. En règle générale, l'approximation de Dupuit-Forchheimer est acceptable dès lors que la distance  $B$  qui sépare les limites de l'aquifère est cinq fois plus grande que l'épaisseur saturée  $d+h$  de l'aquifère (Haitjema

2. C'était finalement plus ou moins le sujet de ma thèse de doctorat

et Mitchell-Bruker 2005) et pour des pentes jusqu'à au moins  $10^\circ$  (Chapman 1980). Elle s'est avérée être remarquablement précise en matière de prédiction des débits.

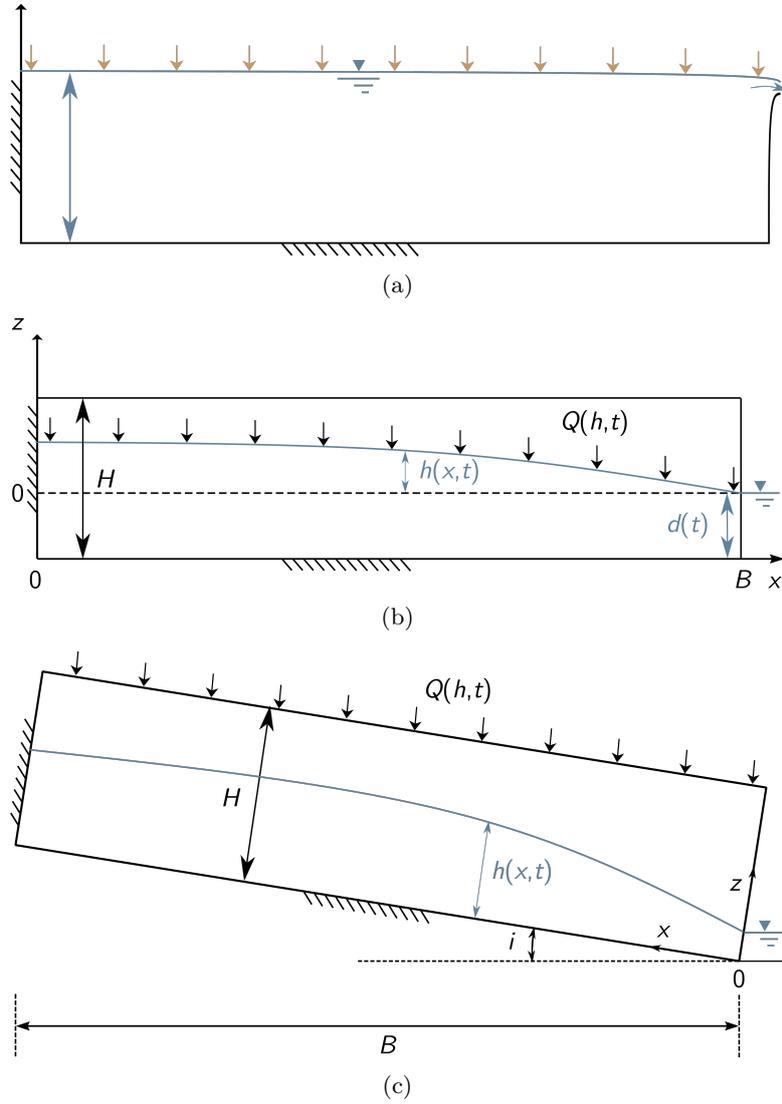


FIGURE 2.1 – Modèles d'un aquifère libre entièrement incisé par une rivière : (a) réservoir linéaire ; (b) aquifère horizontal de Dupuit et (c) aquifère de pente  $i$ . L'axe vertical est exagéré par rapport à l'axe horizontal ; en réalité  $B \gg H$ . D'après Gelhar 1974 et Brutsaert 1994.

En considérant  $Q(h,t)$  un terme puits ou source pour tenir compte de la recharge ou de l'évapotranspiration et un écoulement unidimensionnel le long d'un versant de largeur constante :

$$\omega_d \frac{\partial h}{\partial t} + Q(h,t) = K \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right), \quad (2.12)$$

en fixant le plan de référence ( $xy$ ) des charges à l'interface avec le substratum imperméable, *i.e.* en assimilant la charge hydraulique à l'épaisseur mouillée de la nappe. Enfin, dans le cas d'un aquifère dont le substratum est incliné d'un angle  $i$  :

$$\omega_d \frac{\partial h}{\partial t} + Q(h,t) = K \left[ \cos i \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \sin i \frac{\partial h}{\partial x} \right], \quad (2.13)$$

en choisissant un système de coordonnées aligné sur la pente du substratum (Figure 2.1 c).

L'équation 2.11 est souvent difficile à résoudre en raison de sa forme non linéaire et il n'existe qu'une poignée de solutions exactes, principalement pour des aquifères horizontaux. Dans le cas du drainage d'un aquifère horizontal initialement entièrement saturé de largeur unitaire et de longueur de versant  $B$  et pour les conditions aux limites suivantes  $h(0, t \geq 0) = 0$  et  $\partial h / \partial x(B, t \geq 0) = 0$ , Boussinesq 1903b lui-même en a proposé une première solution exacte, dite tardive, telle que le débit sortant  $q_b$  par unité de longueur ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$ ) s'écrit :

$$q_b(t) = \frac{0,862 KH^2}{B \left[ 1 + 1,115 \left( \frac{KH}{\omega_d B^2} \right) t \right]^2} \quad (2.14)$$

alors que Polubarinova-Kochina 1962 en présentait un demi-siècle plus tard la solution précoce pour un aquifère semi-infini :

$$q_b(t) = 0,3321 \sqrt{\frac{K \omega_d H^3}{t}}, \quad (2.15)$$

où  $H$  (m) est l'épaisseur de l'aquifère initialement saturée. Par la suite, l'équation de Boussinesq a été résolue de façon exacte pour seulement un nombre limité de configurations. Par exemple, Rupp et Selker 2005 ont étendu ces solutions au cas d'une diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur selon une loi puissance. Plus récemment, Bartlett et Porporato 2018 ont généralisé la solution au cas des aquifères en pente et tenant compte d'un terme puits ou source variable temporellement et spatialement.

Il est cependant possible de simplifier considérablement les calculs en supposant que l'épaisseur saturée varie peu selon  $x$  relativement à la valeur de  $h$  elle-même, *i.e.*  $|\partial h / \partial x| \ll 1$ , de sorte que la transmissivité est constante. Cette linéarisation de l'équation de Boussinesq a donné lieu à un riche ensemble de solutions analytiques approchées, pour une plus grande variété de conditions initiales et aux limites. Différents schémas de linéarisation sont possibles<sup>3</sup>, selon l'expression de l'épaisseur moyenne de la nappe  $\bar{h}$  (m), que Brutsaert 1994 prend égale à  $fH$ , avec  $0 < f \leq 1$  (-) un paramètre de linéarisation. Le rapport  $K\bar{h}/\omega_d$  ou  $KfH/\omega_d$  peut être interprété comme la diffusivité hydraulique de l'aquifère libre, ce qui conduit *in fine* à un temps caractéristique pour l'aquifère libre proportionnel à  $B^2 \omega_d / KfH$ . Le facteur  $f$  peut être vu comme un paramètre de calibration supplémentaire de la transmissivité moyenne, une constante de pondération empirique variant approximativement entre 0,1 et 0,3 (Brutsaert 2008).

A différentes estimations de la transmissivité, calculées d'après les conditions aux limites initiales et finales, correspondent une gamme de facteur de correction allant de 0,7 à 3,6 (Rousseau-Gueutin et al. 2013). Les constantes de temps déterminées analytiquement doivent donc être prudemment considérées comme des estimations de premier ordre. A noter qu'Erskine et Papaioannou 1997 proposent, d'après la solution en régime permanent, une approximation de la transmissivité  $K\bar{h}$  où  $\bar{h}^2 = d^2 + QB^2/K$  dont s'ensuit l'expression suivante du temps de réponse pour l'aquifère libre :

$$\tau = \frac{\omega_d B^2}{K \sqrt{d^2 + \frac{QB^2}{K}}}, \quad (2.16)$$

qui dépend de la recharge  $Q$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$ ).

3. L'un d'eux consiste à rendre l'équation linéaire en  $h^2$

L'expression classique a été étendue par Rousseau-Gueutin et al. 2013 au cas d'un aquifère mixte 1D composé d'une portion libre de longueur  $B$  et d'une portion captive de longueur  $L$ , de même transmissivité  $T$ . Compte tenu que  $\omega_d \gg S$ , le coefficient d'emménagement  $S$  de la partie captive a une influence négligeable et l'expression de la constante de temps s'écrit :

$$\tau = \frac{\omega_d B}{T} \left( L + \frac{B}{2} \right). \quad (2.17)$$

Vasseur et al. 2015 l'a généralisée en considérant des géométries et jeux de conditions aux limites et initiales alternatifs et pour des valeurs contrastées de  $T_l$  et  $T_c$ , les transmissivités respectives des parties libres et captives de l'aquifère :

$$\tau \approx \frac{LB\omega_d}{T_c} + \frac{B^2\omega_d}{2T_l} + \frac{L^2S}{2T_c}, \quad (2.18)$$

dont le premier terme reflète la contribution croisée des parties libre et captive, dominante lorsque  $T_c \leq T_l$ .

Ainsi des géométries d'aquifère plus complexes et réalistes, dans des situations d'écoulement multidimensionnel (*e.g.* Vasseur et al. 2015; Walker et al. 2015), peuvent nécessiter des approches de mise à l'échelle plus détaillées pour quantifier  $\tau$  ou des méthodes alternatives, par exemple fondées sur la théorie du temps d'action moyen (MAT, McNabb et Wake 1991; Simpson et al. 2013) pour des milieux poreux hétérogènes (Simpson 2018; Carr et Simpson 2018). En résumé, on retiendra l'expression générale suivante :

$$\tau = \beta \frac{L^2 S}{T}, \quad (2.19)$$

où  $\beta$  est une constante sans dimension. La valeur de la constante de proportionnalité en tout point peut être calculée explicitement pour une tolérance  $\epsilon$  donnée selon la configuration du problème en fonction des paramètres du modèle et des conditions aux limites en suivant l'approche du MAT qui en fournit une définition mathématique rigoureuse (Simpson et al. 2013; Carr et Simpson 2018).

### 2.1.2 Temps de réponse et analyse de récession

Le comportement à long terme du bassin versant est généralement décrit par une relation unique et une seule variable,  $Q_b$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) le débit d'exhaure des eaux souterraines ou **débit de base** :

$$-\frac{dQ_b}{dt} = f(Q_b). \quad (2.20)$$

La loi de puissance est l'une des fonctions les plus simples pour décrire cette relation :

$$f(Q_b) = aQ_b^b, \quad (2.21)$$

où  $a$  ( $\text{m}^{3(1-b)} \text{s}^{b-2}$ ) et  $b$  ( $-$ ) sont des constantes, et l'une des plus largement utilisées pour l'analyse des phases de récession des hydrogrammes. En choisissant  $b = 1$ , l'expression prend alors la forme d'une décroissance exponentielle (Maillet 1905) :

$$Q_b(t) = Q_b(t=0)e^{-t/\tau} \quad (2.22)$$

où  $a = 1/\tau$  est la constante de récession et  $\tau$  un temps de renouvellement des eaux souterraines. L'équation 2.22 signifie aussi que le drainage à long terme du bassin versant peut être représenté par un **réservoir linéaire**, dont le débit sortant est directement proportionnel au stock d'eau souterraine  $S$  dans le bassin versant. Ce modèle, conceptualisé dans la figure 2.1 a, est la représentation la plus simple d'un aquifère drainant une recharge uniforme  $Q(t)$  vers un cours d'eau (Gelhar 1974). Toute variation spatiale du niveau d'eau  $y$  est négligée et seule est représentée l'évolution de l'épaisseur mouillée moyenne  $h(t)$  en fonction du temps. En supposant que le débit sortant par unité de surface s'écrive  $a[h(t) - d]$ , où  $d$  est la cote d'une masse d'eau de surface adjacente, le bilan hydrologique suivant est établi :

$$S \frac{dh(t)}{dt} + a[h(t) - d] = Q(t). \quad (2.23)$$

Ce comportement linéaire est attendu pour l'aquifère libre homogène, horizontal et à faible battement. Lorsqu'il faut tenir compte de la variation spatiale de l'épaisseur de la zone saturée, une relation non linéaire de la forme :

$$Q_b(t) = \left[ Q_b(t=0)^{1-b} + a(b-1)t \right] \frac{1}{1-b}; \quad b > 1 \quad (2.24)$$

est requise.

La relation 2.21 est particulièrement séduisante et d'un intérêt toujours renouvelé depuis que Brutsaert et Nieber 1977 ont proposé une méthode d'interprétation des paramètres  $a$  et  $b$  à partir de solutions analytiques de l'équation 2.11 de Boussinesq, tentant ainsi de relier les caractéristiques de la courbe de récession aux propriétés physiques du bassin versant grâce à la théorie de l'hydraulique souterraine. Considérant un modèle d'aquifère de Dupuit (Figure 2.1 b), Gelhar et J. L. Wilson 1974 avaient déjà montré comment relier le paramètre  $a$  du réservoir linéaire aux propriétés de l'aquifère (cf. Equation 2.10) :

$$a = \frac{3T}{L^2} \quad \text{en régime permanent}; \quad (2.25)$$

$$a = \frac{\pi^2 T}{4L^2} \quad \text{en régime transitoire pour une nappe sinusoïdale décroissante.} \quad (2.26)$$

Brutsaert et Nieber 1977 ont montré que plusieurs solutions analytiques pour le débit de l'équation de Boussinesq décrivant l'écoulement unidimensionnel dans un modèle d'aquifère libre, homogène et horizontal pouvaient être exprimées sous la forme de la loi de puissance 2.21,  $a$  étant fonction des propriétés géométriques et hydrauliques de l'aquifère et  $b$  étant une constante adimensionnelle. Pour le drainage à court et long terme respectivement,  $a$  et  $b$  s'écrivent :

$$a = \frac{1,1336}{K\omega_d H^3 L_l^2}; \quad b = 3 \quad (2.27)$$

et

$$a = 4,8038 \frac{K^{1/2} L_l}{\omega_d A^{3/2}}; \quad b = 3/2 \quad (2.28)$$

d'après les solutions 2.15 et 2.14, avec  $L_l$  (m) la longueur totale de tous les tronçons de rivière et  $A$  ( $\text{m}^2$ ) la surface du bassin versant.

Dans la version linéarisée de cette approche, le débit souterrain par unité de longueur de rivière  $q_b$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$ ) provenant d'un aquifère rectangulaire initialement saturé est donné par :

$$q_b(t) = 2KfH(H-d)B^{-1} \sum_{n=1,3,\dots}^{\infty} \exp\left(-\frac{n^2\pi^2KfH}{4B^2\omega_d}t\right) \quad (2.29)$$

d'après Boussinesq 1903a. A long terme, dans un chenal de rivière peu profond, l'équation se réduit au seul premier terme :

$$q_b(t) = 2KfH^2B^{-1} \exp\left(-\frac{\pi^2KfH}{4B^2\omega_d}t\right). \quad (2.30)$$

A l'échelle du bassin, un débit de base  $Q_b$  peut être dérivé en supposant simplement que les paramètres de l'équation 2.30 sont représentatifs de l'ensemble du bassin et qu'une largeur effective de l'aquifère  $B$  peut être définie telle que  $B = \alpha A/2L_l$ , avec  $A$  ( $\text{m}^2$ ) la surface du bassin versant,  $\alpha$  la fraction du bassin versant dont les aquifères contribuent au débit de base et  $L_l$  (m) la longueur totale de tous les tronçons de rivière en amont du point de mesure du débit de base (Brutsaert 2008). Il en résulte une constante de récession  $a$  dans ce cas linéarisé où  $b = 1$  telle que :

$$a = \frac{\pi^2 T_l L_l^2}{\omega_d (\alpha A)^2}, \quad (2.31)$$

où  $T_l = KfH$  est la transmissivité effective des aquifères libres contribuant au débit de base dans le bassin. En introduisant la densité de drainage  $\delta$  ( $\text{m}^{-1}$ ) égale à  $L_l/A$ , la constante de temps du drainage  $\tau = 1/a$  s'écrit approximativement :

$$\tau = 0,1 \frac{\omega_d}{T_l \delta^2}. \quad (2.32)$$

Sur le temps long, la constante de temps du système aquifère caractérise donc également les processus de récession du débit de base (Brutsaert 2008) et l'aptitude de l'aquifère à transmettre en sortie (débit de base) les variations de son signal d'entrée (recharge).

Elle peut donc être théoriquement identifiée par l'analyse de récession des hydrogrammes lorsque les données relatives à la récession du débit présentent la forme d'une loi de puissance, généralement ajustée à l'enveloppe inférieure des données de récession. Ce type d'analyse a près d'un siècle et demi d'histoire (racontée par exemple par F. R. Hall 1968 ou Tallaksen 1995). Les constantes de temps issues de l'analyse des mesures de débit en rivière en période de récession sont en général inférieures à l'année, avec des valeurs de quelques jours à presque un an pour des bassins versants de quelques  $\text{km}^2$  à quelques dizaines de milliers de  $\text{km}^2$  (*e.g.* Zecharias et Brutsaert 1988 ; Brandes et al. 2005 ; Eng et Milly 2007 ; Brutsaert 2008 ; Stoelzle, Stahl et Weiler 2013 ; Thomas, Vogel, Kroll et al. 2013 ; B. Chen et Krajewski 2015). Brutsaert 2008 propose d'ailleurs d'employer une valeur de  $45 \pm 15$  jours comme ordre de grandeur typique de l'échelle de temps caractéristique des processus de drainage au sein des grands bassins versants. Ces valeurs s'éloignent de ce fait des valeurs prédites d'après les attributs physiques moyens du bassin selon la théorie de l'hydraulique souterraine, qui ont une fâcheuse tendance à les surestimer d'au moins un ordre de grandeur si ce n'est largement plus (*e.g.* Zecharias

et Brutsaert 1988). Cet écart des observations aux prédictions des écoulements issues des solutions analytiques a alimenté une vaste tranche de littérature, qui a mis en avant de nombreuses raisons de remettre ces dernières en question. Ce point continue de faire l'objet de mes réflexions, que j'aborde de ce fait spécifiquement dans mes perspectives de recherche (*cf.* section 2.4).

## 2.2 Estimation à l'échelle globale

### 2.2.1 Motivations

La figure 2.2 illustre à la fois la manière dont les anomalies dans le forçage atmosphérique se propagent à travers les différentes composantes du cycle hydrologique terrestre, tout en s'atténuant et se déphasant progressivement, agissant comme un filtre passe-bas, et inversement, comment le système hydrologique lui-même a la capacité d'influencer en retour l'atmosphère dans les zones où la nappe est peu profonde (*cf.* chapitre 3.4.2), cette rétroaction ayant pour conséquence la persistance des anomalies antérieures, qu'elles soient positives ou négatives. Cette mémoire hydraulique de la surface terrestre est introduite par les échelles de temps longues associées aux eaux souterraines. Sa caractérisation est importante, aussi bien pour évaluer la sensibilité des eaux souterraines au changement climatique ou d'utilisation des terres et prédire leur réponse aux fluctuations de la recharge dans l'espace et le temps que pour présager également de leur rôle dans l'atténuation des effets du changement climatique et de leur capacité à amortir la variabilité des eaux de surface qui en découle.

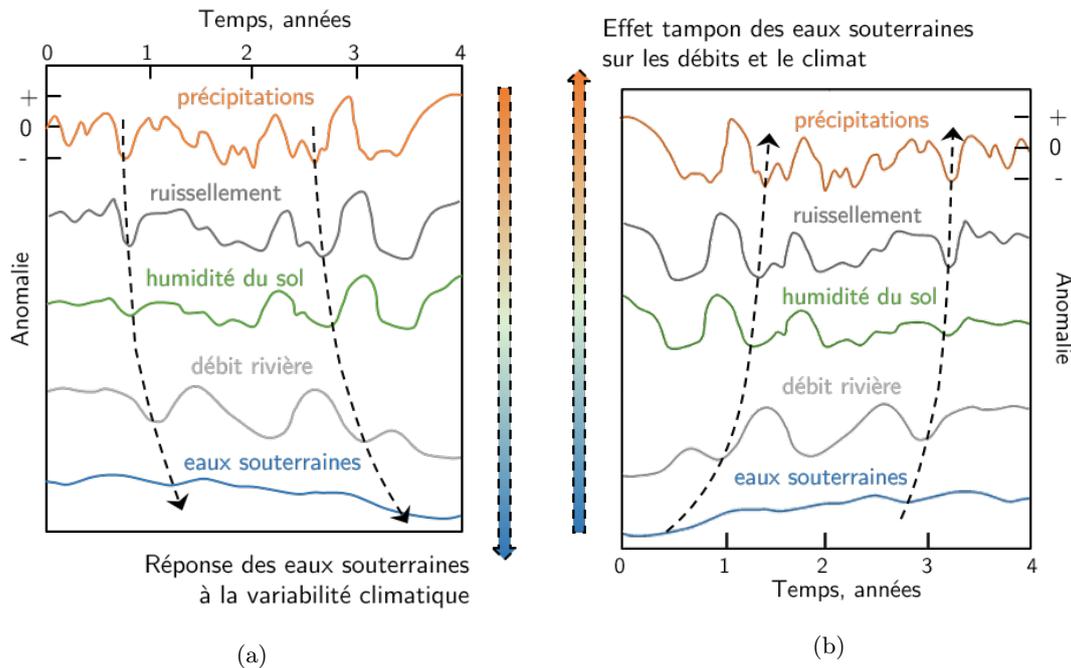


FIGURE 2.2 – Rétroactions entre eaux souterraines et climat : (a) propagation progressive et amortie des anomalies de précipitations aux eaux souterraines d'après Changnon 1987 et en miroir, (b) effet tampon des eaux souterraines sur le climat d'après Lo 2010 inspiré par Entekhabi et al. 1996.

Les modèles de surface terrestre fournissent un environnement approprié pour estimer quantitativement ces mécanismes d'interactions spatio-temporelles entre les eaux souterraines et le climat. Pour des raisons de simplicité, le compartiment souterrain y

est souvent représenté au premier ordre sous la forme d'un réservoir linéaire unique, comme dans la version standard d'ORCHIDEE, le modèle de l'IPSL décrivant les surfaces continentales (Krinner et al. 2005). Cette représentation nécessite cependant une paramétrisation appropriée de son comportement hydraulique, c'est-à-dire de sa constante de temps caractéristique  $\tau$ , dont les valeurs peuvent être calibrées à l'échelle du bassin versant mais sont souvent extrapolées à l'ensemble du globe pour pallier le manque de données à ces échelles (*e.g.* Gascoïn et al. 2009), dont elles peinent de ce fait à refléter l'hétérogénéité.

Alternativement, l'application de méthodes analytiques simples, s'appuyant sur des ensembles de données largement disponibles à l'échelle globale, tels que la topographie de surface ou la lithologie, peut s'avérer utile pour tenir compte de la variabilité de la réponse des eaux souterraines dans les approches de modélisation aux échelles planétaires. Ainsi, la théorie de l'hydraulique souterraine précédemment mentionnée fournit-elle un cadre analytique de choix pour relier les caractéristiques du débit de base aux descripteurs du bassin versant. Un large éventail de facteurs a pu être évoqué, dont le climat, le relief, la géologie, la végétation et les activités humaines. Parmi ces variables descriptives, l'approche analytique retient en particulier la taille caractéristique des systèmes aquifères et leur diffusivité hydraulique (*cf.* section précédente).

Nous avons choisi une des solutions de l'équation de Boussinesq, représentative du comportement à long terme de l'hydrosystème, pour **estimer  $\tau$  à l'échelle mondiale**. Plus spécifiquement, elle relie la constante de temps du débit de base à la porosité de drainage, à la transmissivité effective de chaque aquifère, à sa pente et à la densité de drainage. Nous avons ensuite **évalué l'utilisation de ce  $\tau$  variable spatialement et fondé sur des principes physiques dans le modèle de surface ORCHIDEE** en matière de simulation des débits au sein des grands bassins hydrographiques. Ces travaux ont fait l'objet de la thèse d'*Ana Schneider*, qu'Agnès Ducharne m'a proposé de co-encadrer, grâce à un financement du Programme Doctoral KIC-Climat. Ils se sont inscrits dans le cadre de deux projets de recherche montés par la même Agnès Ducharne et centrés sur l'étude des rétroactions des eaux souterraines vers le système climatique. Mon intérêt pour les questions relatives au temps de réponse des systèmes aquifères s'en est trouvé renouvelé.

■ **Projet 2.2.1 — I-GEM (2014-2018)**. Impact of Groundwater in Earth system Models. *ANR-MoST*. Coordination Agnès Ducharne, Metis & Min-Hui Lo, *NTU*, Taïwan. ■

■ **Projet 2.2.2 — GEM (2014-2016)**. Groundwater in Earth system Models. *Programme LEFE/INSU, CNRS*. Coordination Agnès Ducharne, Metis. ■

■ **Thèse 2.2.1 — Schneider Ana (2013-2017)**. *Estimation of the base flow time constant for global scale applications*. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

### 2.2.2 Principaux résultats

Nos recherches ont débouché sur une première estimation du temps de réponse des aquifères, ou temps caractéristique associé au débit de base, à l'échelle du globe. Nous avons choisi pour cela une solution de l'équation linéarisée de Boussinesq pour un aquifère incliné (Figure 2.1 c). D'après Zecharias et Brutsaert 1988 :

$$\tau = \frac{\omega_d B^2}{2K(fH \cos^2 i + B \sin i)}, \quad (2.33)$$

équation dont les termes ont été précédemment définis. La distance  $B$  entre les conditions aux limites, ici la longueur du versant, a été estimée indirectement à partir de la densité

de drainage  $\delta$  :

$$\tau = \frac{\omega_d}{8\delta^2 T_l \cos^2 i + 4\delta K \sin i}. \quad (2.34)$$

Pour obtenir la formulation pour le cas horizontal (Equation 2.32) comme limite de celle tenant compte de la pente  $i$  de l'aquifère lorsque  $i$  tend vers zéro, nous avons adopté *in fine* l'expression suivante de  $\tau$  :

$$\tau = \frac{\omega_d}{\pi^2 \delta^2 T_l \cos^2 i + \frac{\pi^2}{2} \delta K \sin i}. \quad (2.35)$$

Le temps de réponse des aquifères de surface a été calculé grâce à des jeux de données globaux. Ainsi la transmissivité effective  $T_l$  est le produit de la conductivité hydraulique  $K$  dérivée de la carte mondiale à haute résolution de la perméabilité de surface **GLHYMPS** (GLobal HYdrogeology MaPS, Gleeson, Moosdorf et al. 2014) par une épaisseur saturée constante estimée à 35 m<sup>4</sup>. La porosité de drainage provient des valeurs de la littérature (Morris et Johnson 1967) associées à chaque classe d'hydrolithologie définie à l'échelle globale (Gleeson, Smith et al. 2011). Faute d'informations sur l'inclinaison des aquifères, leur pente a été remplacée par celle de la surface piézométrique, simulée à l'échelle globale par Fan, H. Li et al. 2013. Enfin, la densité de drainage  $\delta$  a été spécialement calculée par nos soins, à partir d'un travail de cartographie des rivières pérennes et intermittentes à l'échelle globale (Schneider, Jost et al. 2017).

Le nouveau réseau hydrographique a été extrait à l'échelle mondiale sur la base d'informations topographiques à haute résolution, à savoir le modèle numérique de terrain HydroSHEDS à 15'' (Lehner, Verdin et al. 2008), et par calibration d'un paramètre  $A_{cr}$  (m<sup>2</sup>) variable spatialement, définissant la zone de drainage minimale en amont d'un pixel nécessaire pour initier un cours d'eau. Ce paramètre est généralement considéré comme uniforme sur l'ensemble du globe, ce qui conduit à des densités de drainage peu différenciées d'en moyenne 0,20 km<sup>-1</sup> dans l'exemple donné en figure 2.3 a. Nous avons calibré la zone de drainage critique  $A_{cr}$  en fonction des principaux facteurs environnementaux dont dépend la densité de drainage, c'est-à-dire la pente topographique, le climat et la lithologie, par rapport à des réseaux hydrographiques de référence à l'échelle 1:50 000 en France et en Australie puis nous l'avons confrontée de façon indépendante à des réseaux de référence aux Etats-Unis et au Brésil. Notre modèle de zone de drainage critique décrit de manière réaliste les variations spatiales de la densité de drainage par rapport aux réseaux de référence. Il peut être utilisé pour extraire des réseaux hydrographiques à partir de n'importe quel modèle numérique de terrain. Sur la base de celui proposé par HydroSHEDS à 15'', nous avons établi un nouveau réseau hydrographique mondial, dénommé **GRIN** (Global River Network), également décliné dans sa version intermittente. Il fournit des valeurs de  $\delta$  d'en moyenne 0,74 km<sup>-1</sup>, plus élevées et plus réalistes par rapport à l'état de l'art que représentait à l'époque le réseau HydroSHEDS (Lehner, Verdin et al. 2008), comme l'illustre la figure 2.3.

Du point de vue des temps de réponse, nos résultats indiquent que les eaux souterraines ont une longue mémoire hydraulique (Figure 2.4 b), avec une médiane mondiale de 65 ans et des valeurs jusqu'à plus de 10 000 ans. Une analyse de sensibilité a montré que la transmissivité et  $\delta$  sont les principales sources d'incertitude de  $\tau$ . En effet, les conductivités hydrauliques varient sur plusieurs ordres de grandeur (6 dans la base de données GLHYMPS) tandis que la densité de drainage est élevée au carré dans

4. Soit un coefficient  $f$  égal à 0,35 pour une épaisseur d'aquifère de 100 mètres

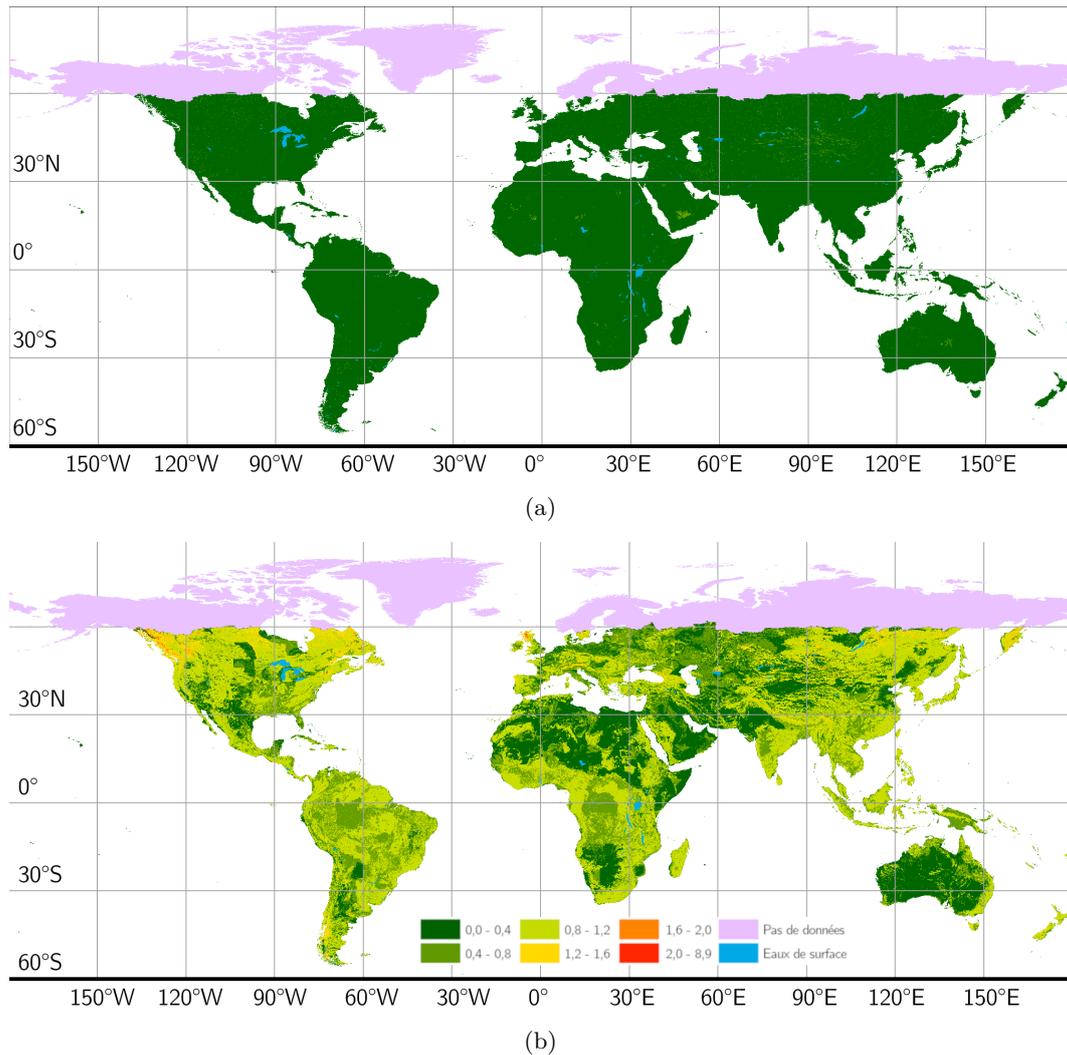
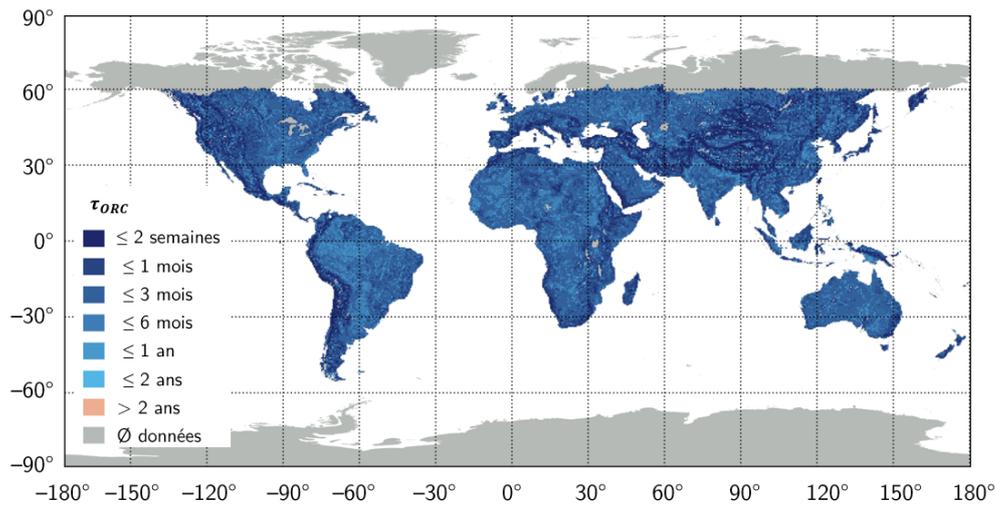


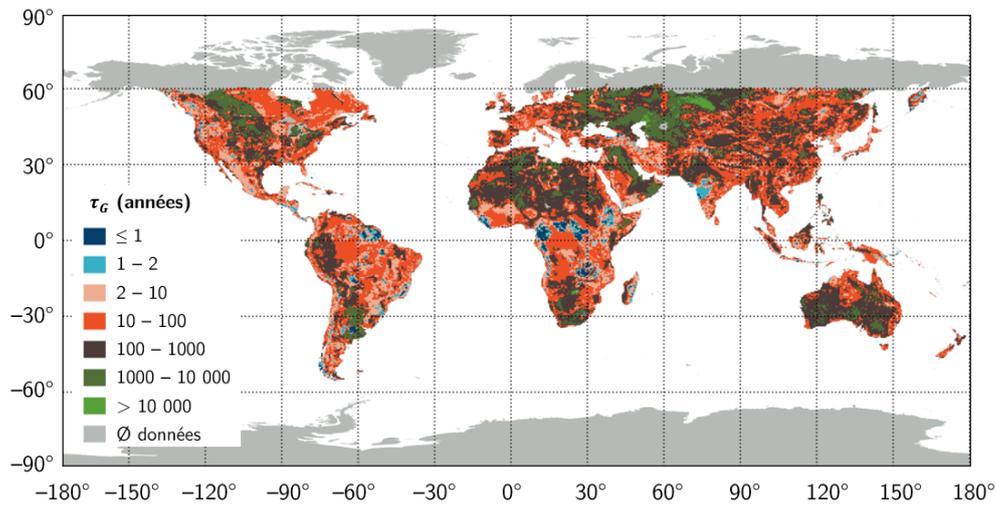
FIGURE 2.3 – Comparaison des densités de drainage  $\delta$  ( $\text{km}^{-1}$ ) à l'échelle globale : (a) d'après HydroSHEDS (Lehner, Verdin et al. 2008), moyenne de  $0,20 \text{ km}^{-1}$  ; (b) d'après Schneider, Jost et al. 2017, moyenne de  $0,74 \text{ km}^{-1}$ . Au nord de  $60^\circ\text{N}$ , les données HydroSHEDS sont manquantes.

l'équation 2.35. L'utilisation de valeurs de  $\delta$  plus élevées comparativement au standard a réduit les temps de réponse calculés et peut expliquer une distribution des  $\tau$  décalée vers des temps de réponse plus courts par rapport aux estimations de Cuthbert, Gleeson et al. 2019 dont la médiane plane à près de 6 000 ans.

Nous avons testé dans un second temps l'application de cette nouvelle constante de temps à base physique et spatialement variable dans le module de routage de l'édition standard d'ORCHIDEE. Celui-ci est composé d'une succession de réservoirs linéaires dont le plus lent est représentatif du compartiment souterrain. Dans la version originale d'ORCHIDEE, la constante de temps caractéristique de ce réservoir est calculée comme le produit d'un indice topographique  $k_i$  (m), dépendant de la pente et de la distance entre deux mailles, par une constante  $g_i$  ( $\text{s m}^{-1}$ ) appliquée globalement et égale à  $25,0 \times 10^{-3} \text{ jour m}^{-1}$  d'après un ajustement empirique au débit observé du fleuve Sénégal (Ngo-Duc et al. 2007). Il en ressort une échelle de temps caractéristique de l'ordre de 45 jours pour un maximum de 246, beaucoup plus faible et de variabilité spatiale nettement



(a)



(b)

FIGURE 2.4 – Comparaison des temps de réponse  $\tau$  à l'échelle globale : (a) dans ORCHIDEE, médiane de 45 jours ; (b) d'après l'équation 2.10, médiane de 65 ans.

plus limitée que le nouveau  $\tau$  à base physique (Figure 2.4).

Ces valeurs initiales, notées  $\tau_{ORC}$ , ont été utilisées dans une simulation de référence en mode forcé à laquelle nous avons comparé la simulation globale utilisant le nouveau champ de  $\tau$  en matière de débits simulés dans les grands bassins hydrographiques (Figure 2.5). De façon attendue, l'introduction de valeurs bien plus élevées de la constante de temps du réservoir souterrain dans ORCHIDEE a augmenté l'effet tampon de ce réservoir sur le débit des rivières, à l'exception des bassins présentant une faible recharge, entraînant une dégradation de leur simulation par rapport aux observations et aux (déjà piètres) performances de la version standard du modèle de surface terrestre. Ce type de paramétrisation d'un réservoir linéaire représentatif des eaux souterraines superficielles dans les schémas de surface n'apparaît finalement pas adapté.

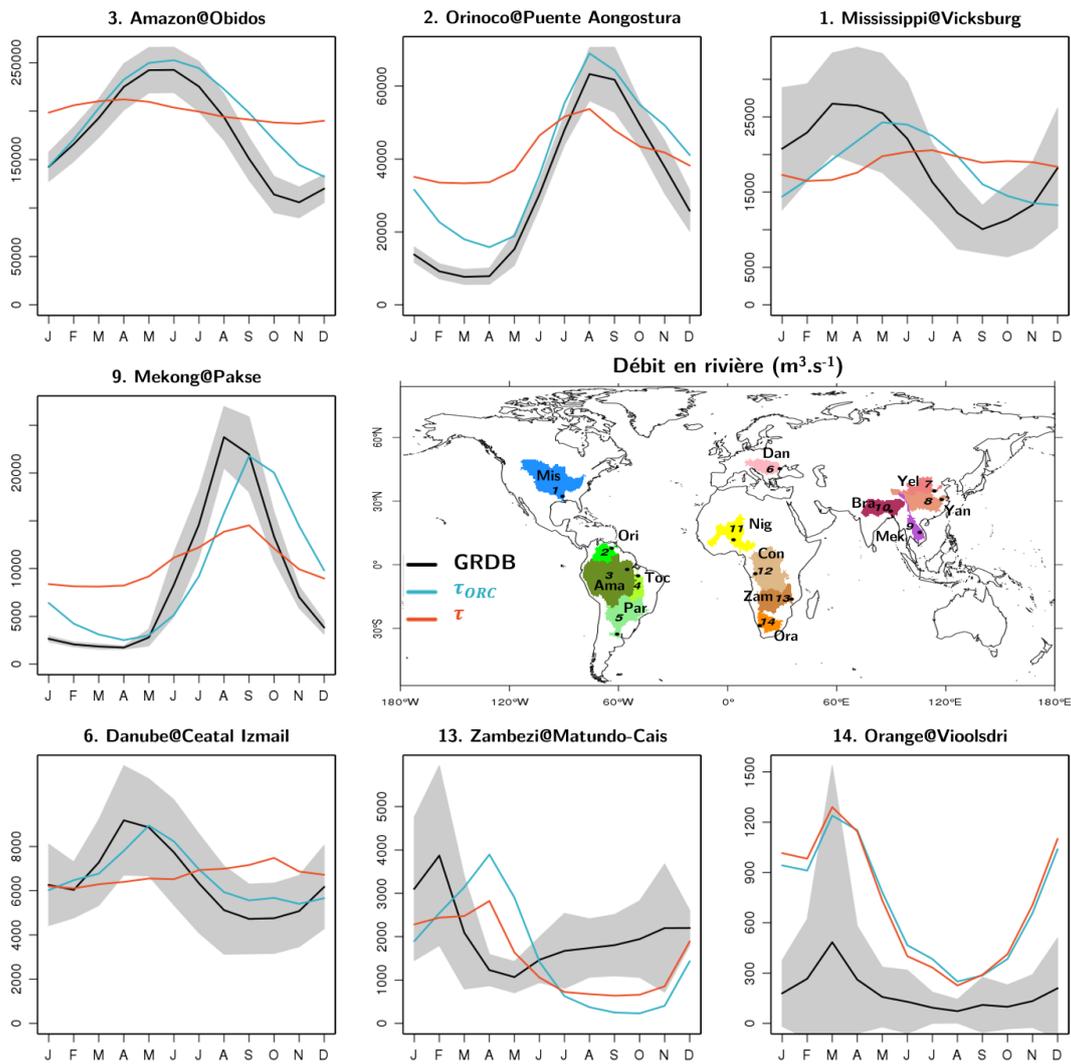


FIGURE 2.5 – Comparaison des débits simulés par ORCHIDEE aux débits observés ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) d'après la base de données GRDB pour quelques grands bassins hydrographiques sur la période 1985-2010.

De fait, les nouvelles estimations de  $\tau$  à l'échelle globale surestiment largement les valeurs de la littérature issues de l'analyse de récession, contrairement aux valeurs initialement introduites, ainsi que l'illustre la figure 2.6. Les limites des boîtes y représentent les 1<sup>er</sup> et 3<sup>e</sup> quartiles, la barre du milieu donne la médiane, les points indiquent les valeurs moyennes et les moustaches, les 10<sup>e</sup> et 90<sup>e</sup> percentiles.

Nous avons par la suite essayé par tous les moyens d'obtenir une estimation à base physique, c'est-à-dire dépendante des propriétés du bassin versant, compatible avec les valeurs issues de l'analyse de récession. Pour ces dernières, nous avons développé une base de validation de près de 9 500 stations, sélectionnées parmi des bases de données nationales de France, du Royaume-Uni et des Etats-Unis et globale (GRDB). L'analyse des débits quotidiens de récession, effectuée à l'aide du programme RECESS (Rutledge 1998), indique une constante de temps variant de 18 jours à 3 ans et demi (Schneider, Ducharme et al. 2018). Du côté des estimateurs de  $\tau$ , l'utilisation de GRIN au lieu d'HydroSHEDS pour le calcul de  $\delta$ , de la porosité de drainage plutôt que de la porosité totale tirée de GLHYMPS ou encore de l'aquifère en pente plutôt qu'horizontal avait déjà contribué à réduire  $\tau$ . Nous avons donc essentiellement testé des scénarios alternatifs pour décrire le champ de conductivité hydraulique, partant de la dernière version 2.0 de GLHYMPS (Huscroft et al. 2018) puis combinant par exemple des bases de données spécifiques au sol (Carsel et Parrish 1988; Reynolds et al. 2000) à des modèles de décroissance exponentielle. Nous avons alors réussi à améliorer le biais d'au moins deux ordres de grandeur mais les coefficients de corrélation avec les valeurs de référence restent faibles. Les descriptions disponibles des propriétés physiques des aquifères de surface, en particulier la conductivité hydraulique, ne sont pas représentatives de l'écoulement local qui domine la réponse de long terme du bassin versant. La question des facteurs de contrôle du temps de réponse du débit de base n'est pas nouvelle et continuera d'alimenter les discussions au sein de la communauté des hydrologues et hydrogéologues. Quant à la représentation de la dynamique du compartiment souterrain dans les schémas de surface, elle demande à être complexifiée par des formes non linéaires (*e.g.* Stoelzle, Weiler et al. 2015). C'est en ce sens qu'a été développée la nouvelle branche ORCHIDEE-HSL (*cf.* chapitre 3.4.2). Les travaux ici résumés ont été présentés en conférence (Jost, Schneider et al. 2017; Schneider, Ducharme et al. 2018; Jost, Schneider et al. 2019) et sont actuellement en cours de publication.

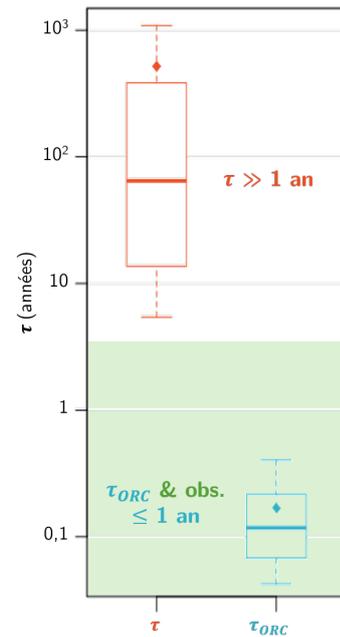


FIGURE 2.6 –  $\tau$  vs.  $\tau_{ORC}$  vs. une plage de référence tirée de la littérature en vert.

## 2.3 Application à l'échelle du bassin versant

### 2.3.1 Contexte

Les bassins versants arctiques offrent une possibilité intéressante de tester l'efficacité de la théorie reliant les caractéristiques de la récession aux propriétés physiques du bassin et en particulier, à celles du pergélisol. L'idée originale est de Lyon, Destouni et al. 2009, qui proposent d'utiliser le caractère intégrateur du débit à l'exutoire comme marqueur de la fonte du pergélisol à l'échelle du bassin versant. La proposition est alléchante, considérant la nature locale et coûteuse des observations directes de la profondeur du pergélisol. Concrètement, il s'agit de relier l'évolution sur le long terme du paramètre de récession  $a$  à celle de l'épaisseur saturée  $H$  de la couche active reposant sur le substratum imperméable que constitue le pergélisol. L'hypothèse suppose tout autre paramètre constant par ailleurs dans l'équation 2.31 et une décroissance exponentielle

de l'écoulement dans la gamme des débits les plus faibles, *i.e.*  $b = 1$ . Dans ces conditions, l'approfondissement de la couche active au-dessus du pergélisol suite au réchauffement arctique devrait se traduire par une diminution du temps de réponse du système du fait d'un aquifère devenu plus transmissif. Lyon, Destouni et al. 2009 et Lyon et Destouni 2010 ont d'abord démontré la faisabilité de la méthode sur deux bassins versants, dans des conditions variées de pergélisol, l'Abiskoajokken dans le nord de la Suède et le Yukon au nord de l'Amérique, respectivement puis Brutsaert et Hiyama 2012 s'en sont naturellement emparés dans le bassin de la Léna avant que Sjöberg, Frampton et al. 2013 n'étendent l'approche à une petite dizaine de bassins versants suédois. Lyon, Destouni et al. 2009 et Brutsaert et Hiyama 2012 en ont déduit des vitesses moyennes de fonte du pergélisol au cours du dernier siècle en accord avec les observations, de quelques millimètres par an dans les zones où le pergélisol est continu et jusqu'à un centimètre par an là où il est discontinu, mais dont l'allure s'accélère depuis les années 1990.

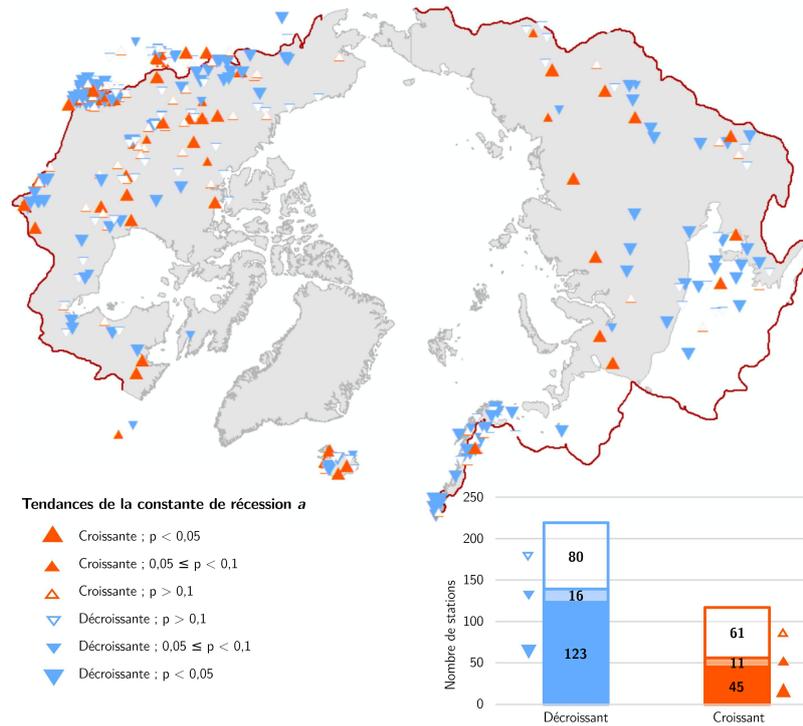
L'un des points forts de cette approche est qu'elle ne requiert que des observations quotidiennes du débit à long terme, tout en saisissant d'un seul tenant toute la complexité du bassin versant. Ces enregistrements de débit sont disponibles en libre accès et avec une large couverture spatiale pour de nombreuses stations arctiques. Partant de ce constat, Flore Sergeant, alors en thèse à l'Université Laval au Québec sous la direction de René Therrien, a choisi d'utiliser l'analyse de récession pour cartographier le dégel du pergélisol dans les environnements de haute latitude. Elle m'a associée à ses recherches, de même que mon confrère hydrologue Ludovic Oudin, dans le cadre d'une mobilité internationale d'une durée d'un an et demi, qu'elle a effectuée à Metis grâce à un financement canadien du Programme Sentinelle Nord. Notre collaboration avec Flore Sergeant et à distance avec nos collègues René Therrien et François Anctil a débouché sur une publication commune (Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021).

Flore Sergeant a ainsi traité plusieurs centaines de chroniques de débit journalier issues de stations réparties dans toute la région arctique, dans des conditions environnementales variables quant au climat, relief, à la végétation, lithologie, extension du pergélisol ou encore couverture neigeuse, qu'elle a également répertoriées. Autant de critères que nous avons utilisés comme facteurs explicatifs des changements déduits de l'analyse temporelle des caractéristiques de récession sur une période commune de référence allant de 1970 à 2000.

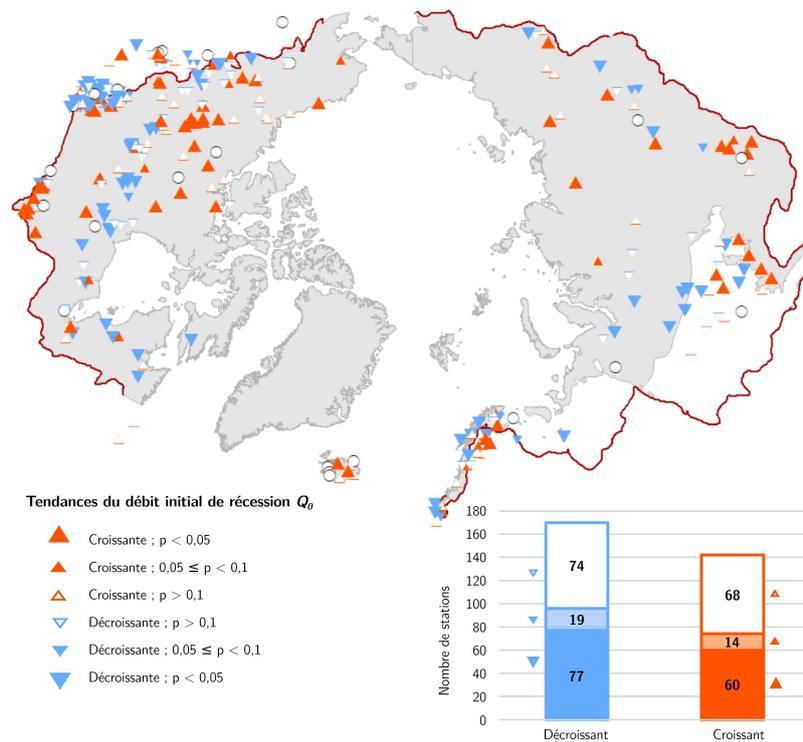
**Thèse 2.3.1 — Sergeant Flore (2019-2023).** *Comparison of hydrogeological and geophysical regional indicators of permafrost thawing rate.* Université Laval, Québec.

### 2.3.2 Principaux résultats

Contrairement à ce qui était attendu, la majorité des bassins versants présente des tendances à la baisse de la constante de récession  $a$  et du débit à l'initiation de la récession  $Q_0 = Q_b(t = 0)$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) entre 1970 et 2000 (Figure 2.7). Evans, Yokeley et al. 2020 ont cependant fait le même constat pour les bassins eurasiens reposant sur des types de pergélisol peu étendus dans l'espace, d'isolé à discontinu, par opposition aux bassins sur pergélisol continu qui présentent la tendance prévue à l'augmentation sur près d'un siècle (1913-2003). La continuité du pergélisol est de fait l'un des facteurs que nous avons pris en compte dans notre analyse factorielle uni- et multivariée. Celle-ci a permis d'établir le degré de corrélation entre les tendances observées et ces variables environnementales, mettant en effet en évidence un lien significatif entre les tendances de  $a$  et  $Q_0$  et la continuité du pergélisol. Les tendances sont également expliquées par la topographie, la couverture neigeuse, le contenu en carbone organique du sol, la végétation ou encore la vitesse de réchauffement.



(a)



(b)

FIGURE 2.7 – Tendances temporelles de la constante et du débit initial de récession entre 1970 et 2000 pour les 336 bassins versants arctiques sélectionnés. D'après Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021.

Nous nous sommes alors interrogés sur la pertinence du lien entre débit de base et fonte du pergélisol, considérant tour à tour les hypothèses qu'il sous-tend. A la suite d'Evans, Yokeley et al. 2020<sup>5</sup>, nous reconnaissons que le modèle proposé reliant l'épaisseur saturée de la couche active à la constante de récession n'est vérifié que dans les plaines où l'écoulement est principalement horizontal au sein de la couche active lorsqu'un pergélisol continu joue le rôle de substratum imperméable. Dans ces conditions, les phases tardives de la récession peuvent être représentées par un comportement linéaire et homogène (B. Chen et Krajewski 2015). Une telle situation est notamment favorisée par la présence d'épaisses couches organiques (e.g. Yi et al. 2018 ; O'Connor et al. 2019 ; Zhu et al. 2019), qui agissent comme isolant.

Cependant, la plupart des bassins versants naturels s'écartent du modèle linéaire (e.g. Tashie, Pavelsky et al. 2020), i.e.  $b \neq 1$ , essentiellement pendant le stade précoce de la récession (Thomas, Vogel et Famiglietti 2015) lorsque  $b$  est théoriquement égal à 3, voire également pendant les phases tardives où  $b$  est compris entre 1 et 2. Ainsi les formes non linéaires de la courbe de récession (cf. équation 2.24) devraient être plus représentatives des comportements réels observés (e.g. Dewandel et al. 2003) et pourraient fournir des estimations plus fiables de l'épaisseur saturée  $H$  de l'aquifère (Szilagyi, Parlange et al. 1998), ici la couche active.

La diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur est en particulier une cause de non-linéarité de la récession (Van de Griend et al. 2002). Avec l'approfondissement de la couche active, les circulations s'effectuent dans des formations moins perméables, allant à l'encontre de l'augmentation de la constante de récession. Ainsi l'hypothèse d'un paramètre  $K$  constant dans l'équation 2.31 n'est-elle pas vérifiée.

De même, l'existence de composantes verticales de l'écoulement, favorisées par des reliefs plus accentués en tête de bassin, la diversité des chemins d'écoulement et les arrivées d'eau profonde, permises par les taliks dès lors que le pergélisol n'est plus continu (Figure 2.8), rendent caduque l'application des solutions analytiques de l'équation unidimensionnelle de Boussinesq pour un écoulement libre dans un aquifère horizontal reposant sur un substratum imperméable. Avec l'ouverture des taliks, des cheminements plus profonds sont possibles, qui court-circuitent la rivière. Concrètement,  $B$  devrait augmenter et  $a$  diminuer, une situation conforme aux observations dans les bassins versants au sein desquels l'extension du pergélisol n'est pas continue.

Enfin, l'analyse repose sur le maintien d'une recharge  $P - ET - R$  constante, où l'augmentation attendue des précipitations  $P$  peut être contrebalancée par celles de l'évapotranspiration  $ET$  et du ruissellement  $R$ . Des écarts au modèle théorique ont pu ainsi être expliqués par une diminution locale des précipitations, dont il résulte une réduction de l'épaisseur saturée de l'aquifère supra-pergélisol, malgré la fonte de ce dernier. L'augmentation des températures, l'évolution de la taille de la végétation dont dépend l'accumulation de neige sont également des facteurs propres à modifier la recharge et influer par conséquent sur l'allure de la récession (e.g. Ploum et al. 2019).

Ces explications ont été vérifiées par la suite par Flore Sergeant à l'aide d'un exercice de modélisation numérique (Sergeant, Therrien, Anctil et al. 2023) conduit au sein d'un bassin versant 3D synthétique, sur la base de scénarios faisant intervenir la pente topographique et la continuité du pergélisol. Ces deux facteurs expliquent les écarts au modèle de réservoir linéaire reliant simplement l'évolution de la constante de récession à la fonte du pergélisol, du fait des connexions hydrauliques entre aquifères profonds et superficiels que la réduction latérale du pergélisol et l'incision des vallées sont susceptibles de générer. La relation entre non-linéarité et degré de connectivité hydrologique a pu

---

5. Qui nous auront un peu grillé la priorité...

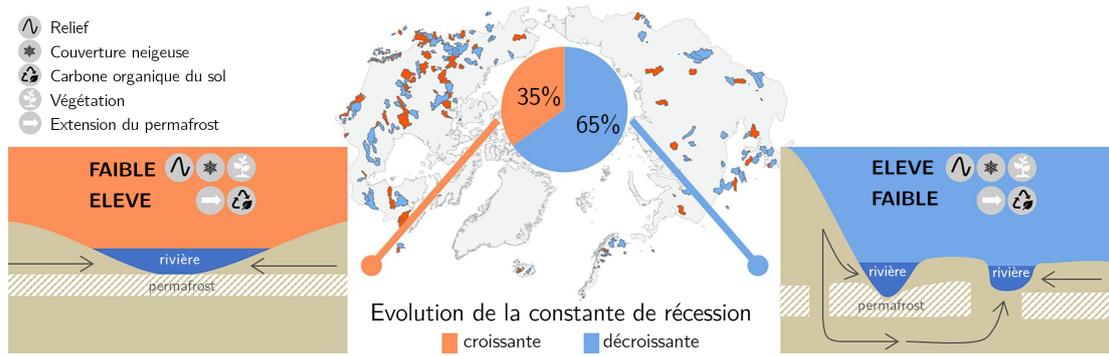


FIGURE 2.8 – Facteurs contrôlant l’allure de la récession dans les bassins versants arctiques d’après l’analyse de 336 stations de jaugeage sur la période 1970-2000. D’après Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021.

être observée à l’échelle saisonnière par Ploum et al. 2019 et Hinzman et al. 2020 dans des bassins versants suédois.

Parmi les propositions intéressantes qui ont émergé par la suite, figurent les travaux de Cooper et al. 2023 qui ont exploré de façon détaillée les liens entre le changement d’épaisseur saturée de la couche active et le débit de base moyen à long terme, qu’ils ont généralisés au cas non linéaire, pour des bassins versants en pente dont la conductivité hydraulique décroît avec la profondeur (Rupp et Selker 2006), et vérifiés dans le cas concret d’un bassin en Alaska. Ils ont notamment proposé une expression de l’échelle de temps non linéaire du drainage, non caractéristique car fonction du débit de base  $Q_b$ , sous la forme :

$$\tau(Q_b) = a^{-1} Q_b^{1-b}. \quad (2.36)$$

À  $t = 0$ ,  $\tau_0$  représente le seuil à partir duquel le débit de base s’échelonne selon une loi de puissance et marque la transition critique vers la récession tardive ( $1 \leq b < 2$ ). L’analyse de récession comme marqueur des changements hydrologiques en cours dans les paysages arctiques et subarctiques a encore de beaux jours devant elle...

## 2.4 Discussion et perspectives

### 2.4.1 Discussion

Mises en pratique à l’échelle globale, les expressions reliant la constante de récession  $a$  au temps de réponse  $\tau$  de l’aquifère déduit de ses caractéristiques physiques ne donnent pas satisfaction, notamment vis-à-vis de la dépendance aux propriétés du sous-sol qui semble faire défaut. Les estimations disponibles de la conductivité hydraulique, pourtant censées être représentatives des échelles régionales (Gleeson, Moosdorf et al. 2014), conduisent à des temps de réponse exagérément longs, qui ne décrivent pas la dynamique observée du débit de base. De fait, les publications récentes sur le sujet montrent que la question de la cartographie des propriétés hydrodynamiques à l’échelle globale n’est pas résolue (Swilley et al. 2024 ; Tijerina-Kreuzer et al. 2024). Je me suis alors penchée sur des échelles plus locales pour lesquelles les caractéristiques hydrodynamiques sont mieux documentées et doivent être plus homogènes. Dans le cadre de son stage de Master 1, *Yacine Akouba* a ainsi exploré les relations entre débit de base et propriétés des bassins versants pour un jeu de bassins de référence issus de la base de données GAGES-II de l’USGS (Falcone 2011), sans plus de réussite dans la régionalisation des caractéristiques

de l'écoulement que je n'en ai obtenu avec un ensemble de bassins français équivalent (Poncelet 2016).

**Comment expliquer ce décalage entre la dynamique supposée du compartiment souterrain et la réponse des rivières à l'étiage?** Compte tenu de l'hétérogénéité inhérente au sous-sol, la pertinence d'une moyenne géométrique des propriétés hydrodynamiques comme représentative du comportement effectif d'un système aquifère au sein d'un bassin versant peut à juste titre être questionnée, dès lors que la variabilité spatiale n'est plus décrite par une simple distribution lognormale (Szilagyi, Parlange et al. 1998). L'hétérogénéité locale va être au contraire à l'origine d'une gamme d'échelles temporelles caractéristiques  $\tau_i$  associées à différentes voies d'écoulement (Jiménez-Martínez et al. 2013), dont la combinaison linéaire à l'échelle du bassin devrait donner lieu à un échelon de réponses (M. Gao et al. 2017) et de multiples lignes de récession. Leurs effets distincts peuvent être cependant difficiles à identifier dans les chroniques de récession où une seule valeur de la constante de récession est souvent observée, là où plusieurs valeurs sont attendues d'après les formations géologiques en présence (Rutledge 2022). Les récessions peuvent ne pas être suffisamment longues pour rendre compte des réponses plus lentes qui ne se manifestent que tardivement, même si elles sont associées à un sous-bassin spatialement dominant (Rutledge 2022). De plus, la validation des paramètres théoriques de récession sur des données réelles de débit se heurte à la grande variabilité des valeurs obtenues selon la procédure d'extraction choisie (Stoelzle, Stahl et Weiler 2013). *In fine*, la diffusivité hydraulique effective du compartiment souterrain à la résolution considérée, *i.e.* à l'échelle d'unités hydrographiques qui peuvent être grandes lorsqu'il s'agit de proposer des estimations à l'échelle globale, devient essentiellement un paramètre de calage à ajuster dans le cadre du modèle choisi et de ce fait, non extrapolable aux bassins versants non jaugés.

Que ce soit pour paramétrer un réservoir souterrain dans un schéma de surface (Schneider, Ducharme et al. 2018), caractériser les attributs physiographiques ou hydrogéologiques d'un bassin versant (Dewandel et al. 2003) ou leur évolution (Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021), si la simplicité offerte par le modèle linéaire, et par les méthodes analytiques de façon plus générale, est alléchante, les analyses les plus récentes en matière de récession en montrent clairement les limites en matière de description du comportement du débit de base. Il apparaît, et nous l'avons montré dans le cas spécifique de l'aquifère supra-pergélisol (Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021), que les hypothèses de base sous-jacentes à l'application de la théorie de l'hydraulique souterraine sont rarement vérifiées. La relation de décroissance exponentielle ne s'avère valide que lorsqu'un substrat peu perméable, horizontal et concave est considéré (Rocha et al. 2007). De même, les moins de 1 % des bassins versants issus de l'ensemble américain GAGES-II qui présentent un comportement conforme aux prévisions de l'analyse traditionnelle de récession sont tous plats, de faible perméabilité et situés en zone aride (Tashie, Pavelsky et al. 2020).

Il existe en effet plusieurs raisons, qu'ont examinées de nombreux auteurs, de remettre en question l'adéquation de l'aquifère unidimensionnel, homogène et horizontal de Boussinesq comme modèle pour le débit de base et l'estimation des temps de réponse des systèmes aquifères libres. Parmi celles-ci :

- i) la non-uniformité du champ d'écoulement, c'est-à-dire l'existence d'un écoulement bidimensionnel convergent ou divergent selon la géométrie du bassin versant (Dralle, Boisramé et al. 2014 ; Vasseur et al. 2015). Vasseur et al. 2015 proposent d'introduire un paramètre de courbure du réservoir, traduisant la diminution de la constante de temps  $\tau$  liée à la nature divergente de l'écoulement et son augmentation relativement*

bien plus importante en cas de convergence. Quant à Cuthbert, Gleeson et al. 2019, ils ont estimé que la différence entre solutions uniforme et radiale résultait en une erreur d'environ un facteur 2 sur l'estimation du temps de réponse.

- ii) *le couplage avec la zone non saturée*, notamment l'écoulement latéral, dont les effets affectent de manière significative l'allure de la courbe de récession du fait du rôle contributif majeur du drainage de la zone non saturée au cours des étapes tardives de récession (J. Kong et al. 2016; X. Liang et al. 2017; Z. Luo et al. 2018). La prise en compte de l'écoulement non saturé améliore l'estimation des paramètres physiques de l'aquifère.
- iii) *la variabilité des flux entrants ou sortants*, qu'il s'agisse de la recharge, de l'évapotranspiration ou encore des influences anthropiques, qui contribue au caractère dynamique et non unique des caractéristiques  $a$  et  $b$  de la récession à l'échelle de l'événement ou de la saison et à l'hystérésis de la relation entre débit et stockage (Kim et al. 2023). La variabilité de la recharge, qu'elle soit spatiale ou temporelle, en est l'un des principaux facteurs et affecte aussi bien  $a$  que  $b$  (Biswal et Nagesh Kumar 2014a). Ceci est confirmé par la forte corrélation entre la constante de récession  $a$  et le débit moyen passé  $Q_v$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ), dont D. Sharma et al. 2023 tirent la relation universelle suivante :

$$a = 0,1129 Q_v^{-0,9028}. \quad (2.37)$$

Les différences d'un événement à l'autre sont en effet souvent attribuées aux effets de mémoire du bassin versant (*e.g.* Harman, Sivapalan et Kumar 2009; Tashie, Pavelsky et al. 2020), en lien avec les conditions d'humidité antérieures à chaque événement de recharge (Jachens et al. 2020; D. Sharma et al. 2023). La variabilité saisonnière est quant à elle associée aux fluctuations de l'évapotranspiration, la récession étant d'autant plus importante que la reprise évapotranspiratoire est élevée (Szilagyi, Gribovszki et al. 2007; Bart et Hope 2014; Tashie, Scaife et al. 2019, *e.g.*), ou de façon équivalente, aux prélèvements d'eau souterraine (*e.g.* Wittenberg 2003; D. Wang et Cai 2009) ou inversement aux retours d'irrigation.

- iv) *la pente* de l'aquifère, lorsque celle-ci devient un facteur important de l'écoulement et que les processus d'advection prennent le pas sur les processus diffusifs (*e.g.* Rupp et Selker 2006). Ainsi l'hydrogramme devrait être d'abord dominé par les unités aquifères les plus abruptes du fait d'un drainage plus rapide avant que les unités les plus plates ne prennent le relais au fil du temps. Notons que pour les aquifères à forte pente  $i$ , Walker et al. 2015 proposent l'expression suivante de l'échelle de temps caractéristique des aquifères  $\tau = \omega_d B / 2Ki$ .
- v) *l'hétérogénéité spatiale multi-échelle des versants*, à l'origine de *voies préférentielles d'écoulement* que néglige l'approche analytique. Or le comportement hydraulique devient de plus en plus non linéaire avec l'hétérogénéité des bassins versants (Harman, Sivapalan et Kumar 2009) et l'approximation à un seul aquifère peut être insuffisante pour décrire la totalité des hydrogrammes (Rutledge 2022). La prise en compte de géométries d'aquifère plus réalistes, combinant par exemple aquifères libre et captif (Rousseau-Gueutin et al. 2013; Vasseur et al. 2015), ou de l'hétérogénéité du champ de transmissivité (Simpson 2018; Carr et Simpson 2018) conduit à des expressions plus complexes du temps de réponse de l'aquifère, voire à un spectre d'échelles de temps pour les milieux de type fracturé à double voire multiple continuum (Russian et al. 2013), représentatif du comportement fractal de la réponse du bassin versant.

vi) *les hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique* ont été étudiées par Rupp et Selker 2005 et Rupp et Selker 2006 à l'aide d'un modèle de variation verticale de la conductivité hydraulique selon une loi de puissance. La diminution de la conductivité hydraulique avec la profondeur joue en particulier un rôle important dans l'émergence de valeurs de  $b$  différentes de celles déduites des solutions exactes (Equations 2.15 et 2.14) mais observées dans les hydrogrammes. Plus spécifiquement, Roques, Rupp, de Dreuzy et al. 2022 ont identifié le contraste des propriétés hydrauliques entre un aquifère superficiel et un aquifère profond moins perméable connecté au réseau hydrographique, une compartimentation verticale fréquemment rencontrée à la surface de la Terre du fait de l'érosion et de l'altération, comme paramètre critique dans l'émergence de ce comportement anormal, de même que la pente de l'interface entre ces deux compartiments. La combinaison dans le temps d'un écoulement rapide en surface et d'un écoulement lent en profondeur mais significatif rend caduque l'hypothèse de l'aquifère homogène dans la théorie de l'hydraulique souterraine, conduisant à des paramètres de récession plus complexes, qu'un modèle linéaire à deux réservoirs parallèles peut néanmoins capturer (M. Gao et al. 2017).

L'intensité de la décroissance exponentielle de  $K$  avec la profondeur est par ailleurs susceptible d'influencer la régionalisation des écoulements souterrains (Jiang et al. 2009), le développement de systèmes d'écoulement régionaux, déconnectés de l'exutoire local, étant favorisé par de plus faibles taux de décroissance (Figure 2.9).

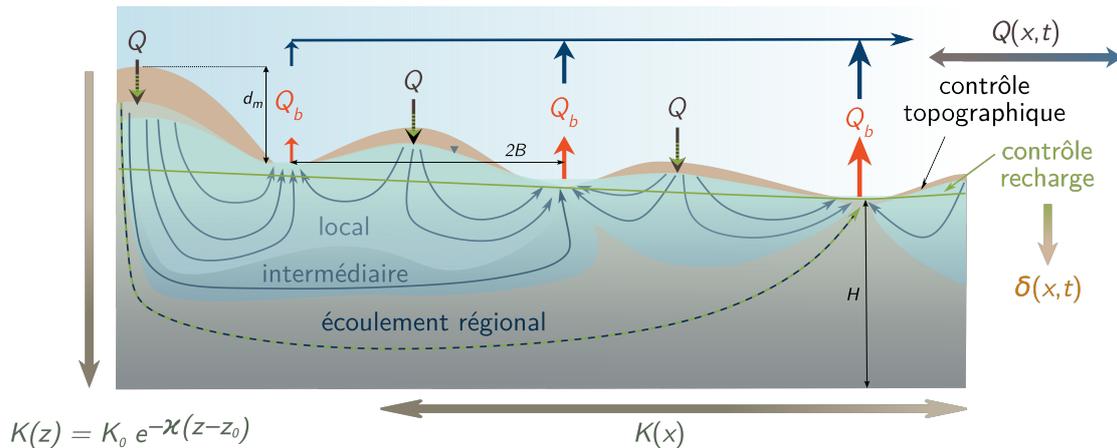


FIGURE 2.9 – Schéma des circulations emboîtées selon le modèle proposé par Tóth 1963 illustrant l'influence des facteurs de contrôle de la réactivité du système aquifère. Inspiré de Schaller et Fan 2009 et adapté de Jost, Schneider et al. 2017 ; Jost, Schneider et al. 2019.

vii) *la taille caractéristique variable spatialement et temporellement* joue un rôle intégrateur à différentes échelles de temps et d'espace. Au cours d'un événement prolongé de récession, la pente contrastée de la trajectoire, d'élevée à faible, est révélatrice d'une désactivation successive des voies d'écoulement rapide, par exemple liées aux macropores, vers un écoulement souterrain tardif plus profond et pérenne (e.g. Kim et al. 2023), et plus propice au respect des hypothèses du modèle de Boussinesq. Des chenaux d'ordre inférieur peuvent se déconnecter, impliquant une augmentation de la distance entre les éléments effectivement drainants (de Vries 1994 ; de Vries 1995), dont on rappelle qu'elle intervient au carré dans l'expression du temps de réponse du système aquifère (Equation 2.19). D'une saison à l'autre, les réservoirs de subsurface contributeurs évoluent également (McMillan et al. 2011).

A l'échelle pluriannuelle, au gré des fluctuations de la recharge, l'interception de la surface piézométrique par la topographie varie (Marani et al. 2001 ; Goderniaux, Davy et al. 2013) et en conséquent, la taille et l'échelle de temps caractéristiques du système. Ceci souligne le contrôle géomorphologique de la récession par la distribution des cours d'eau pérennes mis en avant par Biswal et Marani 2010. Les temps de réponse ne doivent donc pas être considérés comme des constantes mais des fonctions de la recharge  $Q$  telles que  $\tau \propto Q^{-2}$  (Cuthbert, Gleeson et al. 2019), également aptes à évoluer sur les échelles de temps plus longues du climat et de la géologie associées à l'évolution du réseau hydrographique (*e.g.* Jost, Violette, Gonçalves, Ledoux, Guyomard et al. 2007, dans le bassin de Paris au cours des 5 derniers millions d'années).

Le constat est aussi spatial, au sein du bassin versant. L'écoulement des eaux souterraines peut se produire à plusieurs échelles selon le modèle de Tóth 1963, avec un écoulement local imbriqué dans un système intermédiaire de plus grande taille, lui-même à son tour emboîté dans un système régional (Figure 2.9). Outre la conductivité hydraulique  $K$ , l'existence de ces circulations intriquées dépend également du relief et de la recharge  $Q$ , le tout étant résumé par le rapport **WTR** (water table ratio) proposé par Haitjema et Mitchell-Bruker 2005 :

$$\text{WTR} = \frac{Q(2B)^2}{mKHd_m} \quad (2.38)$$

où  $8 \leq m \leq 16$  selon que l'écoulement est unidimensionnel à radial,  $d_m$  (m) est la dénivelée maximale du terrain par rapport à la cote moyenne des eaux de surface et  $H$  (m) l'épaisseur saturée de l'aquifère. Ainsi la surface piézométrique des aquifères peu épais, peu perméables et susceptibles de développer une nappe proche de la surface dans des topographies peu accentuées et sous des climats humides est-elle principalement contrôlée par la surface topographique ( $\text{WTR} > 1$ ) plutôt que par la recharge ( $\text{WTR} < 1$ ), et favorise les écoulements locaux au détriment des circulations régionales. L'importance relative de l'écoulement local par rapport à l'écoulement régional dépend également de la taille du système, qui est elle-même fonction de la pente, de la lithologie et du climat... Du point de vue du temps de réponse, un régime d'écoulement local, peu profond et se développant sur de courtes distances aura une courte mémoire contrairement aux écoulements régionaux plus profonds s'établissant sur de plus longues distances dans des milieux moins perméables (Waibel et al. 2013). Néanmoins, la réponse totale à l'exutoire sera dominée par l'écoulement local, sauf dans les phases les plus tardives de la récession. Les propriétés des courbes de récession sont de ce fait mieux reflétées par des modèles géomorphologiques plus représentatifs de l'organisation des écoulements au sein des bassins versants (Biswal et Marani 2010 ; Biswal et Nagesh Kumar 2014b) que par le modèle d'aquifère idéalisé de Dupuit-Boussinesq. D'autre part, à l'échelle de bassins versants de petite taille, peu autonomes, des pertes ou des contributions supplémentaires au débit des cours d'eau sont possibles, selon que les bassins sont importateurs ou exportateurs, d'après le classement proposé par Schaller et Fan 2009 sur la base du rapport entre le débit du cours d'eau et la recharge.

En guise de conclusion et à titre illustratif, je montre sur la figure 2.10 quelques résultats de modélisation obtenus à l'aide de MODFLOW (Harbaugh 2005) appliqué à un modèle bidimensionnel d'un système d'aquifères idéalisés (i) emboîtés, (ii) considérant l'hétérogénéité verticale du sous-sol et (iii) une recharge transitoire. Ces expériences

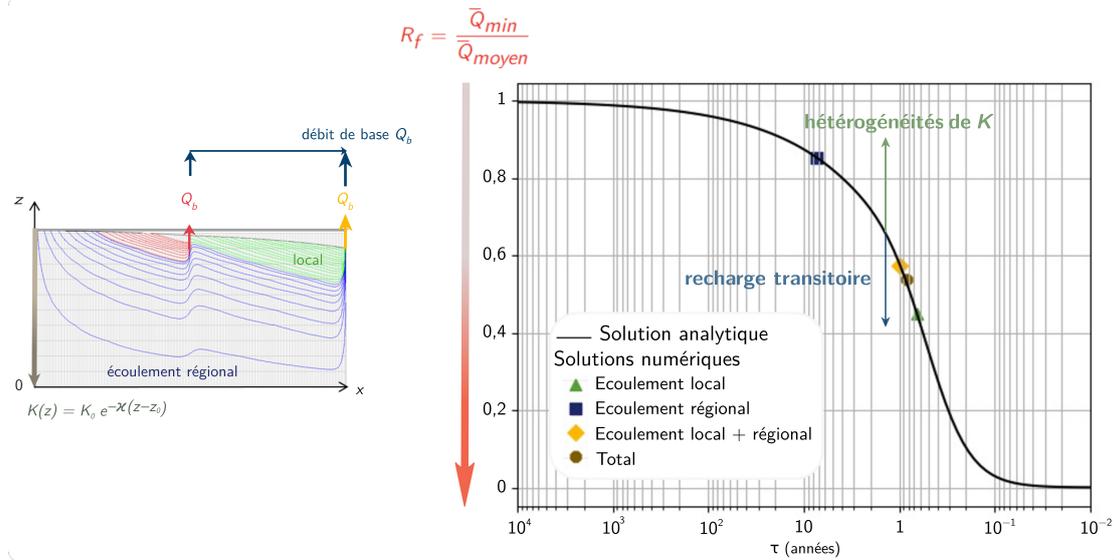


FIGURE 2.10 – Solution analytique d’Erskine et Papaioannou 1997 vs. solutions numériques calculées avec MODFLOW le long d’une coupe synthétique tenant compte de régimes d’écoulement imbriqués au sein d’un système aquifère hétérogène, soumis à une recharge variable. D’après Jost, Schneider et al. 2017; Jost, Schneider et al. 2019.

numériques ont été conduites successivement avec l’appui de trois étudiants du Master 1, *Mohamed Bouras*, *Marianella Quispe* puis *Kelian Kuate*. Ensemble, nous avons exploré les limites de validité des hypothèses de linéarité, d’uniformité des paramètres hydrodynamiques et de quasi-équilibre sous-jacentes à la méthode analytique. Les résultats numériques sont comparés à la courbe analytique type proposée par Erskine et Papaioannou 1997 qui exprime le facteur de réduction  $R_f$  ( $m^3 m^{-3}$ ), soit le rapport du débit de base minimal au débit de base moyen, en fonction du logarithme du temps de réponse de l’aquifère. Elle décrit l’effet tampon de l’aquifère sur l’amplitude du débit de base qui se réduit d’autant que le temps de réponse du système à un forçage périodique est élevé. Considérant une décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique avec la profondeur, l’écoulement local est caractérisé par une réponse rapide associée à une faible atténuation de l’amplitude du débit de base, tandis que l’effet tampon augmente pour l’écoulement régional dont le temps de réponse est plus élevé. A l’exutoire, la réponse du débit de base est dominée par l’écoulement local. La figure met aussi en lumière le rôle de la variabilité de la recharge (Erskine et Papaioannou 1997) et des hétérogénéités horizontales de la conductivité hydraulique, équivalentes à l’application d’une condition aux limites de Robin à l’exutoire.

### 2.4.2 Perspectives de travail

J’aimerais poursuivre ces investigations portant sur les temps caractéristiques des aquifères, sujet qui me tient à cœur depuis mes débuts et sous-jacent à la plupart des questions scientifiques que pose ce mémoire. Je continue ainsi de m’interroger sur les liens entre attributs physiques du bassin versant et dynamique du débit de base. Ces réflexions se sont notamment appuyées sur une démarche numérique, fondée sur des expériences *in silico*, que je projette d’approfondir. Je propose en particulier de me placer dans la perspective de la non stationnarité des échelles de temps caractéristiques des systèmes aquifères face au changement global, climatique en particulier, et d’y associer une analyse concrète de données aux échelles locales. Ce travail vise à contribuer à

une meilleure compréhension de la façon dont évolue la mémoire hydraulique dans un contexte de sécheresses hydrologiques accrues, dont les enjeux sont forts en matière de ressources en eau.

La première étape consiste à construire un **cadre flexible de modélisation**, visant à faciliter à la fois la mise en œuvre automatique de multiples expériences *in silico* tout en développant l'apprentissage des étudiants sur des outils libres et simples d'accès. L'idée est de bâtir progressivement un socle sur lequel capitaliser plus aisément les travaux réalisés au cours des stages successifs de Master, d'autant plus quand ceux-ci sont de courte durée (de 2 mois en première année de Master). Je souhaiterais d'ailleurs l'adosser à mes cours d'Hydrogéologie quantitative et de Modèles en hydrogéologie, unités d'enseignement dispensées en Master 2 que j'envisage dès la rentrée prochaine d'enrichir de davantage de calepins Jupyter pour des séances plus interactives, stimulant l'engagement des étudiants et encourageant leur participation dynamique mais aussi pour une diffusion élargie des supports, activités et illustrations et la recherche d'une plus vaste audience.

Du point de vue des modèles numériques, je songe depuis longtemps à me tourner vers l'interface Python appelée **FLOPY**, conçue pour la création, l'exécution et le post-traitement de modèles d'écoulement et de transport MODFLOW (Hughes et al. 2024), pour laquelle une documentation désormais abondante est disponible, y compris sous la forme de calepins Jupyter couvrant la plupart des fonctionnalités du paquetage. Pour les aspects de modélisation à saturation variable, nécessitant la résolution de l'équation de Richards, je ferai appel à notre code maison **GINETTE**, présenté au chapitre suivant (*cf.* section 3.3.1), dont j'aimerais aussi démocratiser l'accès, via une interface Python. Enfin, parmi les pistes auxquelles j'ai songé pour les applications réelles 2 à 3D, figure la boîte à outils **HYDROMODPY** développée par les collègues de l'Université de Rennes. Également fondée sur l'interface FLOPY, elle a été conçue spécifiquement pour automatiser le déploiement de modèles hydrogéologiques de bassin versant à l'échelle régionale. Au-delà de sa simple utilisation, il me plairait de participer à son expansion, notamment d'un point de vue pédagogique. Une collaboration avec Alexandre Gauvain, l'un de ses créateurs actuellement en poste au Laboratoire de Météorologie Dynamique, à monter au sein de l'IPSL ou de Sorbonne Université, avec l'éventuel soutien de **Capsule**, notre Centre d'Accompagnement pour la Pédagogie et Support à L'Expérimentation, me paraît en ce sens tout à fait prometteuse.

Ce cadre numérique doit servir une **approche générique de modélisation numérique appliquée à la description du tarissement des nappes**. Comparativement aux approches analytiques, le développement de modèles numériques peut s'avérer efficace pour aborder des cas de complexité et d'hétérogénéité croissantes, en matière de géométrie, de forçages externes et de propriétés hydrodynamiques (*e.g.* Carlier et al. 2019). La démarche n'est pas nouvelle et a depuis longtemps donné lieu à d'intéressantes expériences de comparaison entre solutions numériques et analytiques, explorant les limites de validité de ces dernières sous différentes configurations (parmi lesquelles Szilagyi, Parlange et al. 1998 ; Dewandel et al. 2003 ; Rocha et al. 2007 ou plus récemment, Roques, Rupp, de Dreuzy et al. 2022). Je propose ainsi de poursuivre les travaux débutés sur ce thème à l'aide d'expériences numériques construites sur des coupes d'aquifères ou des bassins 3D idéalisés. Deux sujets attirent en particulier mon intérêt, autour de la question du contrôle du temps de réponse effectif d'un bassin versant par la géomorphologie, l'hétérogénéité spatiale des paramètres hydrodynamiques et la recharge :

- i) est-il possible de formuler une expression pratique d'un temps de réponse  $\tau$  effectif rendant compte de l'hétérogénéité du bassin versant et de son impact sur le processus de récession ?* Cette formulation doit s'inspirer, avec une volonté unificatrice, des travaux des prédécesseurs qui se sont penchés sur des combinaisons variées, entre aquifères libres et captifs (Rousseau-Gueutin et al. 2013 ; Vasseur et al. 2015), entre zones mobiles et immobiles (Russian et al. 2013), pour deux réservoirs en parallèle (M. Gao et al. 2017) ou plus généralement, pour des aquifères hétérogènes (Simpson 2018).
- ii) peut-on de même exprimer formellement la dépendance du temps de réponse  $\tau$  à la recharge ?* La variabilité temporelle et spatiale de la recharge n'a de fait pas été souvent intégrée parmi les contrôles exercés sur la dynamique de l'écoulement dans les modèles d'aquifère de Dupuit-Boussinesq (Harman et Sivapalan 2009a ; Harman et Sivapalan 2009b) mais pourrait être approfondie sur la base des travaux pionniers d'Erskine et Papaioannou 1997. On cherchera en particulier à retrouver le lien de dépendance du temps de réponse à la recharge en  $Q^{-2}$  observé par Cuthbert, Gleeson et al. 2019. Cette piste est à explorer sur la base d'expériences conduites sous des intensités de recharge variables dans le temps et dans l'espace et pour des configurations où la nappe est contrôlée soit par la recharge, soit par la topographie, c'est-à-dire à WTR variable. On tiendra donc aussi compte dans ce cadre du contrôle géomorphologique de la surface piézométrique (Eltahir et Yeh 1999 ; Marani et al. 2001 ; Bresciani et al. 2016), les points d'affleurement de la nappe étant des points d'ancrage qui la contrôlent topographiquement (Bresciani et al. 2016) et conditionnent, de concert avec la recharge, la taille caractéristique  $B$  du système.
- iii) en corollaire, dans quelle mesure le temps de réponse évolue-t-il temporellement, en particulier face à des situations de sécheresses prolongées ?* Les sécheresses laissent en effet une marque beaucoup plus persistante sur les écoulements souterrains que les inondations en raison d'un système plus faiblement dissipatif (Eltahir et Yeh 1999). Du fait de la diminution du degré de connexion des aquifères libres au réseau hydrographique (Goderniaux, Davy et al. 2013 ; Trotter et al. 2024), à mesure que le niveau piézométrique s'abaisse, la densité de drainage diminue et  $\tau$  augmente. Les circulations s'ancrent en profondeur, loin de l'influence de la surface topographique. Leur contribution au débit d'étiage prend de l'ampleur en cas de récession prolongée dont la queue est dominée par les réponses les plus lentes (Rutledge 2022). Elles facilitent de plus les transferts d'un bassin à l'autre, ce qui peut accroître leur potentiel d'atténuation (Hellwig et al. 2022). Ce point est à analyser en fonction de la typologie des sécheresses, c'est-à-dire selon la durée, l'espacement et l'intensité des événements de recharge (Harman et Sivapalan 2009a), à mettre au regard de l'échelle de temps caractéristique de l'aquifère. Les sécheresses hydrogéologiques dépendent en effet des conditions hydrologiques antérieures et ainsi, de la variabilité de la recharge passée (Stoelzle, Stahl, Morhard et al. 2014). Le temps de récupération du compartiment souterrain, d'en moyenne trois années, augmente avec la sévérité de la sécheresse et est influencé par le décalage entre la sécheresse météorologique et la sécheresse hydrogéologique (Schreiner-McGraw et Ajami 2021). Le type d'aquifère est de nouveau à considérer. La propagation, la durée et la gravité des sécheresses hydrogéologiques peuvent varier de façon significative selon les propriétés hydrodynamiques (Nygren et al. 2022). Les aquifères karstiques et fracturés présentent une sensibilité à court terme à la sécheresse alors qu'elle est de plus long terme et de progression davantage

contrôlée par le bassin versant dans les aquifères poreux et complexes (Stoelzle, Stahl, Morhard et al. 2014). On pourra ainsi construire un ensemble de scénarios de recharge antérieure à des épisodes de sécheresse de durée variable, s’inspirant par exemple des réflexions conduites à ce sujet pour les futurs de la Bassée (chapitre 4.5), à associer à différents types d’aquifère dominants. D’autres forçages externes concomittants, tels que les pompages ou l’évapotranspiration, gagneront aussi à être pris en compte dans l’analyse.

On cherchera *in fine* à informer comment la réactivité des systèmes aquifères, qui détermine leur sensibilité aux différentes échelles de la variabilité climatique (Opie et al. 2020), peut évoluer dans un contexte de changement global, en particulier d’augmentation de la gravité des sécheresses. Des avancées sont attendues en matière de compréhension des impacts de la sécheresse à long terme sur les débits et du potentiel des aquifères à les atténuer, avec des implications pratiques en matière de prévision des débits lors de sécheresses prolongées.

En parallèle, je compte confronter ces exercices numériques et considérations théoriques à leur **application pratique sur un jeu de bassins versants** approprié, puisant parmi ceux déjà explorés, en particulier en France, et poursuivant la collaboration déjà entamée sur le sujet avec mon collègue hydrologue de Metis, Ludovic Oudin. Sur ce point, mon objectif est de pouvoir illustrer de façon concrète et opérationnelle les concepts tirés de la modélisation générique. On veillera à sélectionner un ensemble de bassins versants représentatifs d’un maximum de diversité du point de vue de leurs descripteurs physiques, tant climatiques, lithologiques que géomorphologiques ou encore en matière d’influence humaine, qui se prêtent à la vérification des hypothèses précédemment formulées et disposent de chroniques piézométriques ou de débit conséquentes. On pourra procéder ainsi :

- i) par une évaluation éclairée du temps de réponse de ces bassins d’après les observables hydrologiques*, selon un ensemble d’indicateurs fondés sur l’analyse de récession des débits comme des niveaux piézométriques et à la lumière des dernières avancées techniques sur le sujet (Tashie, Pavelsky et al. 2020 ; Kim et al. 2023). On veillera ainsi à utiliser les méthodes d’analyse les plus récentes (Shaw et Riha 2012 ; Roques, Rupp et Selker 2017), voire à les combiner de façon à s’affranchir de la variabilité inhérente à chacune d’entre elles (Stoelzle, Stahl et Weiler 2012 ; B. Chen et Krajewski 2016 ; Dralle, Karst et al. 2017). Pour les longues séries, on s’attachera à détecter d’éventuelles tendances temporelles, représentatives de changements en cours dans les moteurs sous-jacents que l’on tâchera de caractériser, selon l’approche déjà mise en œuvre dans les bassins versants arctiques (Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021). Ces comportements non stationnaires peuvent être par exemple rattachés à des changements dominants d’usage des sols (Bogaart et al. 2016) ou à une demande évaporatoire accrue accélérant la récession, associée à une perte de connectivité entre les compartiments souterrain et de surface (Trotter et al. 2024).

Un temps de réponse effectif à l’échelle du bassin versant pourra être déduit de l’analyse des débits, qu’il s’agisse de choisir le facteur de réduction d’Erskine et Papaioannou 1997, *i.e.* le rapport entre le débit de base minimal et le débit de base moyen annuel, ou l’intervalle de temps pendant lequel le débit du cours d’eau passe du débit médian  $Q_{50}$  à un seuil d’étiage défini par le quantile à 90 ou 95 % (Stoelzle, Stahl et Weiler 2013). Je propose également une analyse des débits passés, utilisant la relation 2.37 de récession universelle proposée par D. Sharma et al. 2023.

L'information pourra enfin être complétée utilement par une étude des chroniques piézométriques disponibles, utilisant notamment l'analyse de corrélation pour évaluer les temps de réponse des aquifères et leur mémoire des anomalies de précipitations (Nygren et al. 2022).

- ii) *parallèlement à une estimation des temps de réponse de ces bassins calculés d'après leurs attributs physiographiques et hydrogéologiques* : pente  $i$ , conductivité hydraulique à saturation  $K$  et porosité de drainage  $\omega_d$ , aire contributive des formations aquifères et aquitards en présence, taille caractéristique des versants  $B$  ou densité de drainage  $\delta$ , voire recharge  $Q$  selon l'équation 2.16. Le temps de réponse ne sera plus estimé comme une moyenne géométrique des propriétés du bassin mais, tenant compte de nos réflexions au sujet de l'hétérogénéité spatiale, tant horizontale que verticale, comme une combinaison qui en soit représentative à une échelle donnée. Ce temps pourra être mis en relation, de façon somme toute classique, avec d'autres descripteurs du bassin, tels que le WTR à la suite de Cuthbert, Gleeson et al. 2019, ou le rapport entre débit du cours d'eau et recharge de Schaller et Fan 2009 distinguant les bassins importateurs des bassins exportateurs. Il s'agira en définitive de proposer pour chaque bassin un estimateur de sa mémoire hydraulique, *i.e.* de sa sensibilité aux différentes échelles de la variabilité climatique ou de tout forçage externe de manière plus générale ; estimateur à étendre au premier ordre à des bassins versants non jaugés.
- iii) *suivies d'une estimation des temps de réponse tirée de modèles numériques de complexité croissante*, à comparer aux deux précédentes. Dans la continuité des tests synthétiques préalablement menés, l'occasion sera offerte de poursuivre sur des cas concrets de bassins réels, bénéficiant pour ce faire d'un outil tel qu'HYDROMODPY. Ces applications donneront l'opportunité de calculer un temps de réponse numérique sur un lot de bassins versants, d'en explorer aussi la variabilité spatiale (Waibel et al. 2013), notamment vis-à-vis de la distance aux conditions aux limites (Beverly et Hocking 2012). Ces tests ouvriront aussi la porte à la prise en compte effective de la variabilité de la recharge dans l'espace et dans le temps, de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques, de la pente des aquifères, etc. Les simulations pourront être avantageusement étendues dans le futur, à l'aide de scénarios déjà établis ou synthétiques, afin d'évaluer plus spécifiquement l'impact des sécheresses prolongées, selon la durée et la répétition de ces événements, d'en déduire les capacités de résilience de chaque bassin, afin de développer des stratégies d'adaptation adéquates.

**Master 2.4.1 — Kuate Tegninko Kelian Melvin (2020).** *Approche générique par modélisation du tarissement des nappes : quels enseignements sur les propriétés physiques du bassin ?* Sorbonne Université. Stage de Master 1 (2 mois)

**Master 2.4.2 — Quispe Marianella (2018).** *Temps de réponse et hétérogénéité des aquifères : essai de modélisation.* Sorbonne Université. Stage de Master 1 (2 mois)

**Master 2.4.3 — Akouba Yacine (2017).** *Etude du lien entre débit de base à l'étiage et temps de réponse de l'aquifère.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage de Master 1 (2 mois)

**Master 2.4.4 — Bouras Mohamed (2017).** *Temps de réponse des aquifères et débit de base : essai de modélisation sur une coupe d'aquifère idéalisé.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage de Master 1 (2 mois)



## 3. Les systèmes aquifères en interaction avec leur environnement

### 3.1 Préambule

Afin de décrire correctement le comportement des systèmes aquifères dans un environnement en constante évolution, une connaissance approfondie des processus par lesquels ils interagissent avec les autres compartiments du cycle de l'eau est nécessaire. C'est ainsi que dans ce second chapitre, j'aborde les études numériques, expérimentales et appliquées au terrain que j'ai menées et encadrées dans cette perspective : i) depuis la compréhension des mécanismes complexes qui régissent les écoulements en présence d'un pergélisol et nécessitent une description précise de la répartition dans l'espace de l'eau et de la glace (section 3.2) à ii) celle des interactions entre nappe et rivière, notamment en zone semi-aride et associée à la question de la quantification de la recharge (section 3.3) ou encore iii) entre les différentes entités hydrauliques composant les zones humides, de l'échelle locale à l'échelle globale (section 3.4).

### 3.2 Interactions eaux souterraines-pergélisol

#### 3.2.1 Contexte et positionnement des travaux

##### Contexte périglaciaire

Je m'intéresse depuis longtemps au comportement des eaux souterraines dans les régions dominées par le pergélisol, un sol ou une roche gelé(e) en permanence, pendant au moins deux années consécutives. Lorsque les températures deviennent négatives, l'eau contenue dans les pores ou les fractures des roches en place gèle. Le pergélisol qui en résulte est souvent considéré du fait de sa faible conductivité hydraulique comme une couche imperméable qui limite la plupart des écoulements souterrains dans les unités géologiques situées soit au-dessus, dans la couche active dégelée saisonnièrement ou aquifère supra-permafrost, soit en dessous, à savoir dans l'aquifère sub-permafrost. La recharge de ce dernier en est fortement limitée et dépend de la continuité du pergélisol.

Seules les zones non gelées de façon pérenne, telles que les taliks, généralement situés sous les lacs et les rivières, servent de conduits potentiels assurant la recharge ou la décharge des systèmes aquifères et la circulation entre les différentes zones autrement déconnectées par la couche de pergélisol (Figure 3.1). Là où il est présent, le pergélisol exerce ainsi un contrôle primordial sur la distribution temporelle et spatiale de l'eau dans le sous-sol, dont il contrôle et limite les voies d'écoulement (Kurylyk, MacQuarrie et al. 2014; Walvoord et Kurylyk 2016; Kurylyk et Walvoord 2021). Notons que l'écoulement souterrain, par son transfert advectif d'énergie thermique, peut influencer en retour le régime thermique du pergélisol et ainsi, sa répartition et son épaisseur (de Grandpré et al. 2012; Sjöberg, Coon et al. 2016; L. Chen et al. 2023).

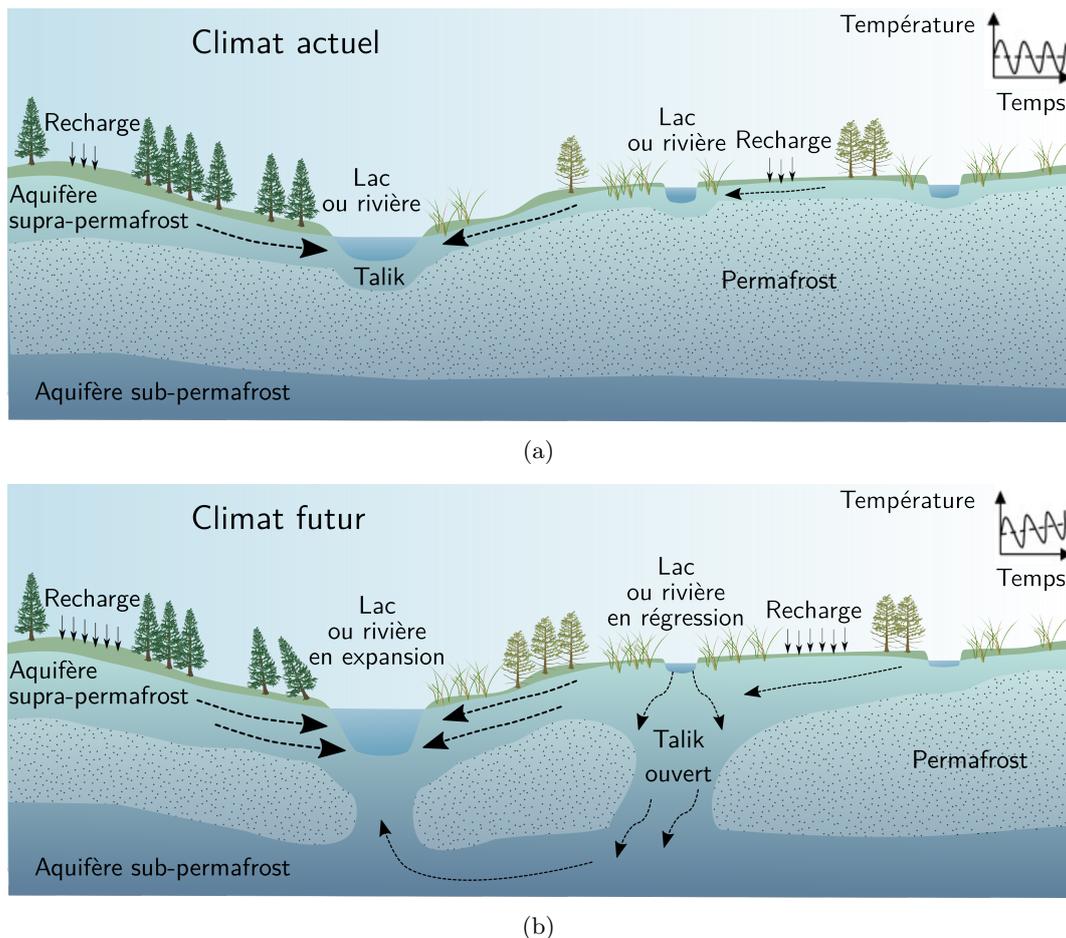


FIGURE 3.1 – (a) Coupe synthétique d'un paysage de pergélisol illustrant les circulations d'eaux souterraines au sein des aquifères supra- et sub-permafrost. (b) Evolution des conditions hydrogéologiques sous un climat plus chaud conduisant au dégel du pergélisol et à une connectivité augmentée entre aquifères, lacs et rivières. D'après Kurylyk, MacQuarrie et al. 2014; Kurylyk et Walvoord 2021.

Le gel ne provoque pas uniquement une réduction substantielle de la perméabilité du sous-sol mais il en modifie aussi considérablement les propriétés thermiques, chimiques et mécaniques, du fait de la coexistence au sein de l'espace poral d'eau liquide et de glace et des variations de leur contenu au cours des cycles de gel-dégel, paramètres clés qu'il convient ainsi de déterminer avec précision. Dans un sol soumis à des températures négatives, eau et solutés migrent et sont redistribués. L'expansion volumique de l'eau lors du gel, souvent associée à la formation de lentilles de glace, conduit en même

temps à l'augmentation des pressions interstitielles de l'eau et au soulèvement du sol, proportionnellement à la quantité de matériaux à grain fin (A. Li et al. 2017). Inversement, en période de dégel, la fonte du pergélisol modifie la structure du sol et entraîne un tassement résiduel lié à la diminution de la contrainte effective.

L'action répétée du gel et du dégel sur l'intégrité structurelle du sol n'est pas sans conséquence à l'échelle du paysage. Des formes géomorphologiques uniques sont associées au pergélisol, telles que les lobes de solifluxion suintant au bas des pentes, les si caractéristiques polygones en peau de girafe formés par les coins de glace ou encore les nombreux lacs thermokarstiques de dégel, conférant au paysage une allure de puzzle (Figure 3.2). Il en découle d'autre part des problèmes d'ingénierie, à savoir de stabilité des fondations et ouvrages et de sécurité des infrastructures existantes et à venir, telles que les conduites, routes et chemins de fer à grande vitesse, en forte progression à l'ouest de la Chine en particulier. Dans ce cadre, **les informations sur la distribution de la teneur en eau dans le sous-sol sont essentielles** pour la prévision de la susceptibilité des infrastructures au gel et dégel, sachant qu'il est surtout question aujourd'hui de dégradation du pergélisol accroissant les risques de dommages.

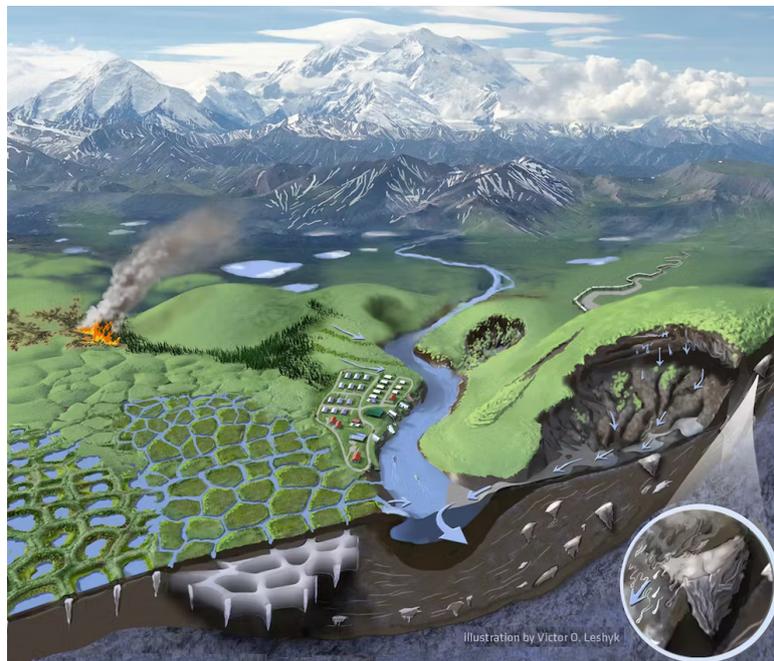


FIGURE 3.2 – Les effets du pergélisol sur les paysages arctiques. Illustration de Victor O. Leshyk, ©ECOS<sup>s</sup>.

En effet, le pergélisol au sens strict<sup>1</sup> se maintient actuellement sur environ 14 millions de km<sup>2</sup> (soit 15 % de la surface terrestre continentale, Obu et al. 2019 ; Obu 2021), principalement dans les régions arctiques et de haute montagne. Le réchauffement climatique actuel y est nettement plus prononcé (aux hautes latitudes septentrionales, Intergovernmental Panel On Climate Change 2023 et à haute altitude, Pepin et al. 2015 ; Hock et al. 2021) et ces tendances devraient se poursuivre au cours des prochaines décennies (Intergovernmental Panel On Climate Change 2023). L'augmentation des températures moyennes annuelles du sol (d'environ 0,3°C en dix ans, Biskaborn et al. 2019) entraîne la dégradation du pergélisol, l'approfondissement de la couche active

1. Les régions de pergélisol couvrent quant à elles 21 millions de km<sup>2</sup> (soit 22 % de la surface terrestre continentale, Obu et al. 2019 ; Obu 2021)

et l'apparition de plus nombreux taliks. De plus, en relâchant d'importantes quantités de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, la fonte du pergélisol contribue de manière positive à l'accentuation du changement climatique (Schuur et al. 2022). Les modèles du système Terre prévoient d'ici la fin du siècle une diminution de l'étendue du pergélisol de 15 % (Peng et al. 2023, pour les estimations les plus récentes) jusqu'à 80 % pour les plus pessimistes. Les changements drastiques et rapides subis par ces régions vulnérables affectent déjà fortement les écosystèmes et les communautés nordiques.

Outre les effets néfastes liés à la perte de cohésion des sols, également responsable de glissements de terrain dans les zones en pente et d'une érosion accrue des berges des cours d'eau encore accélérée par le biais du transport thermique advectif, la disparition du pergélisol a des conséquences concrètes sur les circulations d'eau souterraine. Ces processus ont souvent été négligés et restent peu connus dans les environnements de pergélisol malgré leur rôle croissant dans l'apport d'eau, de matière organique dissoute (Neilson et al. 2018), le lessivage de nutriments (*e.g.* Frey et McClelland 2009), voire de contaminants tels que le mercure (Schuster et al. 2018) aux rivières arctiques. Une plus grande vulnérabilité des eaux souterraines à la contamination est ainsi attendue du fait de la perte de captivité de l'aquifère sub-permafrost (Cochand et al. 2019), alors que ces eaux pourraient pourtant devenir bientôt une ressource d'eau potable importante et sûre à long terme pour les populations nordiques (Lemieux et al. 2016).

En effet, la fonte du pergélisol favorise l'infiltration, réactive et réorganise les réseaux de drainage souterrains, approfondissant les voies d'écoulement des eaux souterraines dans la couche active, facilitant les échanges entre les aquifères sub-permafrost et supra-permafrost et des interactions plus directes entre les eaux souterraines et les eaux de surface (Figure 3.1, Kurylyk et Walvoord 2021). Les régimes hydrologiques en sont modifiés. Des tendances à l'augmentation des contributions des eaux souterraines tant superficielles que profondes aux eaux de surface sont observées, qui se répercutent sur le débit des cours d'eau dans les bassins versants arctiques (*e.g.* Walvoord et Striegl 2007; St. Jacques et Sauchyn 2009; Sjöberg, Frampton et al. 2013; Rawlins et al. 2019; M. Xu et al. 2020; P. Wang, Q. Huang et al. 2021). Plusieurs **exercices de modélisation** ont essayé d'en comprendre les mécanismes et les évolutions dans la durée (*e.g.* Ge et al. 2011; Frampton et al. 2011; Bense et al. 2012; Evans, Ge et S. Liang 2015; Evans et Ge 2017). Ainsi certains auteurs prévoient-ils à terme des freins à l'augmentation du débit des cours d'eau en amont des bassins versants, voire des diminutions possibles (Bense et al. 2012), en l'absence d'une alimentation suffisante (Ge et al. 2011), du fait de plus faibles perméabilités en profondeur (Walvoord et Kurylyk 2016) et en lien avec une reprise évaporatoire liée aux changements de végétation (Koch et al. 2022). Nos travaux évoqués dans le chapitre précédent (2.3) ont aussi mis en évidence les multiples facteurs de contrôle qui complexifient la relation entre l'épaississement de la couche active dû au dégel du pergélisol et les modifications du régime hydrologique de subsurface, identifiées d'après les courbes de récession (Sergeant, Therrien, Oudin et al. 2021).

### Caractérisation expérimentale et numérique de l'aquifère sub-permafrost

Pour mieux comprendre les impacts des cycles de gel-dégel sur les hydrosystèmes souterrains, anticiper leurs effets dans ces régions vulnérables, des études à l'échelle des processus sont nécessaires et facilitées par les efforts de modélisation, couplés à des expériences analogiques en laboratoire, avant leur possible application à l'échelle des unités de paysage et sur le terrain. Ces simulations ont un rôle prépondérant pour représenter de façon quantitative les phénomènes hydrothermiques dans cet environnement complexe. C'est dans ce contexte que j'ai conçu une approche à la fois numérique et expérimentale, en développant des modèles numériques et physiques, pour l'étude des

interactions entre les eaux souterraines et le pergélisol en milieu périglaciaire. C'est l'une des premières thématiques de recherche que j'ai lancées une fois recrutée, qui me tenait à cœur depuis l'époque de la thèse, où je m'étais intéressée entre autres choses à l'impact de la présence d'un pergélisol lors des derniers épisodes glaciaires sur les charges hydrauliques dans le système aquifère multicouche du bassin de Paris (Jost, Violette, Gonçalves, Ledoux, Guyomard et al. 2007). Je n'en tenais alors compte qu'indirectement, par une recharge nulle et une conductivité hydraulique très fortement diminuée pendant les phases glaciaires. Avec mon cobureau de l'époque, Julio Gonçalves, nous continuions à nous interroger sur les processus réellement à l'œuvre lors des phases de gel et de dégel (Gonçalves et al. 2006 ; Jost, Violette, Gonçalves, Ledoux et al. 2006), notamment en matière d'évolution des pressions interstitielles. **Dans quelle mesure l'aquifère sub-permafrost est-il captif voire artésien ? Quelle élévation des pressions interstitielles due au gel est attendue au regard du soulèvement du sol ?** De fait, les observations relatives aux eaux souterraines sous le pergélisol sont bien rares (van der Ploeg et al. 2012) et très peu d'études avaient jusqu'alors tenté de quantifier les surpressions générées par un front de gel et leur dissipation lors du dégel, sur le terrain (Mackay 1978) ou par le biais de la modélisation (C.-y. Wang et al. 2006). Nos discussions foisonnantes à ce sujet nous poussaient *in fine* à envisager de trouver la preuve par l'expérimentation, soit à placer une bonne fois pour toutes une maquette remplie de sable dans un congélateur. Nous avons fini par nous rendre à l'évidence que nos emplois du temps contraints d'enseignants-chercheurs ne nous permettaient pas de réaliser l'expérience par nous-mêmes. Nous avons donc lancé en 2008 une proposition de thèse à ce sujet, acceptée par *Agnès Rivière*.

La thèse a comporté deux volets méthodologiques, expérimental d'une part et numérique d'autre part, chacun appliqué à deux sujets d'étude en milieu poreux : la caractérisation des échanges nappe-rivière au cours de la déconnexion (décrite dans le sous-chapitre suivant 3.3) et celle de l'évolution des pressions dans un système aquifère soumis à des cycles de gel-dégel. Ce second point a été abordé à l'échelle du laboratoire sur un modèle à échelle réduite soumis à plusieurs cycles complets puis appliqué à celle du bassin sédimentaire sur des cas d'étude synthétiques, grâce au développement *in extenso* d'un code numérique couplant les équations de l'écoulement souterrain en milieu saturé et du transport thermique pour des températures inférieures à 0°C. Il a fait l'objet d'un projet financé pendant deux ans par l'initiative structurante Ecosphère Continentale et Côtière (EC2CO) de l'INSU, en collaboration avec Marianne Font-Ertlen du laboratoire M2C de l'Université de Caen Normandie, dont nous avons utilisé les grandes chambres froides uniques en leur genre, qui permettent une échelle d'analyse métrique proche des conditions de terrain (Figure 3.3). Ce projet de recherche visait une meilleure compréhension de la physique des processus en jeu dans les milieux périglaciaires, pour aboutir à une représentation et une formalisation les plus justes du couplage hydrothermique. Plusieurs produits étaient attendus du développement conjoint d'un modèle physique et d'un code numérique : i) des résultats expérimentaux comme base de compréhension des processus et de validation des simulations numériques ; ii) un outil numérique, ainsi validé, à appliquer à des échelles de temps et d'espace variées en contexte périglaciaire.

Les performances de cet outil numérique dénommé GINETTE<sup>2</sup> ont été également confrontées à celles de codes équivalents sur des cas d'étude synthétiques (Grenier et al. 2018) dans le cadre du projet international d'intercomparaison *Interfrost* proposé par feu Christophe Grenier du LSCE. Ce projet lancé il y a une dizaine d'années a réuni 13 codes différents développés et/ou appliqués par des instituts de recherche des Etats-Unis, du Canada, de Suède, d'Allemagne, du Royaume-Uni, des Pays-Bas et de France. Il

---

2. Ne chercher dans ce nom aucune forme d'acronyme à la noix

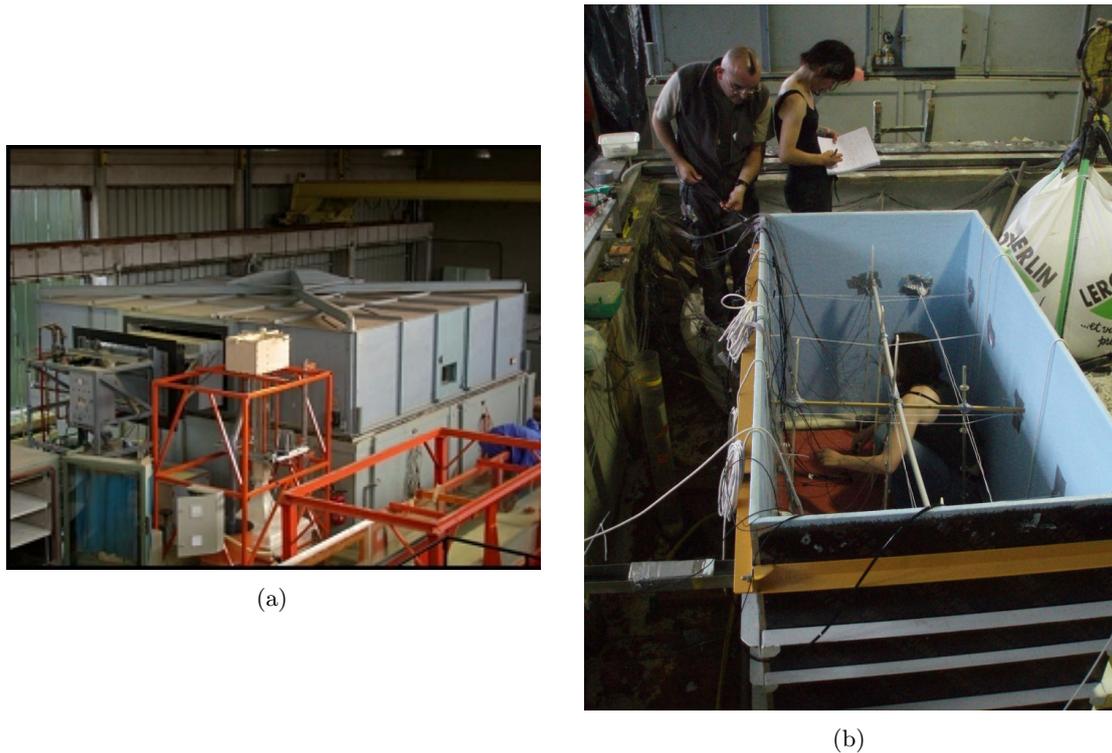


FIGURE 3.3 – (a) Cuve de gel dans le hall expérimental du laboratoire M2C. (b) Vue générale de la maquette lors de la mise en place des capteurs.

s'est donné pour but de fédérer la communauté des modélisateurs des milieux froids autour des enjeux associés au développement et à l'optimisation d'approches numériques relativement nouvelles et complexes permettant à terme des applications réalistes en 3D.

Une fois opérationnel, le modèle a ensuite été employé sur de plus vastes échelles spatio-temporelles, ouvrant la voie à l'utilisation du code dans des contextes variés et originaux. Une première application sur une coupe du bassin de Paris a permis d'évaluer les conséquences des cycles glaciaires-interglaciaires passés sur le régime hydrothermique actuel de ce système aquifère multicouche. Les résultats de ces travaux, réalisés dans le cadre du stage de Master 2 de *Marion Meigneux* ont été présentés à la conférence INQUA (Jost, Meigneux et al. 2012) (Figure 3.4). Nous avons également utilisé le modèle pour répondre à des questions relatives à l'origine des Grès de Fontainebleau en collaboration avec Médard Thiry de Mines Paris (Jost, Thiry et al. 2014). Ce dernier proposait une nouvelle hypothèse de silicification des lentilles de grès, associée à la propagation d'un front de gel pendant les périodes froides du Quaternaire.

■ **Projet 3.2.1 — Interfrost (2014-2017).** Intercomparison project for thermo-hydro coupled heat and water transfers in permafrost regions. Création Christophe Grenier, LSCE. ■

■ **Projet 3.2.2 — Caractérisation numérique et physique de la dynamique du pergélisol et de ses impacts hydrogéologiques (2010-2011).** Programme EC2CO, CNRS. Direction Anne Jost, Sisyphe. Collaboration M2C. ■

■ **Thèse 3.2.1 — Rivière Agnès (2008-2012).** *Influences du pergélisol sur les écoulements souterrains et leurs échanges avec une rivière : étude numérique et expérimentale.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

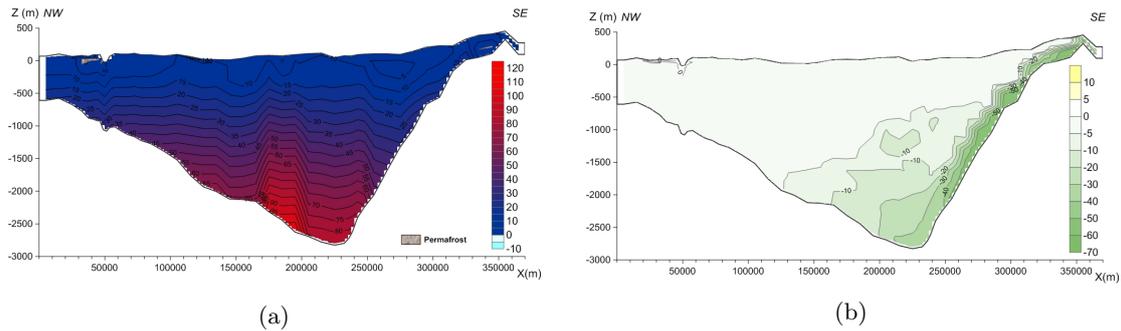


FIGURE 3.4 – Les résultats du modèle suggèrent un état transitoire à la fois thermique et hydraulique du système aquifère du bassin de Paris suite à la mise en place d'un pergélisol lors du dernier cycle glaciaire. (a) Distribution actuelle de la température ( $^{\circ}\text{C}$ ) et (b) anomalies de charge hydraulique (m) au regard de la charge initiale, telles que simulées le long d'une coupe transversale. D'après Jost, Meigneux et al. 2012.

**Master 3.2.1 — Meigneux Marion (2011).** *Modélisation 2D de l'écoulement et de la chaleur dans le bassin de Paris : étude de l'impact du pergélisol au cours du dernier cycle climatique.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage financé par le Programme EC2CO, CNRS (6 mois)

### Auscultation géophysique du pergélisol

La pertinence des modèles développés à l'échelle locale doit nécessairement être confrontée aux données de terrain, dont les conditions d'acquisition difficiles limitent cependant le nombre. Ainsi les mesures de température et d'humidité dans les forages fournissent-elles des informations directes robustes mais ponctuelles, coûteuses et peu représentatives de la variabilité spatiale inhérente à ces terrains. Les indicateurs classiques de température de surface, géomorphologiques et de l'imagerie aérienne ou satellitaire sont quant à eux déployés sur de vastes étendues mais à faible résolution. En s'appuyant sur la sensibilité des attributs géophysiques tels que la conductivité électrique au contraste entre eau liquide et solide, la prospection géophysique a des atouts pour combler les lacunes inhérentes au changement d'échelle entre carottages locaux et cartographie à distance et pour caractériser de façon continue l'ensemble couche active-pergélisol sur de larges espaces.

Nous avons commencé à exploiter au laboratoire les possibilités de ces méthodes performantes et non invasives d'auscultation du sous-sol dès la thèse d'Agnès Rivière. Les techniques de la réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) et de l'imagerie radar ont été retenues et appliquées au cours des expériences de propagation et retrait d'un front de gel et dégel en chambre froide, en collaboration avec Fayçal Réjiba de Metis et Albane Saintenoy du laboratoire GEOPS de l'Université Paris-Saclay, respectivement. L'interprétation des données acquises grâce aux sondes TDR a fait l'objet en 2016 du stage de Master 2 d'Iker Lazcano Bilbao financé par la Fédération de Recherche en Ile-de-France (FIRE). Il a porté sur l'élaboration des courbes de gel et de dégel du sable de Nemours, mettant en évidence l'hystérésis associée.

Les bases du développement expérimental de l'imagerie géophysique pour le suivi des milieux poreux soumis au gel ayant été posées, j'ai cependant dû attendre avant de pouvoir les consolider. Fayçal Réjiba et moi-même avons pourtant déposé de 2013 à 2015 une proposition de thèse sur le sujet, visant à explorer les possibilités offertes par l'emploi conjoint de plusieurs méthodes géophysiques, radar, acoustique et électrostatique, pour

la caractérisation des propriétés hydrauliques des sols gelés. Faute de candidat adéquat, ce n'est qu'à l'arrivée d'*Haoliang Luo* en 2022 que j'ai pu relancer cette thématique.

Je reprends donc aujourd'hui la caractérisation de la dynamique de l'eau et de sa distribution dans les sols saturés et non saturés en phase de gel et de dégel grâce à l'approche géophysique, en couplant mesures en laboratoire et développements analytiques. Ces travaux se concrétisent dans le cadre de la thèse d'*Haoliang Luo* que je co-encadre avec Damien Jougnot du laboratoire Metis grâce à des fonds du China Scholarship Council. Parmi les techniques disponibles, nous avons choisi la méthode classique de résistivité électrique et son extension naturelle, la méthode de polarisation provoquée spectrale, dont Damien Jougnot est un spécialiste. Bien qu'appliquée aux milieux froids dès les années 1970 (Olhoeft 1977 ; Frolov 1978), cette méthode n'y a été réinvestie que récemment et s'avère très prometteuse pour le suivi dans le temps et l'espace des propriétés du système afin d'améliorer la compréhension des processus complexes se déroulant lors du gel ou dégel du sol. Le signal de polarisation provoquée spectrale montre en effet un changement systématique lors du gel, fonction de la température, de la salinité et de la formation de glace (*e.g.* Y. Wu et al. 2017).

Sur ces problématiques, nous avons monté depuis peu une collaboration avec Emmanuel Léger du laboratoire GEOPS de l'Université Paris-Saclay, spécialiste des milieux froids et de l'expérimentation en laboratoire, avec le soutien du thème Cycle de l'eau de l'IPSL. Dans le domaine de l'application des méthodes de polarisation à des températures négatives, nous collaborons désormais également avec des collègues du département de géophysique de l'Université de Bonn en Allemagne, Andreas Kemna et Jonas Limbrock, ce dernier actuellement en thèse, avec qui nous échangeons données et modèles et réfléchissons aux montages expérimentaux à venir.

Nous avons pour l'instant travaillé sur des modèles de conductivité électrique pour le milieu poreux saturé et gelé (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng et Thanh 2023) puis étendu l'approche au milieu non saturé quelle que soit la température (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng, Mendieta et al. 2024) et exploré enfin l'effet d'hystérésis pendant les processus de gel et dégel (article à soumettre prochainement). Ces modèles ont été validés sur des données de la littérature et acquises précédemment par *Haoliang Luo* lui-même lors de son Master ou par Jonas Limbrock. Nous démarrons maintenant la phase expérimentale et relative à l'application des méthodes de polarisation provoquée en milieu gelé, détaillée dans l'onglet des perspectives de ce sous-chapitre (page 60).

■ **Projet 3.2.3 — Polarisation provoquée et suivi de sols gelés argileux hétérogènes : approche expérimentale (2023).** *Projet du thème Cycle de l'eau, IPSL.* Direction Anne Jost, Metis. Collaboration GEOPS. ■

■ **Thèse 3.2.2 — Luo Haoliang (depuis octobre 2021).** *Geoelectrical characterization of water dynamics and distribution in unsaturated frozen soils.* Sorbonne Université.

■ **Master 3.2.2 — Lazcano Bilbao Iker (2016).** *Détermination de la courbe de gel du sable de Nemours : interprétation de mesures du contenu en eau liquide d'un sol gelé obtenues par TDR.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage financé par la FIRE (6 mois)

### 3.2.2 Résumé des travaux

**Point clé 3.2.1** — **Ginette**. Développement du code cryohydrogéologique **GINETTE**. Collaboration Mines Paris & **CEREGE** (depuis 2009)

#### Développement et validation d'un code cryohydrogéologique

Une nouvelle classe de codes cryohydrogéologiques, avec des fonctionnalités spécifiques pour les régions froides, a récemment vu le jour. Ces codes couplent l'équation d'écoulement des eaux souterraines à une équation de transfert thermique en tenant compte des changements de phase entre eau et glace, soit des effets de la chaleur latente, de la dépendance des propriétés thermiques et hydrodynamiques à la teneur en glace, de l'advection thermique du fait de l'écoulement des eaux souterraines et d'un terme de surpression sous la zone gelée. En raison de ce couplage et du caractère non linéaire des équations, ces codes sont relativement complexes. Nous avons développé en 2D et en différences finies l'un de ces codes numériques, avec l'objectif de l'inscrire dans un cadre de modélisation n'utilisant qu'un nombre limité de paramètres d'ajustement, afin d'obtenir un outil flexible pour de futures applications à l'échelle régionale. Le tableau 3.1 récapitule les formulations mathématiques déployées dans **GINETTE** pour calculer : i) la pression de l'eau interstitielle dans le plan  $(x,z)$  dont ii) le terme puits/source reflétant l'expansion volumique de la glace, iii) la déformation élastique verticale du sol qui varie linéairement avec la contrainte effective et iv) la température d'après l'équation d'advection-diffusion en tenant compte de la contribution thermique de la chaleur latente.

Le modèle ainsi développé a été validé aussi bien au regard des expériences réalisées par nos soins au laboratoire que par comparaison à des cas d'étude synthétiques, notamment dans le cadre du projet d'intercomparaison Interfrost. Le premier cas retenu est la solution analytique purement thermique avec changement de phase de Lunardini 1988 décrivant la propagation d'un front gelé dans un milieu poreux semi-infini initialement non gelé. Pour ce qui est du système hydrothermique couplant deux équations hautement non linéaires, les seules approches possibles consistent à se fonder sur des expériences contrôlées pour la validation ou à comparer différents codes entre eux sur les mêmes cas d'étude synthétiques. L'exercice Interfrost a ainsi proposé des cas de référence en deux dimensions, traités par treize codes aux approches physiques et numériques variées, chaque cas comportant plusieurs mesures de performance. Les cas choisis sont inspirés de la littérature (*e.g.* McKenzie et al. 2007 ; Kurylyk, McKenzie et al. 2014) ou nouvellement imaginés et reflétant un intérêt numérique ou orienté processus. Les résultats de l'intercomparaison ont montré que tous les codes fournissent des résultats robustes et concordants pour les cas considérés (Figure 3.5), les écarts les plus mineurs s'expliquant par la précision du calcul et les plus importants, par des différences dans les équations de base, la représentation de la courbe de gel ou la discrétisation (Grenier et al. 2018).

De notre côté, l'outil numérique **GINETTE** a également été testé au regard de ce qu'enseigne l'expérimentation physique sur un dispositif à échelle réduite, dans une volonté de comprendre les processus physiques qui régissent les interactions entre les eaux souterraines et le pergélisol. Les expériences en laboratoire ont été spécialement conçues pour étudier l'effet de la propagation puis du retrait d'un front de gel sur l'évolution de la pression de l'eau interstitielle dans un système fermé et des conditions de saturation, et pour en valider une conceptualisation physique simple. Les expériences ont été menées dans une maquette d'échelle métrique remplie de sable de Nemours saturé et placée dans une chambre froide. Les changements de température, les variations de la pression de l'eau interstitielle ainsi que les mouvements de la surface du sol ont été

---


$$\text{Ecoulement} \quad \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\rho_w k k_r(T_e)}{\mu} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_w k k_r(T_e)}{\mu} \left( \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_w g \right) \right) = \frac{S_s}{g} \frac{\partial p}{\partial t} + \Gamma \quad (3.1)$$

$$\text{Terme source de pression} \quad \Gamma = -(\rho_w - \rho_i) \omega \frac{\partial s_i}{\partial T_e} \frac{\partial T_e}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\text{Déformation verticale} \quad \frac{de}{e} = -\alpha_c \Delta \sigma' = \alpha_c \Delta p = \frac{S_s}{\rho_w g} \Delta p \quad (3.3)$$

$$\text{Transport thermique} \quad \nabla [\lambda \nabla T_e - \rho_w C_{tw} q_s T_e] = \rho C_t \frac{\partial T_e}{\partial t} - \rho_j \omega L_f \frac{\partial s_i}{\partial t} \quad (3.4)$$


---

Où  $t$  (s) est le temps,

$p$  (Pa) est la pression,

$k$  (m<sup>2</sup>) est la perméabilité intrinsèque,

$k_r(T_e)$  est la perméabilité relative,

$T_e$  (K) est la température,

$\mu$  (Pa s) est la viscosité dynamique de l'eau,

$S_s$  (m<sup>-1</sup>) est le coefficient d'emmagasinement spécifique,

$g$  (m s<sup>-2</sup>) est l'accélération de la pesanteur,

$\Gamma$  (kg m<sup>-3</sup> s<sup>-1</sup>) est le terme puits/source de production de pression dû à l'expansion de la glace,

$\rho_j$  (kg m<sup>-3</sup>) est la masse volumique de l'eau  $\rho_w$  lors de la formation de la glace et la masse volumique de la glace  $\rho_i$  lors de la fusion de la glace,

$\omega$  est la porosité totale,

$s_i$  est la saturation en glace,

$de$  (m) est le déplacement vertical,

$e$  (m) est l'épaisseur non gelée,

$\alpha_c$  (Pa<sup>-1</sup>) est le coefficient de compressibilité du milieu poreux,

$\Delta \sigma'$  (Pa) est la variation de la contrainte effective,

$\Delta p$  (Pa) la variation de la pression interstitielle,

$\lambda$  (W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>) est la conductivité thermique du milieu poreux,

$C_{tw}$  (J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>) est la capacité thermique massique de l'eau,

$C_t$  (J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>) est la capacité thermique massique du milieu poreux,

$\rho$  (kg m<sup>-3</sup>) est la masse volumique du milieu poreux,

$q_s$  (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>) est le débit spécifique,

$L_f$  (J kg<sup>-1</sup>) est la chaleur latente de l'eau.

TABLEAU 3.1 – Principales équations résolues dans le code cryohydrogéologique GINETTE pour la prédiction des champs 2D de pression et de température et de la déformation 1D du sol.

enregistrés au cours de quatre cycles de gel-dégel successifs, dont l'un a été étudié plus précisément. Sous le sable gelé, les capteurs de pression ont enregistré une augmentation plurimétrique de la charge hydraulique devenue artésienne alors qu'un soulèvement de quelques centimètres était mesuré en surface (Figure 3.6). L'hypothèse de captivité de

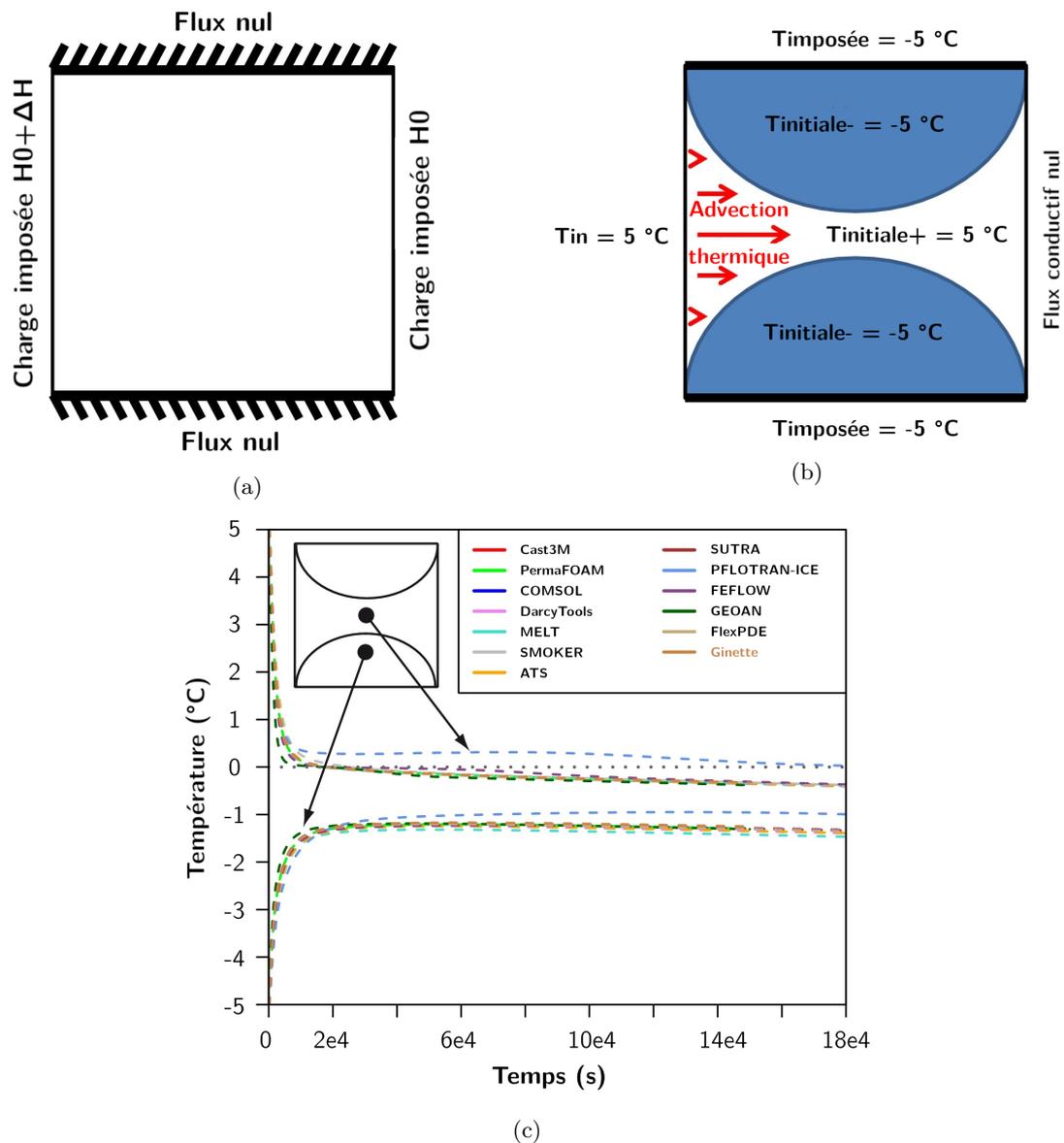


FIGURE 3.5 – Cas test TH3 « Fermeture et ouverture d'un talik » : (a) conditions hydrologiques aux limites, (b) conditions thermiques initiales et aux limites et (c) évolution de la température simulée par les 13 codes en deux points, dans la zone centrale non gelée du domaine simulé et dans la zone initialement gelée. D'après Grenier et al. 2018.

l'aquifère subpermafrost a ainsi été confirmée.

GINETTE a été utilisée pour reproduire numériquement l'expérience, la comparaison aux observations nous permettant de vérifier la validité des formalismes mathématiques introduits. Ainsi le modèle prédit-il bien la pénétration du gel mais a tendance à sous-estimer la quantité de glace formée quels que soient les paramètres employés (Figure 3.6 a). L'utilisation du terme source de pression (Equation 3.2) a permis de traduire correctement les processus liés à l'expansion de la glace et la montée en pression correspondante (Figure 3.6 b) alors que le modèle hydromécanique élastique simple (Equation 3.3) rend raisonnablement compte des mesures de soulèvement dû au gel (Figure 3.6 c). Nous avons expliqué la plupart des divergences entre observations et modèle du fait de deux processus non pris en compte dans ce dernier : la cryosuccion,

qui modifie la distribution de l'eau liquide et les variations de la porosité directement associées aux processus de gel-dégel, ouvrant la voie à des développements ultérieurs du code numérique. Des applications à l'échelle de bassins versants réels, pour répondre aux problématiques posées par la présence d'un pergélisol, sont néanmoins désormais possibles (*e.g.* Jost, Meigneux et al. 2012 ; Jost, Thiry et al. 2014). Elles nécessiteront l'acquisition de données *in situ* et une extension tridimensionnelle du code.

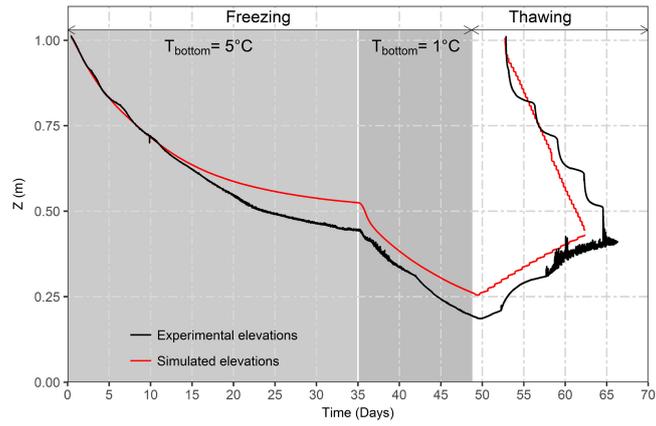
### Développement et validation de modèles de conductivité électrique

Les méthodes électriques et électromagnétiques sont couramment utilisées pour caractériser le pergélisol. En effet, elles permettent de déduire, de manière indirecte et non destructive, la répartition de propriétés physiques du sous-sol, à commencer par la conductivité électrique, au moyen de la mesure de l'un de ces champs physiques, résistivité, potentiel électrique ou radiation électromagnétique. Or la conductivité électrique du pergélisol dépend avant tout de la quantité d'eau qui reste non gelée dans l'espace poral. Les tomographies géophysiques peuvent ainsi fournir des estimations spatialement continues de la teneur en eau non gelée, essentielles pour cartographier les zones gelées et non gelées de la subsurface, délimiter les zones riches en glace et surveiller leur évolution dans le temps (*e.g.* Dafflon et al. 2016 ; Oldenborger et LeBlanc 2018). L'interprétation quantitative des données électriques de terrain en matière de redistribution de l'eau liquide et des solutés nécessite cependant une meilleure compréhension des mécanismes physiques régissant la conductivité des sols gelés, point de départ pour l'établissement d'une relation physique entre conductivité globale, température et saturation en eau. Nous y œuvrons dans le cadre de la thèse d'Haoliang Luo.

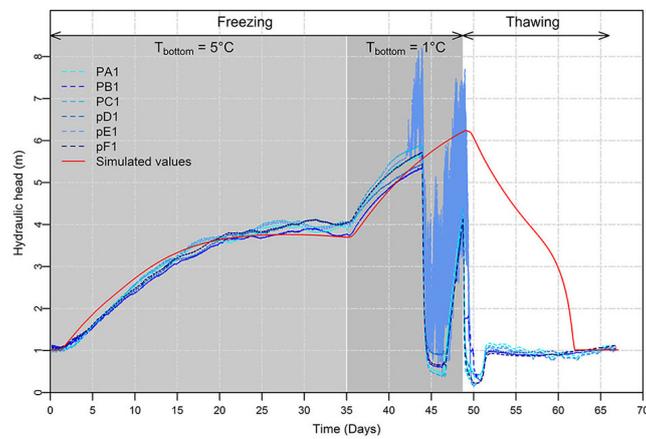
Le principe du nouveau modèle à base physique qu'Haoliang Luo a développé pour décrire la conductivité électrique est le suivant : i) à l'échelle du pore, la conductivité électrique d'un tube capillaire tortueux est déterminée en fonction du rayon du tube selon les équations de Gibbs-Thomson et de Young-Laplace et prend en compte à la fois la conductivité de l'eau interstitielle et les conductivités de surface aux interfaces entre l'eau liquide et la surface solide, l'eau liquide et l'air et enfin l'eau liquide et la glace ; puis ii) nous l'intégrons à l'échelle du volume élémentaire représentatif (VER) pour en déduire l'expression de la conductivité électrique en fonction de la température en utilisant une procédure de mise à l'échelle tenant compte de la distribution fractale ou lognormale de la taille des pores au sein d'un faisceau de tubes capillaires équivalent à la structure microporale. Ce modèle a d'abord été développé pour les milieux poreux saturés et gelés (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng et Thanh 2023) puis unifié pour des conditions partiellement saturées et des températures positives à négatives (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng, Mendieta et al. 2024). Dans un troisième temps, le modèle a été raffiné pour rendre compte des phénomènes d'hystérésis de la courbe de gel puis de la conductivité électrique. Sur la base du modèle développé par Soldi et al. 2017 pour prédire la courbe de rétention, nous proposons une représentation de la structure des pores à l'aide d'un faisceau de tubes capillaires tortueux à gorges ou « bouteilles d'encre » (Figure 3.7).

Ce nouveau modèle se distingue des modèles existants de type réseau utilisant des combinaisons en série et en parallèle des conductances du sol, de l'eau liquide et de la glace (*e.g.* Shan et al. 2015 ; L. Tang et al. 2018) ou de type empirique inspirés de la loi d'Archie (*e.g.* Dafflon et al. 2016 ; Oldenborger et LeBlanc 2018 ; Herring et al. 2019), qui s'appuient sur des paramètres d'ajustement sans signification physique et ne tiennent pas compte des propriétés physiques des interfaces et d'une distribution variable de la taille des pores.

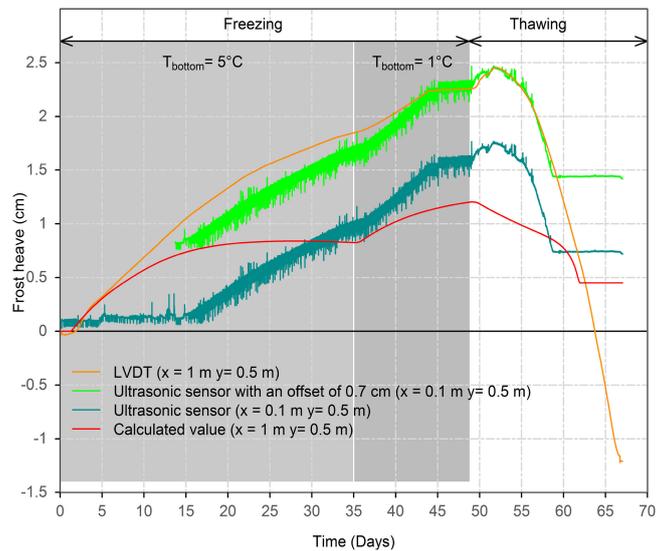
Confrontés à différents ensembles de données expérimentales électriques, issues de la littérature comme des travaux d'Haoliang Luo, les modèles proposés les prédisent avec



(a)



(b)



(c)

FIGURE 3.6 – Résultats des expériences en laboratoire et de la modélisation numérique au cours d'un cycle de gel-dégel (Rivière et al. 2019) : (a) profondeur du pergélisol, (b) charge hydraulique sous le permafrost et (c) soulèvement dû au gel.

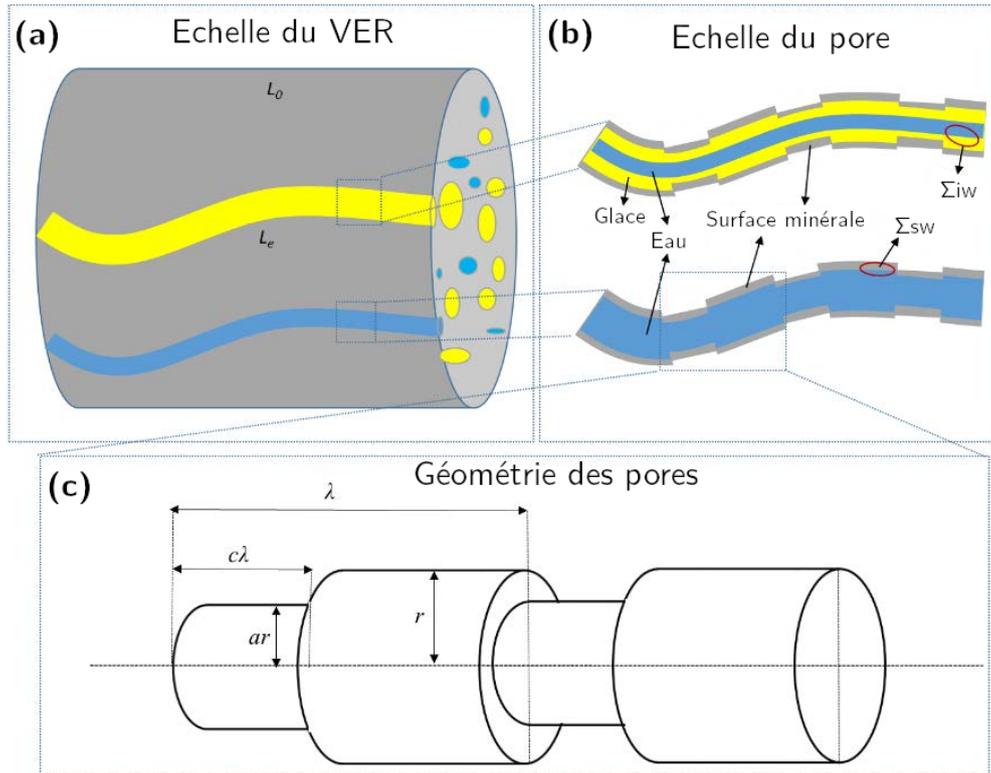


FIGURE 3.7 – (a) A l'échelle du volume élémentaire représentatif, le modèle électrique conceptuel est composé d'un faisceau de capillaires, de longueur réelle  $L_e$ . (b) A l'échelle du pore, les capillaires sont soit remplis d'eau non gelée soit de glace et d'eau liquide. (c) Géométrie des pores d'un capillaire de rayon  $r$ .

succès (Figure 3.8) et ce, pour différents types d'échantillons, de teneurs en eau et de salinité initiales. Nous avons également analysé la sensibilité du modèle aux paramètres introduits et enfin, déterminé une expression du facteur de formation apparent, c'est-à-dire le rapport entre la conductivité de l'eau et celle du milieu, qui reflète la géométrie de l'espace poreux en fonction de la porosité, de la saturation en eau et de la température.

**Perspectives 3.1** Mes activités relatives à la caractérisation physique du pergélisol et de son évolution ayant récemment repris, je poursuivrai sur cet élan en m'appuyant sur les deux piliers de la modélisation tant analytique que numérique et de l'expérimentation en laboratoire, bénéficiant de l'acquisition récente d'une enceinte climatique à température et humidité contrôlées.

#### Comportement des argiles sous l'action du gel-dégel

A l'heure où j'écris ces lignes, Haoliang Luo dispose encore de près de deux années de doctorat, que nous mettrons ensemble à profit pour approfondir les connaissances sur les phénomènes de polarisation des milieux poreux gelés afin de contribuer au développement de leur modélisation et améliorer les techniques d'imagerie qui en font usage dans les terrains à pergélisol pour cartographier l'évolution de ce dernier.

La mise en place du montage expérimental en chambre froide est en cours. Elle tire parti de l'expertise comme du matériel d'acquisition précédemment obtenus dans le cadre de la thèse d'Agnès Rivière et participe au déploiement d'un « pôle froid » durable au laboratoire. Elle bénéficie du soutien récent de l'IPSL. Un projet a

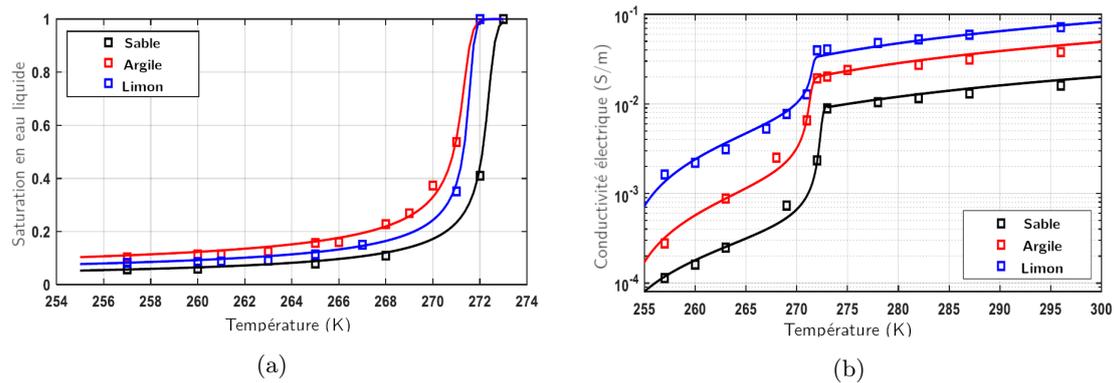


FIGURE 3.8 – (a) Saturation en eau liquide en fonction de la température pour trois échantillons de sol, telle que mesurée expérimentalement par résonance magnétique nucléaire (symboles) et prédite par le modèle (lignes). (b) Conductivité électrique  $\sigma$  en fonction de la température pour les trois mêmes échantillons, telle que mesurée expérimentalement (symboles) et prédite par le modèle pour une distribution fractale de la taille des pores (lignes). D’après H. Luo, Jougnot, Jost, Teng et Thanh 2023 et H. Luo, Jougnot, Jost, Teng, Mendieta et al. 2024.

également été déposé fin 2023 en réponse à l’appel à projets « Conditions Extêmes » de la Mission pour les initiatives transverses et interdisciplinaires (MITI) du CNRS, en collaboration avec l’équipe d’Emmanuel Léger au laboratoire GEOPS et celle d’Axelle Hamon à l’Institut de Physique de Rennes. Nous proposons dans ce cadre une expérience originale visant à étudier les effets cumulatifs de cycles de gel-dégel répétés sur la structure d’échantillons d’argile afin d’étudier leur comportement en matière de fissuration. Ce phénomène est courant dans les sols argileux et se produit dans les régions froides et arides non seulement à la dessiccation mais aussi en lien avec les alternances de gel et dégel. Ces cycles modifient considérablement les propriétés mécaniques et hydrauliques des sols à texture fine du fait de la réorganisation du réseau poral associée à la croissance des cristaux de glace et au développement de fissures (Lin et al. 2022). Il en résulte une augmentation significative de la porosité et de la perméabilité du sol (Chamberlain et Gow 1979 ; Othman et Benson 1993 ; Leuther et Schlüter 2021 ; W. Xu, K. Li et al. 2021 ; J. Xu, Y. Li, Ren et al. 2021) et des zones de faiblesse mécanique dans les sols, conduisant à une dégradation des caractéristiques mécaniques de l’argile et une moindre résistance au cisaillement (J. Xu, Y. Li, Lan et al. 2019 ; An et al. 2022), à l’origine de possibles instabilités des pentes, fondations et remblais (L.-W. Kong et al. 2018). Nous utiliserons la méthode de polarisation provoquée spectrale, dont il a déjà été démontré, en particulier grâce aux travaux menés dans notre laboratoire, à quel point elle était sensible à la présence d’hétérogénéités telles que les fissures, sur échantillons (Cosenza et al. 2007 ; Jougnot et al. 2010) comme *in situ* (Schmutz et al. 2011 ; Okay et al. 2013). Nous nous appuyerons sur l’expérience de l’équipe en matière de comportement des argiles (Mendieta et al. 2023) dont les caractéristiques diffèrent largement sur le plan structural, physico-chimique, cryo-mécanique et électrique mais n’ont pas été explorées par la méthode de polarisation provoquée dans des conditions de gel. Nos expériences auront pour objectif de clarifier dans quelle mesure les conditions de l’action du gel-dégel contrôlent l’apparition, la localisation et l’évolution des fissures. Nous explorerons d’une part l’effet de la typologie des cycles en matière de fréquence,

de nombre de cycles, d'amplitude et de symétrie des phases de gel et de dégel. Nous tiendrons d'autre part compte de l'influence de la salinité, de la saturation initiale, de l'épaisseur, de la texture et de la nature (kaolinite, illite et montmorillonite verte et rouge) de l'échantillon dont des expériences récentes ont pu souligner l'influence significative (*e.g.* Leuther et Schlüter 2021 ; Yang et al. 2021 ; Yue et al. 2022 ; Hewage et al. 2023).

Parallèlement à l'expérimentation, nous développerons les modèles pétrophysiques associés, qui permettront de convertir les données acquises en informations quantitatives relatives à la teneur en eau. Les premières versions proposées dans la littérature (*e.g.* Duvillard, Revil et al. 2018) sont encore simples et méritent de plus amples développements. Dans la continuité des premiers développements analytiques conduits par Haoliang Luo, étendus au cas de la conductivité complexe, nous pourrions nous interroger en particulier sur le rôle de la distribution de la taille des pores (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng et Thanh 2023), de la tortuosité et des conditions de saturation et de salinité (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng, Mendieta et al. 2024). A plus long terme, nous pourrions également contribuer à l'unification dans une théorie globale des deux mécanismes de polarisation des milieux gelés selon la fréquence du signal, l'un associé aux basses fréquences et à la double couche électrique (Coperey et al. 2019 ; Revil, Razdan et al. 2019), le second relatif à la polarisation de la glace et dominant aux fréquences supérieures à 10 Hz (Grimm et Stillman 2015 ; Limbrock et al. 2021 ; Mudler et al. 2022).

#### **Polarisation et perméabilité**

Nous envisageons également à horizon plus lointain l'utilisation conjointe des méthodes de polarisation provoquée et spontanée, pour un meilleur suivi des processus complexes associés à l'écoulement de l'eau se déroulant lors du gel et du dégel du sol. Nous réfléchissons pour ce faire aux moyens de concevoir une expérience originale impliquant des cycles de gel-dégel dans des conditions les plus représentatives de celles rencontrées sur le terrain, reflétant les effets cumulatifs du gel à long terme et le caractère unidirectionnel de la progression des fronts. Des défis techniques seront sûrement à relever dans ce cadre, pour tenir compte des contraintes liées aux températures négatives, notamment à la déformation liée à l'expansion volumique de la glace. D'autre part, ces méthodes étant sensibles aux propriétés d'écoulement (Revil, Binley et al. 2015), notamment dans les milieux froids (tels que la neige, Kulesa et al. 2012), nous étudierons dans quelle mesure nous pourrions les employer pour déterminer l'évolution de la perméabilité relative sous conditions de gel.

#### **Pergélisol hors les murs**

Ces expérimentations ont aussi vocation à dépasser les limites du laboratoire, fortes du savoir emmagasiné entre ses murs. Les modèles pétrophysiques, validés sur les données des expériences réalisées en laboratoire, peuvent être utilisés pour déduire une distribution fiable de la température et de la teneur en eau liquide ou en glace dans les sols et roches gelés ainsi que leur évolution spatio-temporelle à partir des mesures de conductivité complexe acquises sur le terrain (Duvillard, Magnin et al. 2021 ; Mudler et al. 2022). Des tomographies de polarisation provoquée *in situ* ont déjà été effectuées dans différents contextes de haute altitude ou latitude : pour la surveillance de la couche active du pergélisol arctique (Doetsch et al. 2015) ou du pergélisol de montagne (Maierhofer et al. 2022), la caractérisation de buttes de pergélisol (El Baroudi 2018 ; Bussière 2022), de pergélisols riches en glace (Banville et al. 2016 ; Mudler et al. 2022), l'évaluation de l'instabilité de glaciers rocheux alpins

(Duvillard, Revil et al. 2018) ou encore la connaissance de l'état thermique des parois rocheuses alpines abruptes (Duvillard, Magnin et al. 2021). Toutes montrent une signature claire du gel dans les mesures de polarisation et l'intérêt pratique de celles-ci pour la caractérisation du pergélisol, des transitions de phase eau liquide/glace et la surveillance de sa dégradation sur le terrain. La collaboration initiée avec les équipes des Universités de Rennes et de Paris-Saclay au sujet des instabilités gravitaires peut trouver une suite favorable dans l'application de nos méthodologies à la surveillance d'un site en région périglaciaire arctique ou de haute montagne. En ce sens, la zone d'étude située dans le Yukon au nord du Canada, dont le dégel du pergélisol est exploré depuis peu par nos collègues de Paris-Saclay, ou un site alpin en collaboration avec nos collègues de l'Université de Bonn et des chercheurs impliqués dans de telles recherches en Suisse (Université de Fribourg) et en Autriche (Université de Vienne) (Maierhofer et al. 2022) pourrait constituer un terrain de jeu tout à fait adéquat pour une mise en œuvre des techniques de polarisation provoquée *in situ*. De telles mesures pourraient être utilisées en complément des méthodes de résistivité électrique classiques pour quantifier de manière fiable l'évolution des teneurs en glace et leur répartition spatiale, souvent très hétérogène du fait des variations de relief ou de couverture végétale et neigeuse. L'application à un site d'étude en conditions périglaciaires initierait un changement d'échelle supplémentaire dans notre recherche des conditions pour lesquelles des instabilités naissent sous l'action des cycles de gel-dégel dans un contexte de réchauffement généralisé.

#### **Ginette, le retour**

Outre ces avancées à caractère géophysique et géomorphologique et en lien avec les expériences conduites au laboratoire voire sur le terrain, je souhaiterais reprendre également le développement du modèle numérique hydrothermique GINETTE, dans une volonté d'améliorer la simulation de la chaleur et des flux d'eau dans les milieux poreux gelés par l'ajustement des formalismes introduits dans le code, tenant compte de nos acquis théoriques et expérimentaux à venir, par exemple dans la description de la courbe de gel et de l'hystérésis associée, voire de la perméabilité relative. L'exploitation précédente à l'aide du code des données de pression et de température acquises expérimentalement mais reposant sur des modèles de courbe de gel tirés de la littérature a en effet mis en évidence la nécessité de disposer de contraintes supplémentaires sur l'évolution de la saturation en glace en fonction de la température (Rivière et al. 2019).

Dans la veine des modèles de faisceau capillaire à base physique que nous avons développés pour décrire la conductivité électrique des milieux poreux gelés (H. Luo, Jougnot, Jost, Teng et Thanh 2023; H. Luo, Jougnot, Jost, Teng, Mendieta et al. 2024) et grâce à notre compréhension des processus de formation de la glace selon la géométrie des pores, nous pourrions aussi réfléchir à notre propre modèle de conductivité hydraulique, dans la continuité des modèles récents à base physique de ce type qui ont fleuri (*e.g.* R. Tang et al. 2019; Ming, L. Chen et al. 2020; X. Zhang et al. 2021; Teng, Yan et al. 2021; Teng, Dong et al. 2023; Ming, M. Zhang et al. 2024) depuis les travaux pionniers de Watanabe et Flury 2008 et Lebeau et Konrad 2012. Ces types de modèle semi-théorique ont prouvé leur capacité à reproduire les données de laboratoire et de terrain mais sont cependant difficiles à introduire dans les codes numériques du fait de leur complexité excessive (Kurylyk et Watanabe 2013). On leur préfère ainsi généralement les estimations dérivées de la courbe de gel (*e.g.* Azmatch et al. 2012), avec ou sans facteur d'impédance (Kurylyk et Watanabe

2013; Cheng et al. 2023). Nous pourrions en explorer les possibilités d'application dans notre code GINETTE.

En complément de l'utilisation des méthodes de polarisation *in situ* et des modèles pétrophysiques associés, l'emploi du code GINETTE pour la modélisation hydrothermique des profils de pergélisol dans les conditions réelles du terrain d'étude choisi compléterait efficacement les connaissances acquises via l'interprétation du signal géophysique. Si quelques sites alpins ont été étudiés grâce aux approches géophysiques, ils n'ont pas encore fait l'objet d'investigations hydrogéologiques associées malgré l'importance cruciale qu'y revêtent les conditions d'évolution de la ressource en eau dans ces zones d'alimentation. La répétition dans le temps des tomographies de polarisation offre de nouvelles perspectives pour documenter l'évolution saisonnière des teneurs en eau dans les environnements de pergélisol, en particulier pour l'identification des zones de taliks, où le sol est dégelé de façon permanente (*e.g.* Walvoord, Voss et al. 2019, pour la tomographie de résistivité électrique couplée à des données de résonance magnétique nucléaire). Le couplage avec la simulation de l'écoulement de l'eau souterraine et du transport d'énergie serait utile à la quantification de la variation des flux d'eau en lien avec le réchauffement actuel à long terme superposé au cycle saisonnier. Il contribuerait à une meilleure compréhension des facteurs de contrôle de la dégradation du pergélisol et de l'expansion des taliks, entre échanges thermiques avec l'atmosphère et flux advectif (*e.g.* Devoie et al. 2019; L. Chen et al. 2023). On pourrait de ce fait également envisager à plus longue échéance un couplage avec un modèle de bilan d'énergie de surface tel qu'ORCHIDEE, dont une version est disponible pour les hautes latitudes, capable de représenter la physique du pergélisol et de la neige (Bowring et al. 2019), d'autant plus que le développement de ce type de couplage est un point qui a été mis en avant dans la trajectoire à venir de notre laboratoire Metis, à compter de 2025. Ce point a été par ailleurs identifié comme une lacune dans le développement actuel des modèles cryohydrogéologiques par Walvoord et Kurylyk 2016.

J'aimerais donc à plus long terme réunir au mieux l'hydrogéophysique et l'hydrogéologie des milieux gelés dans un dialogue constructif (et un projet ambitieux), s'appuyant sur des développements théoriques et numériques, entre expérimentation de laboratoire et si possible, de terrain!

- **Projet 3.2.4 — ALIENER (2024-2025).** Analogues de l'instabilité en milieux froids. *Programme MITI Conditions Extrêmes, CNRS.* Coordination Emmanuel Léger, GEOPS. Collaboration GEOPS, Metis, Institut de Physique de Rennes. Soumis le 18 décembre 2023<sup>3</sup>. ■

---

3. Le projet n'a hélas pas été retenu

### 3.3 Interactions entre nappe et rivière non pérenne

A l'échelle du bassin versant, les compartiments souterrains et de surface du cycle de l'eau sont indissociables, du fait des flux d'eau, de matières et d'énergie qu'ils échangent, et doivent être gérés de front en conséquence. Toute modification apportée au cours d'eau, par exemple en le canalisant ou au contraire en le revitalisant, est susceptible d'influencer de manière significative la nappe, en réduisant ou intensifiant les échanges hyporhéiques. De même, les changements du niveau piézométrique peuvent affecter en retour les ressources en eau de surface. La compréhension du lien dynamique entre cours d'eau et eaux souterraines est un défi qui unit hydrologues et hydrogéologues.

Les eaux souterraines alimentent les cours d'eau par le biais de suintements diffus dans l'espace ou de façon concentrée au niveau des sources. Le schéma inverse d'infiltration des eaux de surface vers l'aquifère sous-jacent est également possible (Figure 3.9). Cette configuration se rencontre plus fréquemment dans les régions plates et arides. Elle est de plus en plus favorisée par l'abaissement de la nappe consécutif aux pompages (Jasechko, Seybold et al. 2021). Ces auteurs ont d'ailleurs identifié que parmi les 4,2 millions de puits recensés aux Etats-Unis, près des deux tiers ont déjà des niveaux d'eau inférieurs à celui du cours d'eau le plus proche. Ce nombre devrait croître dans les années à venir (de Graaf, Gleeson et al. 2019). L'ampleur de ces flux souterrains est difficile à estimer en l'absence de données adéquates sur la distribution des propriétés hydrodynamiques du lit de la rivière et de l'aquifère et du fait de leur caractère transitoire. Ce point mérite cependant attention tant les implications de ces pertes issues des cours d'eau peuvent être importantes, notamment pour les écosystèmes riverains.

Le phénomène est courant dans les contextes alluviaux des zones arides à semi-arides. Les rivières intermittentes à éphémères, qui n'ont pas d'écoulement continu tout au long de l'année, y alimentent de façon significative voire majoritairement les aquifères régionaux (Scanlon, Keese et al. 2006). Avec l'essor considérable de l'exploitation de l'eau souterraine, en particulier celle captée dans les roches de socle dans des régions considérées comme pauvres en eau, garantir la pérennité des exploitations passe par une évaluation quantitative de la recharge et ce, d'autant plus qu'elle diminue sous l'action conjointe du changement climatique et des pressions anthropiques.

Dans ce contexte, j'aborde ici deux axes de mes recherches menées dans le sens de la quantification de l'infiltration de la rivière vers la nappe et d'une clarification des mécanismes associés, par une approche numérique et expérimentale d'une part (section 3.3.1) et dans les conditions naturelles de terres sahéliennes d'autre part (section 3.3.2).

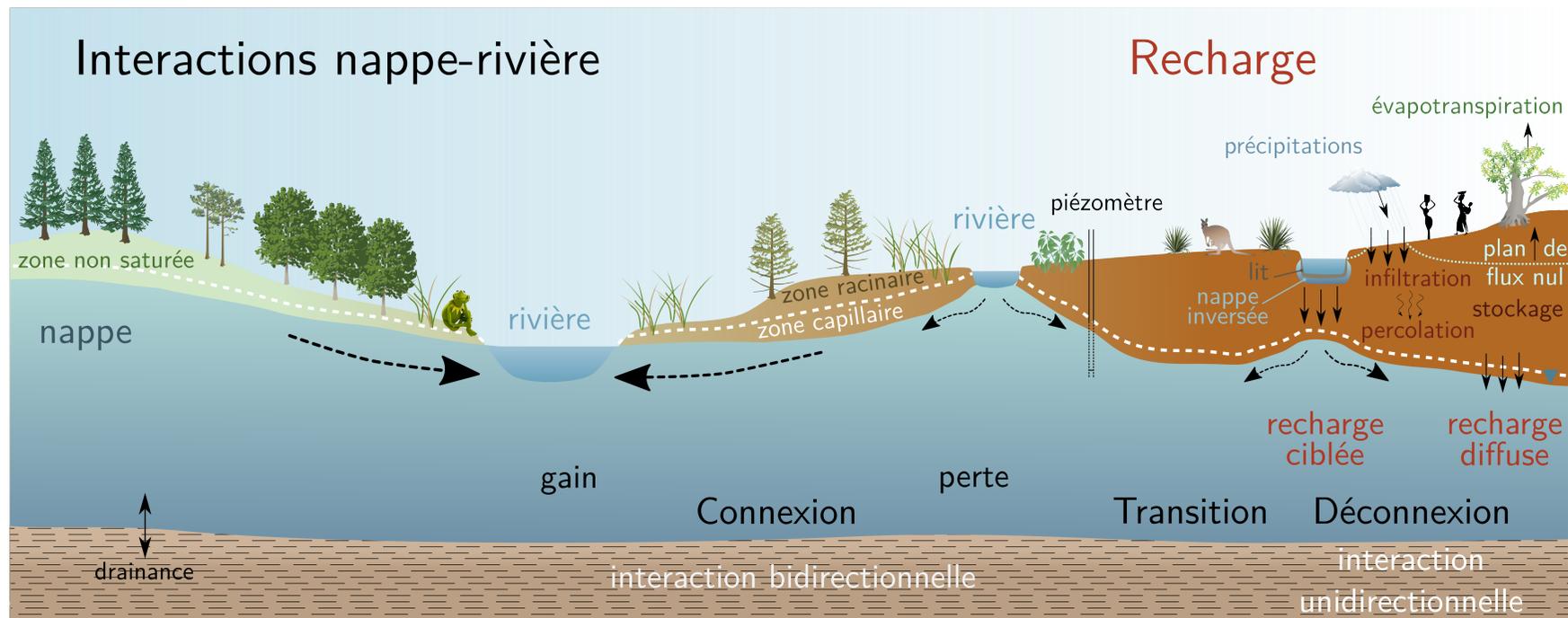


FIGURE 3.9 – Coupe transversale typique d'un aquifère alluvial illustrant les différentes interactions possibles avec la rivière et les processus de recharge associés. La figure est inspirée de Healy 2010 ; Brunner, Cook et al. 2009 ; Y. Xu et Beekman 2019.

### 3.3.1 Description expérimentale et numérique des états transitoires de l'interaction nappe-rivière

#### Etats de connexion nappe-rivière

Depuis nos travaux il y a plus d'une dizaine d'années, les concepts proposés autour de la relation entre une rivière et la nappe sous-jacente ont évolué. A l'époque, Brunner, Cook et al. 2009 faisaient loi, dans la continuité d'Osman et Bruen 2002 et Fox et Durnford 2003, depuis les travaux pionniers de Moore et C. T. Jenkins 1966. On distinguait ainsi classiquement trois régimes hydrologiques d'interaction, qui peuvent varier à la fois dans le temps et l'espace le long d'un cours d'eau donné (Figure 3.9) : (i) les cours d'eau **connectés**, qui drainent ou rechargent l'aquifère dans des conditions d'écoulement saturées ; (ii) les cours d'eau **en état de transition**, où le débit d'infiltration de la rivière vers la nappe est régi par des conditions hydrauliques non saturées, lorsque la nappe descend à une distance suffisante du fond du cours d'eau pour que certains pores se désaturent ; et enfin (iii) les cours d'eau dits **déconnectés**, lorsque le débit d'infiltration n'est plus fonction de la profondeur de la nappe, du fait de l'existence d'un gradient hydraulique unitaire dans la zone hyporhéique, soit d'un écoulement devenu uniquement gravitaire (Peterson et J. L. Wilson 1988). Dans les cas où le niveau de la nappe se situe sous celui du cours d'eau avoisinant, le débit d'infiltration à l'état stationnaire varie linéairement avec la profondeur de la nappe tant que le système reste connecté. La relation n'est plus linéaire en régime de transition. Le débit d'infiltration augmente au fur et à mesure que la nappe s'abaisse jusqu'à atteindre asymptotiquement une valeur maximale uniforme et constante lors de la « déconnexion » (Figure 3.10). Dans des conditions transitoires, le débit d'infiltration depuis un cours d'eau connecté varie progressivement vers un nouvel état d'équilibre, qui est atteint en revanche immédiatement en cas de déconnexion (Quichimbo et al. 2020).

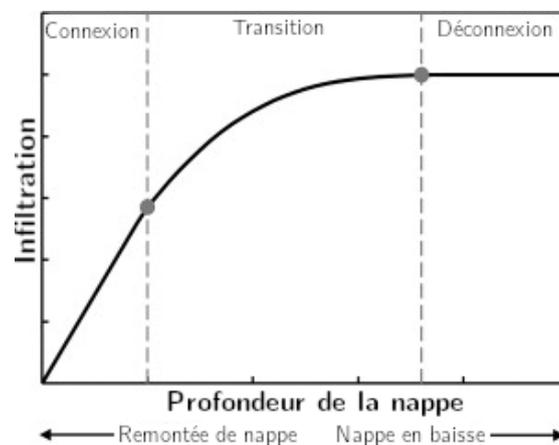


FIGURE 3.10 – Régimes d'écoulement et débit d'infiltration stationnaire depuis la rivière en fonction de la profondeur de la nappe. D'après Brunner, Simmons et al. 2009 ; Irvine et al. 2012.

Dès 2003, Fox et Durnford reconnaissent que ce terme est mal choisi et qu'il serait plus juste de parler de cours d'eau perché au-dessus de la nappe. Celui-ci est théoriquement accompagné d'une seconde nappe dite inversée, qui se développe sous le lit du cours d'eau (Peterson et J. L. Wilson 1988 ; W. Wang, J. Li, Feng et al. 2011 ; Xie et al. 2014). Quichimbo et al. 2020 ont ainsi récemment proposé d'associer à la notion d'« interactions nappe-rivière » non seulement les échanges d'eau entre les deux compartiments mais aussi leurs rétroactions, à la manière du schéma proposé par Kollet et Maxwell 2008 et Maxwell

et Kollet 2008 pour les interactions entre nappe, humidité du sol et processus de surface. L'état connecté correspond alors à une interaction considérée comme bidirectionnelle, la profondeur de la nappe influençant les pertes ou recharges en rivière alors que dans l'état déconnecté, l'interaction devient unidirectionnelle (Figure 3.9).

Les conditions dans lesquelles se produit ladite déconnexion ont également été débattues. Brunner, Cook et al. 2009 ont proposé un critère selon lequel la profondeur à laquelle le système se déconnecte est approximativement proportionnelle à la profondeur  $h_r$  (m) du cours d'eau et à la conductivité hydraulique  $K_l$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) de son lit et inversement proportionnelle à l'épaisseur  $e_l$  (m) de ce lit et à la conductivité hydraulique  $K$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) de l'aquifère :

$$\frac{K_l}{K} \leq \frac{e_l}{h_r + e_l}. \quad (3.5)$$

La profondeur de la nappe peut être mesurée dans un forage adjacent à la rivière afin d'évaluer le statut de déconnexion et augmente avec la distance du forage à la rivière. Cependant, compte tenu de l'existence d'un écoulement latéral entre le cours d'eau et la nappe dû aux forces de capillarité, Xian et al. 2017 notent qu'il peut y avoir déconnexion sans que soit respecté ce critère 1D, dont Schilling, Irvine et al. 2017 proposeront par la suite une version statistique plus complète. De plus, si la conductivité hydraulique de la couche la moins perméable du lit de la rivière est reconnue depuis longtemps comme l'un des contrôles majeurs de la déconnexion (Moore et C. T. Jenkins 1966), elle ne l'est plus comme condition nécessaire, la déconnexion étant possible en l'absence d'un fond colmaté en raison de la capillarité (*e.g.* Reisenauer 1963 ; Peterson et J. L. Wilson 1988 ; W. Wang, J. Li, Feng et al. 2011 ; Xie et al. 2014 ; W. Wang, Dai et al. 2016).

L'interaction nappe-rivière est en effet complexe et dépend d'un grand nombre de facteurs physiques, dont la profondeur de la nappe, celle de l'eau dans la rivière (W. Wang, J. Li, W. Wang et al. 2014), la végétation (Banks, Brunner et al. 2011), la géométrie du chenal, l'hétérogénéité et l'anisotropie de l'aquifère lui-même mais surtout celles, tant spatiales que temporelles, de la conductivité hydraulique du lit de la rivière (Irvine et al. 2012 ; Lackey et al. 2015), interface hydrologique critique entre nappe et rivière (Abimbola et al. 2020). Elles se déploient à différentes échelles et sur plusieurs ordres de grandeur (Partington et al. 2017 ; Q. Tang et al. 2017), en lien avec les processus d'érosion et de sédimentation lors des événements de crue (Gianni et al. 2016) ou simplement du fait des variations de conductivité hydraulique avec la température des eaux de surface (P. Wang, Pozdniakov et al. 2017). Pour les cours d'eau temporaires des zones arides à semi-arides, l'échange entre la rivière et l'aquifère dépend également de la durée des périodes séparant les événements de crue (Quichimbo et al. 2020). Les activités humaines ont aussi un impact sur l'interaction nappe-rivière, via le pompage des eaux souterraines à partir de puits proches des cours d'eau (Jasechko, Seybold et al. 2021). La sécheresse peut également faire basculer un système nappe-rivière vers l'état de déconnexion, sans qu'aucun phénomène d'hystérésis n'ait été mis en évidence jusqu'à présent (Fuchs et al. 2019).

La nécessité d'une connaissance fine des nombreux paramètres en jeu fait de la caractérisation de la relation hydrologique entre nappe et rivière un véritable défi. La compréhension de la manière dont les changements de niveau piézométrique affectent les ressources en eau de surface et inversement, et donc du régime hydrologique d'interaction, est d'une importance fondamentale pour la gestion des ressources en eau des deux compartiments qui se doit d'être conjointe. Elle nécessite des études expérimentales, sur modèles de bac à sable (*e.g.* G. Liu et J. Li 1997 ; W. Wang, J. Li, Feng et al. 2011 ; W. Wang, Dai et al. 2016), visant à mettre en évidence et à analyser les processus

physiques. Des exercices de modélisation numérique couplant eaux de surface et eaux souterraines, à l'aide de modèles à saturation variable tels qu'HYDRUS (*e.g.* Desilets et al. 2008 ; P. Wang, Pozdniakov et al. 2017) ou intégrés comme HYDROGEOSPHERE (*e.g.* Banks, Brunner et al. 2011 ; Irvine et al. 2012 ; Xie et al. 2014 ; Schilling, Irvine et al. 2017 ; Q. Tang et al. 2017 ; Xian et al. 2017 ; Schilling, Cook et al. 2021), les complètent et aident à mieux cerner l'importance relative de chaque paramètre en jeu, afin d'acquérir *in fine* une compréhension globale des contrôles géologiques et hydrogéologiques de la connexion-déconnexion des systèmes nappe-rivière (Brunner, Therrien et al. 2017). Observer et déterminer le statut de connexion d'un tronçon de cours d'eau sur le terrain à partir de données couramment disponibles telles que les niveaux piézométriques et de la rivière reste cependant une gageure et souvent le fait d'une mesure indirecte (Banks, Simmons et al. 2011 ; Shanafield, Cook et al. 2012), qui peut s'appuyer néanmoins sur une caractérisation géophysique des propriétés du sous-sol (Crosbie et al. 2014) et de leur hétérogénéité (Schilling, Irvine et al. 2017). Lamontagne et al. 2014 préconisent l'utilisation de mesures dans le lit de la rivière mais peinent à distinguer de manière simple et flexible entre les conditions de transition et de déconnexion. Les traceurs environnementaux sont plus généralement utilisés en tant que simples indicateurs des conditions de gain ou de perte le long d'un cours d'eau (Banks, Simmons et al. 2011). Les estimations locales des échanges ne peuvent pas être facilement extrapolées régionalement (Cook 2015) et les techniques employées doivent être adaptées à l'échelle d'investigation (Banks, Simmons et al. 2011).

Les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont été catégorisées en une séquence de régimes hydrologiques, principalement établie dans le cas des cours d'eau pérennes. Il est important d'en préciser aussi les spécificités pour les cours d'eau temporaires. Ceux-ci représentent en effet selon les estimations jusqu'à plus de la moitié de la longueur totale des cours d'eau (Datry et al. 2014 ; Schneider, Jost et al. 2017 ; Messenger et al. 2021), soit la norme plutôt que l'exception. Certains ne coulent que quelques jours par an après des pluies intenses dans les situations les plus arides alors que d'autres s'interrompent saisonnièrement voire ne sont que rarement intermittents. Dans un avenir proche, le nombre de rivières non pérennes devrait continuer à augmenter, suite à un assèchement climatique important, aux changements d'utilisation des sols ou à une appropriation de l'eau (Larned et al. 2010 ; Döll et Schmied 2012 ; Datry et al. 2014). On les retrouve souvent dans les têtes de bassin ou dans les régions arides à semi-arides. Nous avons montré comment pente, climat et géologie jouaient un rôle déterminant dans la présence d'écoulement de surface au sein d'un bassin versant (chapitre 2.2), notamment dans la persistance de l'écoulement saisonnier (Schneider, Jost et al. 2017 ; Prancevic et Kirchner 2019).

Dans ces régions, d'une part les eaux souterraines proviennent largement des écoulements intermittents des cours d'eau, même si une partie de l'eau infiltrée participe au stockage dans la zone vadose. D'autre part, les niveaux piézométriques peuvent chuter considérablement pendant les saisons sèches en raison du drainage naturel des eaux souterraines, de l'évapotranspiration et des prélèvements (Shanafield, Bourke et al. 2021). Il en résulte des profondeurs de nappe souvent suffisamment importantes pour empêcher toute reconnexion lorsque coule la rivière (Brunner, Cook et al. 2011). Par conséquent, les cours d'eau intermittents et éphémères oscillent entre état de transition et de déconnexion, ce dernier étant moins fréquent qu'on ne le suppose communément (Quichimbo et al. 2020). Cette dynamique temporelle et spatiale, avec ses cycles de drainage et d'imbibition, est susceptible d'avoir un impact significatif sur le débit d'infiltration vers l'aquifère sous-jacent (*cf.* Figure 3.10) dans des régions où cette infiltration

peut constituer une part majeure de la recharge. Elle en est d'autant plus importante à quantifier que les ressources en eau sont par ailleurs souvent limitées dans ces régions tout en étant soumises à des pressions croissantes (Scanlon, Keese et al. 2006). Or cette composante critique du bilan hydrologique demeure largement méconnue en raison des difficultés d'observation *in situ* mentionnées précédemment (Jarihani et al. 2015).

De plus, ces systèmes sont par essence non stationnaires. Différents chemins de transition ont pu être identifiés théoriquement entre les régimes connectés et déconnectés par Brunner, Simmons et al. 2009. Batlle-Aguilar et Cook 2012 mettent également en évidence l'importance relative de l'infiltration transitoire au début de chaque crue, contrôlée notamment par les teneurs en eau précédant l'événement. Ainsi quantifier l'infiltration directe depuis les cours d'eau, en particulier intermittents, nécessite de tenir compte de sa variabilité temporelle, au-delà d'une plus simple détermination d'un unique débit d'infiltration stationnaire. Lorsque nous avons entamé nos travaux sur le sujet en 2008, l'impact des processus transitoires était rarement pris en compte dans les approches de modélisation et de gestion (Brunner, Cook et al. 2011), de même que l'état de transition, dont l'importance peut être significative dans les systèmes dynamiques, était peu considéré (Brunner, Simmons et al. 2009). C'est pourquoi nous nous sommes plus spécifiquement penchés sur la **question de l'évolution du débit échangé entre nappe et rivière d'un état de connexion à un état de déconnexion en régime transitoire**.

### Synthèse des travaux

**Point clé 3.3.1 — Ginette.** Développement du code numérique pour la simulation 2D des écoulements à saturation variable GINETTE. Collaboration Mines Paris & CEREGE (*depuis 2009*)

Les recherches que j'ai menées sur le couplage entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont débouché sur une analyse fine des étapes conduisant à la « déconnexion » de ces deux entités. Notre étude, à la fois numérique et expérimentale, a porté sur la quantification des débits infiltrés au cours d'une expérience de drainage d'un aquifère libre, avec un accent particulier porté sur le comportement transitoire de l'échange entre la rivière et l'aquifère lors du régime intermédiaire de transition (Rivière et al. 2014).

Ces travaux ont été réalisés dans le cadre de la thèse d'*Agnès Rivière*, dont ils ont constitué l'un des volets (*cf.* section précédente 3.2). Ils ont également fait l'objet d'une collaboration avec Sandra Jenni de Schlumberger Water Services, qui s'interrogeait à l'époque sur la formulation du terme d'échange nappe-rivière dans les modèles numériques et recherchait des résultats expérimentaux comme base de compréhension des processus et de validation des simulations numériques, en l'absence d'une solution analytique adéquate en conditions de saturation variable. Ce point spécifique a été concrétisé au cours du stage de Master 2 de *Cheikhna Koita*.

Une première maquette représentative des échanges entre nappe et rivière a ainsi été construite. De format réduit, elle était composée d'un bac en Plexiglas de dimensions  $50 \times 25 \text{ cm}^2$  et de profondeur 25 cm, équipé d'une rampe de brumisation et d'une rigole à section rectangulaire, de rugosité connue, représentant la rivière (Figure 3.11 a). Nous sommes ensuite passés à la vitesse supérieure et avons conduit des expérimentations sur un modèle à échelle réduite de taille bien plus imposante, rempli de sable de Nemours, afin de s'affranchir au mieux des effets de bord (Figure 3.11 b). Le dispositif reproduisait le fonctionnement d'une nappe libre de vallée, en interaction avec une rivière. Les débits échangés entre nappe et rivière ont été enregistrés au cours d'expériences de drainage de l'aquifère à température ambiante, de la connexion à la déconnexion, et

leurs comportements transitoires, observés et analysés. Les expériences ont aussi servi de base de validation permettant de tester la pertinence des concepts physiques et des formalismes introduits par la suite dans le code numérique.

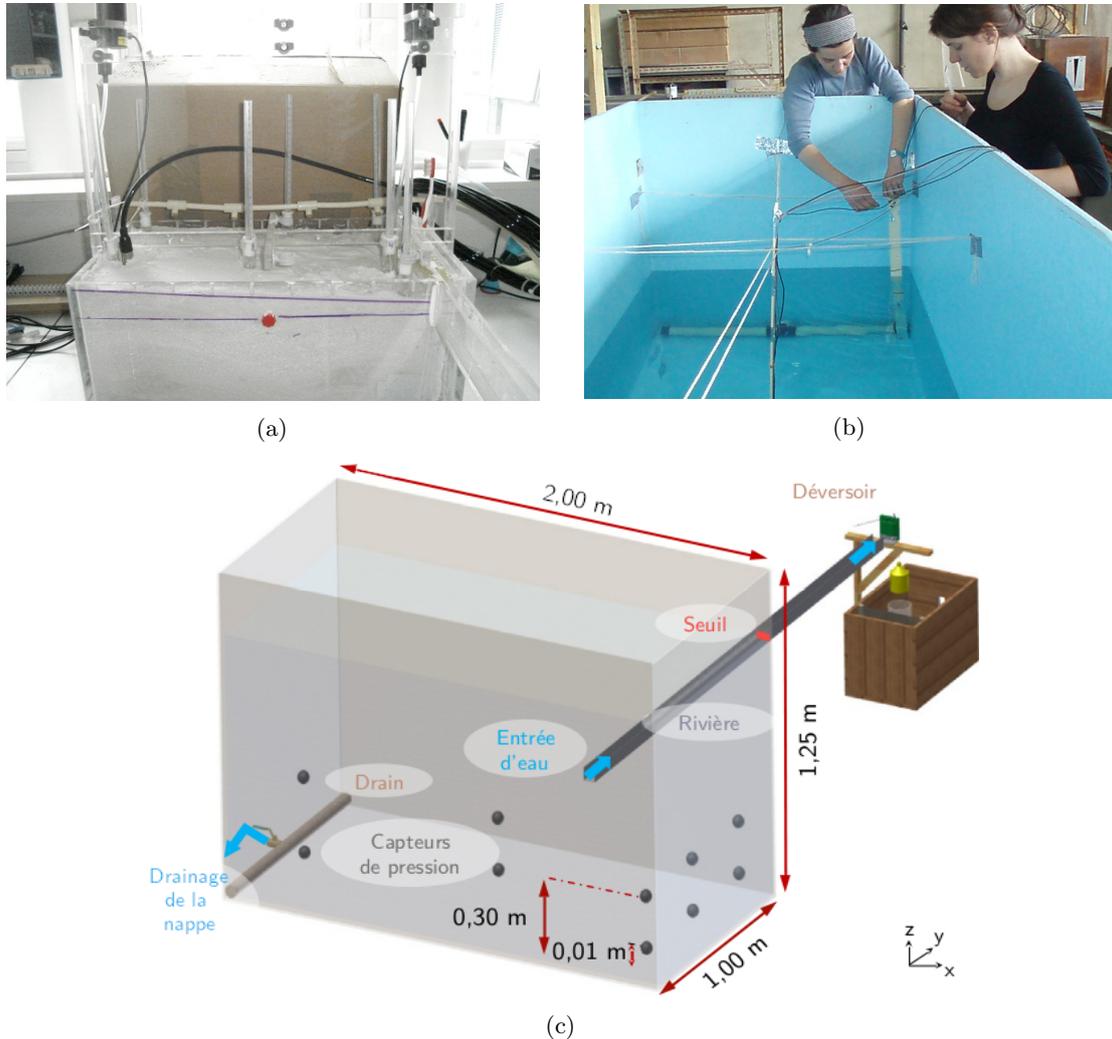


FIGURE 3.11 – (a) Premier modèle à échelle réduite pour l'étude des échanges entre nappe et rivière. (b) La seconde maquette lors de son installation : changement d'échelle ! (c) Schéma de principe du dispositif expérimental, d'après Rivière et al. 2014.

Le code numérique 2D *GINETTE* a été développé pour l'occasion en différences finies. Il décrit les écoulements dans un milieu poreux à saturation variable couplés aux écoulements de surface dans une rivière de section rectangulaire par la résolution des équations de Richards et de Manning Strickler. Le code a été validé dans un premier temps par comparaison avec l'expérience de Vauclin et al. 1979 puis ses résultats ont été confrontés aux mesures effectuées au sein du dispositif expérimental (Figure 3.12 a). Les simulations numériques ont également permis d'étudier l'influence des propriétés hydrodynamiques sur la relation entre le débit d'infiltration et la profondeur de la nappe (Figure 3.12 b).

Nous montrons ainsi l'importance de la cinématique du drainage, contrôlée notamment par la conductivité hydraulique de l'aquifère, qui détermine l'allure du profil de saturation sous la rivière et la possibilité en cas de drainage rapide, de l'établissement d'un régime particulier de transition observé expérimentalement (cas 1 et 3, Figure 3.12 b). Entre

système connecté et déconnecté, un état caractérisé par un maximum d'infiltration a été mis en évidence. Il n'avait à ce jour pas été observé expérimentalement. Il précède l'installation du régime dit déconnecté, pour lequel le flux d'infiltration devient constant et indépendant du niveau piézométrique.

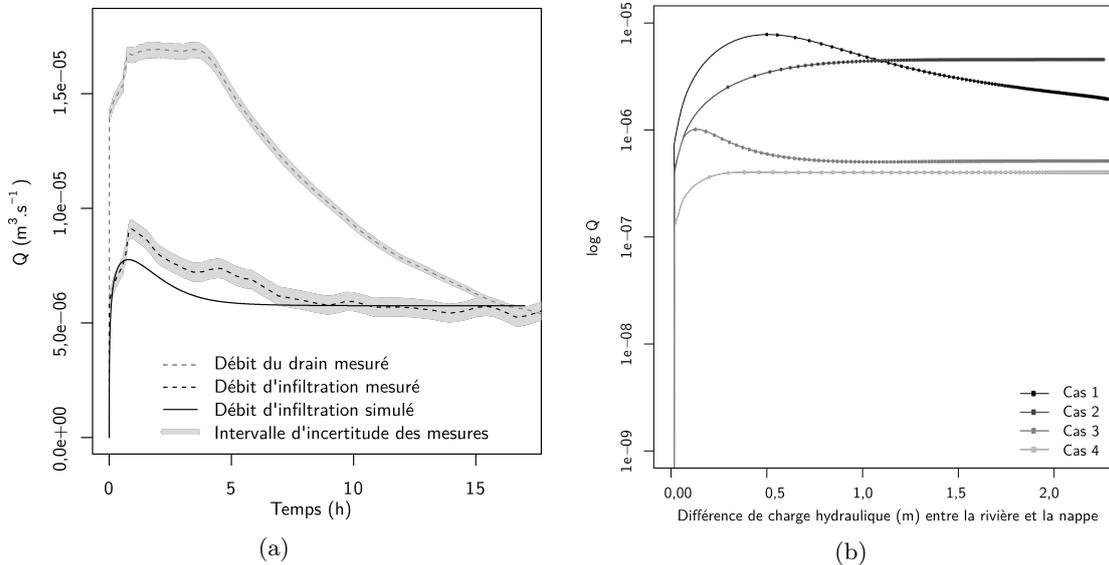


FIGURE 3.12 – Evolution temporelle des débits d'infiltration de la rivière vers la nappe : (a) mesures *vs.* simulations ; (b) sensibilité des effets transitoires simulés aux paramètres du modèle<sup>4</sup>. D'après Rivière et al. 2014.

Cette étude a contribué à une meilleure caractérisation des différentes étapes conduisant à une interaction unidirectionnelle entre une rivière et l'aquifère sous-jacent, dont nous avons expérimentalement mis en évidence la diversité, et à une compréhension approfondie des processus correspondants. Les résultats obtenus ont des applications pratiques en matière de gestion des eaux en cas de pompage à proximité d'un cours d'eau ou en région aride à semi-aride.

■ **Projet 3.3.1 — Modélisation de l'échange nappe-rivière : validation expérimentale de modèles numériques (2010).** Convention Schlumberger Water Services. Direction Anne Jost, Sisyphé. ■

■ **Thèse 3.3.1 — Rivière Agnès (2008-2012).** *Influences du pergélisol sur les écoulements souterrains et leurs échanges avec une rivière : étude numérique et expérimentale.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

■ **Master 3.3.1 — Koita Cheikhna Aliou (2010).** *Modélisation de l'échange nappe-rivière : validation expérimentale de modèles numériques.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage de Master 2 financé par Schlumberger Water Services (6 mois)

4. Pour le détail de l'analyse de sensibilité, se reporter à la publication source

### 3.3.2 Mécanismes de recharge en zone de socle semi-aride sahélienne

#### Concepts

Quantifier la recharge des eaux souterraines, c'est-à-dire la quantité d'eau qui parvient à la nappe par écoulement vertical à travers la zone non saturée pendant un laps de temps donné et contribue à son approvisionnement (Healy 2010), est fondamental pour évaluer la sécurité hydrique actuelle et future face à l'augmentation des prélèvements et au changement climatique (*cf.* chapitre 4.1) et garantir une gestion durable des ressources en eau souterraine (MacDonald et al. 2021). Cependant, l'estimation de la recharge a de tout temps été complexe parce qu'il n'existe pas de méthode largement applicable capable de la quantifier directement et précisément en raison de son caractère épisodique et de sa grande variabilité d'une année à l'autre, notamment dans les régions arides à semi-arides (Cuthbert, R. Taylor et al. 2019). Dans ces zones, par exemple en Afrique, les données sur la recharge sont limitées (Y. Xu et Beekman 2019), bien qu'une meilleure quantification de la recharge et compréhension des voies par lesquelles elle se produit y soient particulièrement cruciales (Zarate et al. 2021).

Deux modes de recharge naturelle<sup>5</sup> peuvent être distingués selon l'origine de l'eau (Figure 3.9, Healy 2010) : (i) la recharge diffuse, généralement plus uniformément répartie sur de vastes zones bien qu'elle puisse aussi se concentrer dans des dépressions topographiques ou fissures de surface, est issue de l'infiltration directe des précipitations et de la percolation subséquente vers la nappe ; (ii) la recharge localisée se produit depuis les eaux de surface, rivières intermittentes à éphémères, lacs ou estuaires, cas particulier des échanges entre eaux souterraines et de surface dont il vient d'être question. Un continuum entre les deux modes est souvent considéré, la recharge devenant de plus en plus hétérogène à la fois dans l'espace et dans le temps au fur et à mesure que l'aridité augmente (Figure 3.13, Cuthbert, R. Taylor et al. 2019). A mi-chemin, les zones semi-arides, telles que définies par l'indice d'aridité<sup>6</sup>, sont des régions de transition en matière de recharge, les deux mécanismes co-existant à des fréquences variables. Elles en sont d'autant plus intéressantes à étudier et nécessitent un effort de quantification particulier des parts respectives de chaque mode de recharge et ce, en tenant également compte du contexte hydrogéologique local qui joue sur le type de relation entre précipitations et recharge (Cuthbert, R. Taylor et al. 2019), notamment du point de vue de l'existence de seuils de déclenchement (Jasechko et R. Taylor 2015).

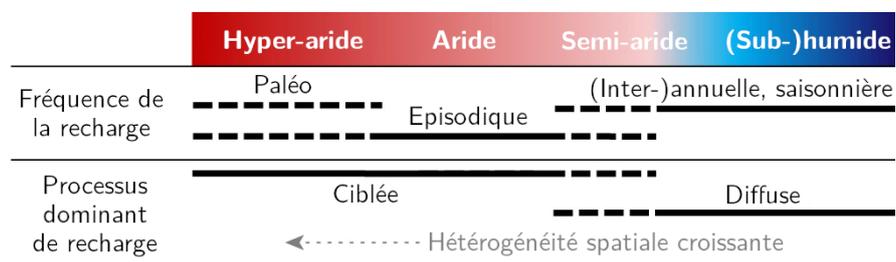


FIGURE 3.13 – Variations et processus de recharge dans le temps et l'espace en Afrique subsaharienne d'après Cuthbert, R. Taylor et al. 2019. Les lignes pleines indiquent la dominance d'une fréquence ou d'un processus de recharge, au contraire des lignes en pointillé.

5. La recharge des eaux souterraines peut être considérablement enrichie par les retours d'irrigation ou urbains

6. L'indice d'aridité est le rapport entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle à long terme ; il est compris entre 0,2 et 0,5 pour les zones semi-arides

La structure et les propriétés hydrodynamiques de la géologie superficielle participent en effet au contrôle de la recharge, en particulier dans les zones de socle (Zarate et al. 2021). Ainsi la recharge diffuse peut être inhibée par des sols peu perméables soit du fait d'une teneur en argile élevée en lien avec l'altération cristalline, de l'existence d'une cuirasse latéritique ou encore en raison de la dessiccation acquise en saison sèche lorsqu'il ne pleut pas pendant plusieurs mois. Le ruissellement en est facilité et peut alimenter un écoulement de surface propice à une recharge ciblée (Acworth et al. 2021). Les zones de failles actives fournissent en revanche des voies perméables permettant une recharge accrue, notamment lors d'épisodes d'inondations liés à des précipitations intenses (Zarate et al. 2021).

La recharge se produit lorsque les déficits en humidité de la zone non saturée sont satisfaits (Batlle-Aguilar et Cook 2012) mais aussi lorsque des chemins d'écoulement préférentiel sont activés à travers des dépôts superficiels suffisamment perméables, tels que des fissures ou des macropores au sein desquels l'eau est transportée plus rapidement que dans la matrice (Cuthbert et Tindimugaya 2011 ; Zarate et al. 2021). Le mouillage progressif de la zone vadose n'en joue pas moins un rôle quantitatif majeur dans le processus d'infiltration globale (Dahan, Shani et al. 2007). Dans les systèmes aquifères de socle, les eaux souterraines sont ensuite redistribuées rapidement à partir des zones de recharge sus-mentionnées grâce aux plus fortes transmissivités de l'horizon fracturé (Zarate et al. 2021).

Sous les rivières temporaires, les processus d'infiltration sont également complexes, comprenant des écoulements matriciel et préférentiel ainsi qu'un écoulement latéral significatif lié à la forte hétérogénéité spatiale et temporelle du lit du cours d'eau (Reid et Dreiss 1990 ; Dahan, Shani et al. 2007 ; Dahan, Tatarsky et al. 2008 ; Batlle-Aguilar et Cook 2012 ; W. Chen et al. 2013 ; Batlle-Aguilar, Xie et al. 2015), dont la conductivité hydraulique et la géométrie jouent un rôle clé dans le contrôle de l'infiltration. Celle-ci est notamment régulée par la durée de la crue, plus que par la cote atteinte dans le lit actif du chenal (Dahan, Tatarsky et al. 2008), et par la profondeur de la nappe (*cf.* section précédente, Quichimbo et al. 2020). Le niveau de la nappe représente en effet un équilibre entre l'infiltration cumulative lors de l'événement de crue et la vitesse à laquelle l'eau peut se disperser latéralement, qui est fonction de la diffusivité de l'aquifère et des conditions d'humidité antérieures à l'événement (Batlle-Aguilar et Cook 2012). Les quantités infiltrées évoluent au cours de la crue, avec une contribution significative des premières phases transitoires qui suivent le début de l'événement (Batlle-Aguilar et Cook 2012). Là où l'infiltration sous la rivière peut être mesurée ou prédite, les estimations de la recharge nette sont alors entravées par la difficulté d'estimer les pertes par évapotranspiration et/ou le comportement des flux latéraux souterrains (Shanafield et Cook 2014 ; Villeneuve et al. 2015). Les flux d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines sont par exemple conditionnés par la distribution verticale des racines des phréatophytes riverains (Schilling, Cook et al. 2021).

Malgré les difficultés inhérentes à la quantification de la recharge ciblée, diverses méthodes directes et indirectes d'estimation des entrées d'eau sous la rivière ont pu être proposées (pour une revue de ces méthodes, lire Shanafield et Cook 2014), de l'estimation ponctuelle ou au niveau d'une section ou d'un tronçon de cours d'eau jusqu'à l'échelle du bassin versant. Citons par exemple :

- i)* les méthodes qui surveillent en continu l'état d'humidité du sol, souvent au moyen de méthodes géophysiques de subsurface (*e.g.* Dahan, Shani et al. 2007 ; Shanafield, Gutiérrez-Jurado et al. 2020), pendant les crues naturelles ou lors d'expériences d'infiltration contrôlée à l'échelle du tronçon du cours d'eau (Dahan, Shani et al.

- 2007) ;
- ii) l'utilisation de traceurs chimiques et isotopiques (*e.g.* Villeneuve et al. 2015) ou encore de la température (Rau et al. 2017) ;
  - iii) l'emploi de la méthode fondée sur l'analyse des fluctuations piézométriques qui, appliquée spécifiquement au cas des rivières intermittentes (Cuthbert, Acworth et al. 2016), permet de distinguer la recharge événementielle de la recharge à long terme ;
  - iv) l'approche du bilan hydrique appliquée sur la longueur du cours d'eau, en mesurant la différence entre les débits amont et aval ou les changements de vitesse longitudinalement ;
  - v) l'utilisation de modèles mathématiques analytiques ou numériques, qui permettent d'analyser la réponse transitoire du niveau de la nappe aux événements de crue et d'en déduire la recharge associée (Vázquez-Suñé et al. 2007 ; Dahan, Shani et al. 2007 ; Shanafield, Cook et al. 2012 ; Batlle-Aguilar et Cook 2012 ; Noorduijn et al. 2014 ; Batlle-Aguilar, Xie et al. 2015).

Ces méthodes nécessitent souvent un suivi continu des cotes de l'eau en rivière, des variations de teneur en eau dans la zone vadose et des niveaux piézométriques dans l'aquifère à proximité du cours d'eau, à des fréquences comparables aux durées des fluctuations piézométriques.

Du point de vue temporel, la variabilité pluriannuelle à pluridécennale de la recharge reflète l'impact local des principaux modes connus de circulation atmosphérique à grande échelle (*cf.* section 4.5 page 136). Les années de recharge substantielle sont ainsi associées à des anomalies de précipitations régionales et saisonnières, elles-mêmes liées aux téléconnexions climatiques (Cuthbert, R. Taylor et al. 2019). A l'échelle événementielle et aux basses latitudes, la recharge semble se produire de manière disproportionnée lors de précipitations intenses, signe d'une relation non linéaire entre recharge et précipitations (Jasechko et R. Taylor 2015 ; Schreiner-McGraw, Ajami et Vivoni 2019). Une interrogation fondamentale est dès lors de savoir si l'intensification des précipitations due au réchauffement anthropique, plus prononcée dans les tropiques, favorisera la recharge des eaux souterraines (Jasechko et R. Taylor 2015).

Les processus régissant la recharge des eaux souterraines peuvent néanmoins différer d'une localité à l'autre (Acworth et al. 2021), ce qui encourage à multiplier le nombre d'investigations de terrain et la collecte de données sur le long terme, compte tenu de la nature épisodique et non linéaire de la recharge dans les environnements arides à semi-arides. Si un effort de synthèse statistique des études locales aujourd'hui disponibles a permis à MacDonald et al. 2021 de proposer une première quantification de la recharge à long terme à l'échelle du continent africain, peu d'études encore se sont penchées sur la détermination des parts relatives des recharges diffuse et ciblée, tâche difficile mais d'autant plus importante que l'utilisation des eaux souterraines dans les régions arides à semi-arides ne cesse de croître (Cuthbert, R. Taylor et al. 2019). Nous avons souhaité ajouter notre pierre à l'édifice en mettant à profit un site instrumental de recherche hydrogéologique implanté dans la bande sahélienne au nord du Burkina Faso **dans l'objectif d'y caractériser fondamentalement les mécanismes de recharge dans les systèmes de rivière non pérenne se développant en zone de socle et d'enrichir ainsi les modèles conceptuels déjà proposés** (*e.g.* pour l'un des plus récents, Zarate et al. 2021).

### Synthèse des travaux

Nous avons décliné cet axe d'étude subsaharien dans le cadre de la thèse de *Radegonde Rusagara*, élaborée en co-tutelle avec l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), sous la co-direction de Mahamadou Koïta côté africain et Valérie

Plagnes côté européen et que j'ai co-encadrée, le tout grâce au Programme Doctoral International de Modélisation des Systèmes Complexes. Dans le bassin versant de Tougou, d'une superficie de 37 km<sup>2</sup> (Figure 3.14), Radegonde Rusagara a pu bénéficier d'un observatoire local déjà bien instrumenté et objet depuis de nombreuses années d'études à l'interface entre climat, environnement et dynamique des populations et à caractère plus spécifiquement hydrologique (*e.g.* Mounirou 2012 ; Koïta et al. 2017 ; Zouré et al. 2019 ; Yonaba 2020). Situé en zone sahélienne, le bassin en hérite les caractéristiques climatiques semi-arides et un réseau hydrographique composé de cours d'eau temporaires. La rivière principale, du nom de Bilampouanga, ne coule que quelques jours par an après de fortes pluies pendant la saison humide, au sein d'un long et étroit fond de vallée, sis dans un relief autrement peu accidenté, façonné sur des roches métamorphiques schisteuses ou vertes (Koïta et al. 2017).

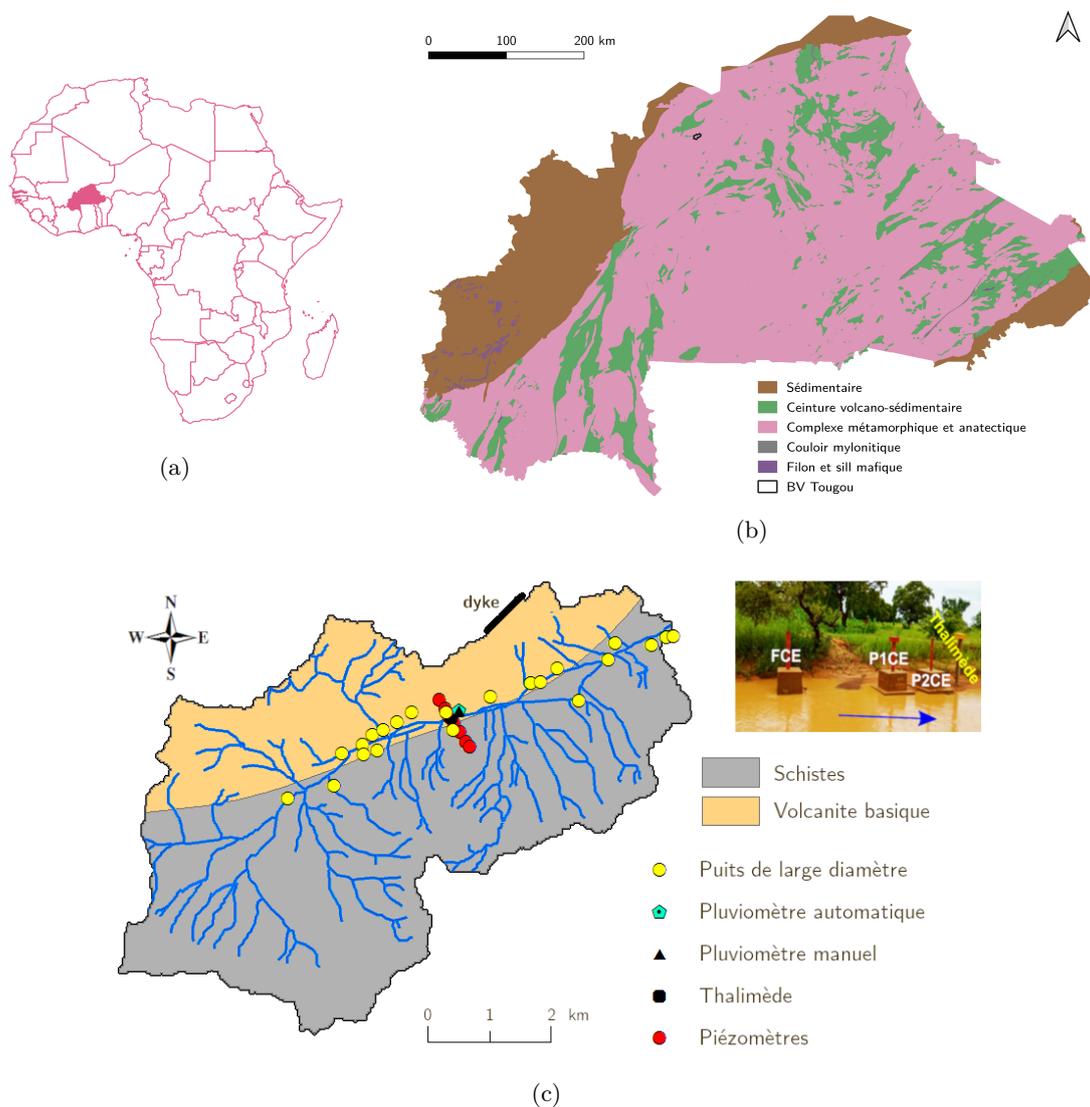


FIGURE 3.14 – (a) Le Burkina Faso en Afrique. (b) Géologie simplifiée du Burkina Faso, à 80 % cristalline; notez la localisation du bassin versant de Tougou dans la zone sahélienne au nord du pays. (c) Bassin versant de Tougou avec localisation en rouge du transect étudié sur fond géologique et vue des installations dans la rivière au centre du transect, d'après Rusagara et al. 2022.

Afin d'établir le modèle conceptuel de recharge des eaux souterraines dans le bassin versant de Tougou, un large éventail de techniques classiques de caractérisation des systèmes aquifères a été mobilisé sur le terrain, dont des essais de perméabilité, des analyses lithologiques et des tomographies de résistivité électrique. Elles ont mis en évidence un système aquifère représentatif des zones de socle altéré (Figure 3.15), composé de l'aquifère superficiel de la saprolite, sous des sols résiduels et des argiles ou cuirasses latéritiques discontinues, et reposant sur l'aquifère altéré des schistes.

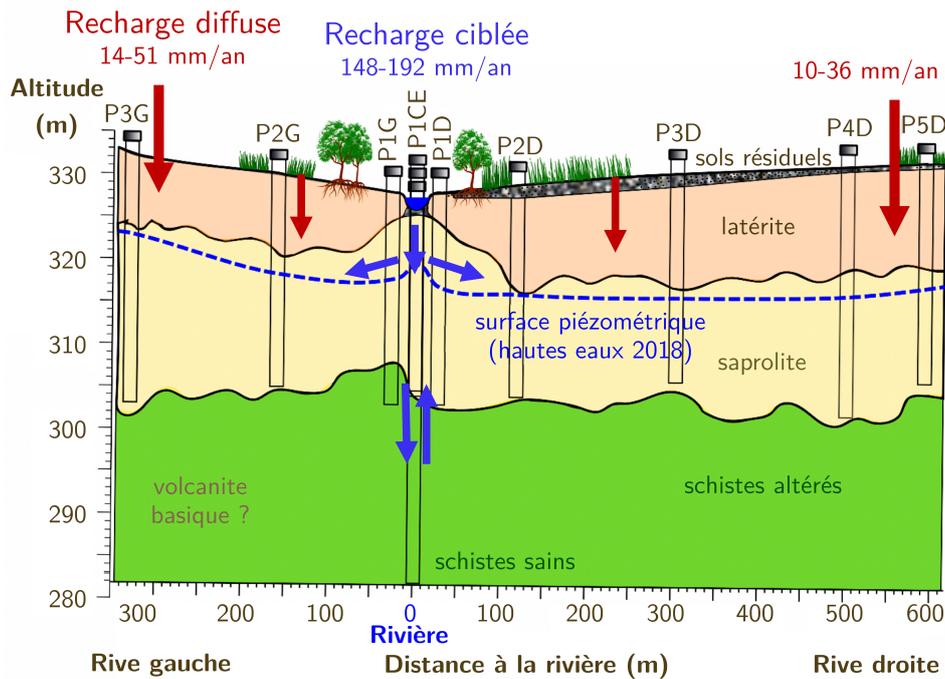


FIGURE 3.15 – Modèle conceptuel de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou, d'après Rusagara et al. 2022.

Du point de vue du fonctionnement hydrogéologique, l'étude s'est appuyée sur les données acquises entre 2016 et 2020 dans des puits de grand diamètre disposés le long du cours de la rivière et dans un ensemble de piézomètres disposés sur un transect kilométrique perpendiculaire au cours d'eau (Figure 3.14 c). Dans ces derniers, nous disposons d'un suivi plus poussé des niveaux d'eau de surface et piézométriques (Figure 3.16), transversalement et verticalement, associé à une mesure de la température et de la conductivité de l'eau. L'analyse de ces suivis a alimenté notre compréhension des mécanismes de recharge.

Je présente ici plus particulièrement les résultats relatifs aux interactions entre nappe et rivière et à l'estimation de la recharge (Rusagara et al. 2022). Il apparaît des événements de crue isolés, tributaires de l'occurrence de la pluie durant la saison humide, auxquels répondent saisonnièrement les niveaux piézométriques (Figure 3.16). Sous le lit de la rivière, ceux-ci demeurent en moyenne à des profondeurs d'environ 9 m, dans la saprolite comme dans les schistes altérés. On note des échanges verticaux bidirectionnels entre les deux aquifères quelle que soit la saison (Figure 3.16 a).

Les fluctuations piézométriques dans l'aquifère de la saprolite suggèrent l'existence d'une recharge à la fois diffuse et concentrée. Cette dernière est mise en évidence par la réaction rapide de la nappe à proximité de la rivière au début de la saison des pluies et par la formation d'un dôme piézométrique sous la rivière pendant la période des hautes

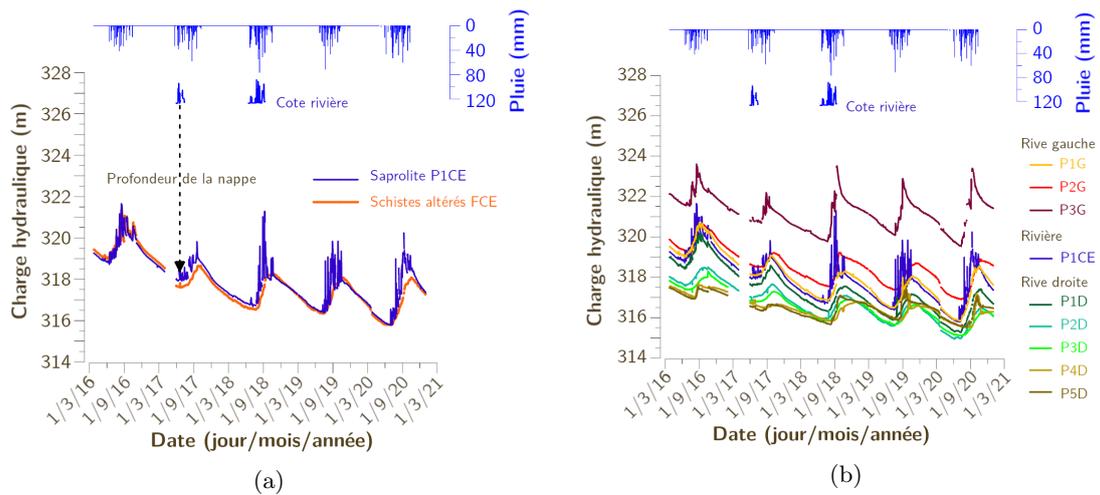


FIGURE 3.16 – Fluctuations piézométriques enregistrées de mars 2016 à décembre 2020 (a) sur une verticale au droit de la rivière, (b) le long du transect perpendiculairement à la rivière. D’après Rusagara et al. 2022.

eaux, qui se dissipe latéralement, alors que le maintien de charges plus élevées en rive gauche, et ponctuellement en rive droite, témoigne de l’existence d’une recharge diffuse le long des versants (voir profil piézométrique illustré en Figure 3.15). Compte tenu des faibles conductivités hydrauliques qui ont été mesurées dans les formations traversées (latérite et saprolite), l’infiltration matricielle est supposée faible. Des voies préférentielles de recharge doivent exister, par exemple en lien avec d’anciens canaux racinaires, dont rend compte la réaction rapide de la nappe à l’augmentation des hauteurs d’eau de surface (Figure 3.16 b).

Parmi les nombreuses techniques de quantification de la recharge, Radegonde Rusagara a fait le choix de la méthode classique fondée sur l’analyse des fluctuations piézométriques, car nous disposons de mesures continues des niveaux d’eau le long du transect étudié pour la période de 2018 à 2020. Les estimations sont comprises entre 10 et 50 mm an<sup>-1</sup> sur les rives nord et sud alors qu’elles atteignent de 150 jusqu’à près de 200 mm an<sup>-1</sup> au droit de la rivière, témoignant de la prépondérance de la recharge ciblée. Elles couvrent la gamme des valeurs calculées en 1985 à l’aide d’un modèle pluie-débit pour une station située au nord du Burkina Faso (Filippi et al. 1990), qui présente des valeurs exprimées en pourcentage des précipitations néanmoins supérieures, et une valeur de recharge à long terme estimée autour de 136 mm/an. Les valeurs de recharge diffuse obtenues sur les rives sont quant à elles du même ordre de grandeur que celles obtenues précédemment avec une méthode similaire par Koïta et al. 2017 dans le même bassin. Ces nouvelles valeurs de recharge constituent un échantillon destiné à servir de référence pour la période actuelle et restent à intégrer à l’échelle du bassin.

Le modèle conceptuel que nous avons développé est une première étape d’appréhension des processus et voies de recharge dans les zones semi-arides de socle et fournit des éléments explicatifs et quantitatifs utiles avant toute généralisation au continent africain (MacDonald et al. 2021) et analyse de la résilience des eaux souterraines à la variabilité climatique (Cuthbert, R. Taylor et al. 2019).

**Thèse 3.3.2 — Rusagara Radegonde (2018-2022).** *Etude des mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou, Burkina Faso.* 2iE & Sorbonne Université.

**Perspectives 3.2** De longue date, nous avons tissé des relations étroites avec 2iE. J'ai renoué les liens avec mes anciens camarades de thèse en co-encadrant celle de Justine Tirogo à partir de 2011 (cf. chapitre 4.2). Celle de Radegonde Rusagara, également en co-tutelle entre nos deux établissements, a pâti aussi bien des conséquences associées à la propagation d'un certain virus que de l'impossibilité de se rendre dans la zone sahélienne pour des raisons de sécurité, limitant de ce fait les mobilités à partir de 2020. Aujourd'hui, la situation géopolitique n'est hélas pas plus propice à la poursuite des collaborations entre nos deux pays.

A distance, nous maintenons néanmoins le dialogue. Nous avons récemment souhaité poursuivre les travaux d'estimation quantitative des recharges diffuse et indirecte dans le bassin versant de Tougou, cette fois-ci par une approche de modélisation ciblée sur la coupe transversale sus-mentionnée. Ce travail, initié par Radegonde Rusagara, n'avait pu être mené à bout au cours de la thèse. Nous l'avons confié à *Lucien Bertone*, élève-ingénieur à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie poursuivant un cursus de Master au sein de l'Université de Lorraine. Le code retenu est le programme HYDRUS (Šimůnek et al. 2008), qui résout numériquement l'équation de Richards pour un écoulement à saturation variable. Nous mettons ici à profit l'expérience acquise avec cet outil dans le cadre de la thèse de Pierre L'Hermite (chapitre 4.4). Nous avons notamment pu juger de l'intérêt de la prise en compte d'un terme puits d'absorption racinaire pour une meilleure simulation de la reprise évapotranspiratoire et ainsi des quantités d'eau qui transitent dans le système souterrain (L'Hermite, Jost et al. 2024). Notre choix est aussi guidé par la grande flexibilité d'un outil éprouvé et disposant de nombreux modules, de l'interface graphique à l'algorithme d'optimisation des paramètres, facilitant le travail de l'utilisateur.

A horizon plus lointain, les réflexions engagées sur les processus de recharge à travers la zone non saturée et les moyens de l'estimer pourraient être étendues géographiquement, en les transposant à nos zones ateliers en zone tempérée ou encore aux régions des hautes latitudes, compte tenu de mon expertise des milieux froids et surtout, du nombre encore limité d'études (Young et al. 2020 ; P. Xu et al. 2024), associé de ce fait à un manque criant de données, dans ces zones recouvertes de pergélisol, encore non répertoriées dans les bases de données (Moeck et al. 2020) et les modèles de recharge à l'échelle globale (Berghuijs et al. 2022). Du côté des sites pilotes, où je travaille actuellement (tels que la Bassée, cf. chapitre 4.3) ou ceux privilégiés par le laboratoire, dans l'aquifère crayeux et fracturé renfermant la carrière souterraine de Saint-Martin-le-Nœud par exemple (Valdes et al. 2023), les observations nécessaires à la quantification des entrées nettes dans le système aquifère sont disponibles, qu'il s'agisse respectivement de déterminer la limite supérieure de l'utilisation durable des eaux souterraines et les volumes attendus dans les cours d'eau et disponibles pour la végétation, ou de mieux comprendre les processus d'infiltration des eaux et de vérifier des hypothèses de fonctionnement. Du côté des milieux froids, j'envisage d'une part une réflexion portant sur la recharge des nappes arctiques dans un contexte de dégel du pergélisol à base d'expériences *in silico* conduites avec le code GINETTE, dans le but d'étudier l'influence relative des différents paramètres du problème. J'aimerais l'asseoir d'autre part sur une expérience de terrain et espère bénéficier dans ce cadre de la nouvelle association de Sorbonne Université au Laboratoire de Recherche International Takuvik pour me rapprocher des collègues français et canadiens qui y développent des programmes de recherche autour des effets des perturbations environnementales sur le système arctique particulier du pergélisol.

### 3.4 Systèmes aquifères et zones humides

#### 3.4.1 Echanges nappe-gravière

**Point clé 3.4.1 — Libwet.** Développement du module de lac LIBWET pour la simulation des interactions aquifères-gravières au sein de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS. Collaboration Mines Paris (*depuis 2016*)

##### Contexte et positionnement des travaux

En combinant l'ensemble des archives Landsat couvrant 30 années d'observation, Pekel et al. 2016 ont proposé une cartographie à haute résolution des surfaces en eau mondiales et de leurs changements à long terme. Des masses d'eau permanentes ne sont plus inondées que saisonnièrement voire ont complètement disparu quand des zones autrefois dépourvues d'eau de surface se sont retrouvées submergées. Une grande partie de ces nouvelles étendues d'eau sont artificielles et proviennent de la construction de réservoirs. Des milliers d'entre elles résultent de l'extraction de sables et graviers et se concentrent dans les plaines inondables, vallées glaciaires ou zones côtières où la nappe est peu profonde et vient alimenter les anciennes carrières (Figure 3.17). Généralement de petite taille et peu profonds, ces lacs de gravière sont une caractéristique désormais courante du paysage des grandes régions de production où ils se concentrent, souvent à proximité des agglomérations consommatrices de granulats. A l'amont de la région parisienne, la plaine alluviale de la Seine, dite de la Bassée, en est un exemple remarquable.

Ces lacs d'eau douce sont généralement déconnectés des cours d'eau permanents mais en étroite continuité hydrologique avec la masse d'eau souterraine environnante puisque sis dans des milieux très perméables (Søndergaard et al. 2018). Leurs échanges avec les eaux souterraines sont un élément clé de leur bilan hydrologique, en sus de leurs interactions avec l'atmosphère. Les gravières sont des objets jeunes par rapport à la plupart des lacs naturels et dont les effets environnementaux à long terme n'ont été encore que peu étudiés. Elles peuvent cependant influencer considérablement les fonctions hydrologiques, biogéochimiques et écologiques régionales (Mollema et Antonellini 2016). Mon intérêt s'est porté sur la manière dont elles impactent le fonctionnement hydrodynamique des systèmes aquifères avec qui elles échangent.

En offrant des surfaces d'eau libre propices à l'évaporation directe, soutenue par l'afflux d'eau souterraine, les gravières sont souvent considérées comme responsables d'une diminution de l'approvisionnement en eau pour les aquifères adjacents (Mollema et Antonellini 2016), en particulier lors des années sèches (Schanen 1998). Ce déficit d'alimentation est préoccupant dans les régions où l'exploitation des sables et graviers de ces réservoirs productifs est déjà en concurrence avec la fourniture d'eau potable. Si la densité de lacs est importante, l'effet cumulé de leur grand nombre peut être suffisant pour provoquer une baisse mesurable de la nappe (*e.g.* I. G. Wilson 1984; Marsland et D. H. Hall 1989). L'estimation de l'impact des gravières sur le niveau de la nappe n'est cependant pas aisée en raison du manque d'observations ante-exploitation et de la variabilité spatiale et temporelle de leurs effets sur la piézométrie (Peaudecerf 1975), qui dépend notamment de leur degré de colmatage, lui-même essentiellement associé à leur âge (Figure 3.18).

Les gravières pourraient être néanmoins représentatives du niveau moyen de la nappe par l'établissement sur chacune d'elle d'une surface d'égal potentiel hydraulique, fenêtre ouverte vers l'aquifère bientôt accessible à l'altimétrie satellitaire de haute précision (mission SWOT, Surface Water and Ocean Topography). Malgré leur petite taille, ces lacs sont de bons candidats pour le suivi spatial, qui en donnera une vision d'ensemble à même

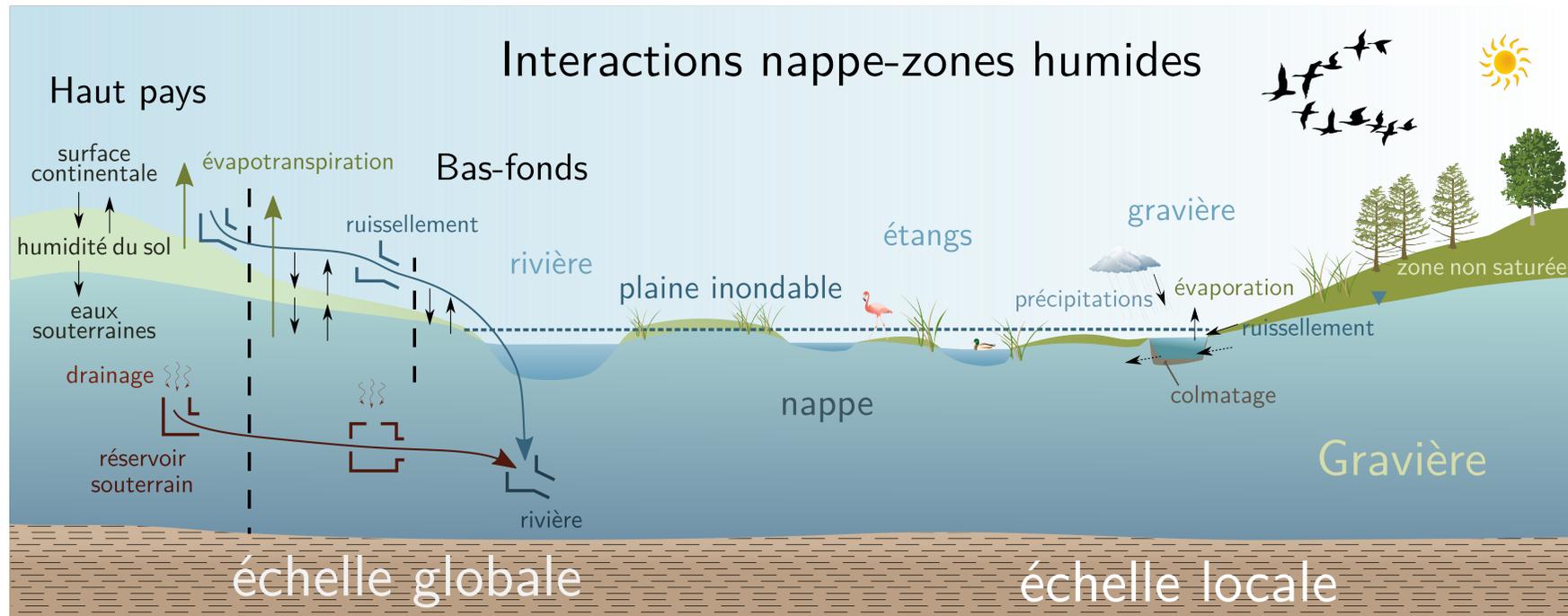


FIGURE 3.17 – Coupe synthétique des interactions entre la nappe et les entités hydrauliques composant les zones humides, de l'échelle locale des gravières à l'échelle globale. Dans le haut pays, les nappes profondes ne rétroagissent pas sur l'atmosphère, contrairement aux nappes peu profondes des bas-fonds, qui ont un fort impact sur l'atmosphère. La figure est inspirée de Kollet et Maxwell 2008 et Arboleda Obando et al. 2022 pour l'échelle globale et de Jost, S. Wang, Verbeke et al. 2023 pour l'échelle locale.

de nous renseigner sur l'état des ressources en eau locales, notamment dans les régions où les mesures *in situ* sont limitées. L'exploitation de telles données ne se fera pas sans l'intermédiaire d'un outil de modélisation du système couplé gravières-aquifères. C'est donc à l'élaboration de cet outil que je me suis employée, avec la conception *in extenso* d'un module de simulation des gravières au sein de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes **CAWAQS** (CATCHMENT WATER QUALITY SIMULATOR, Flipo, Gallois et Schuite 2023). Ce nouveau module calcule les variations de la cote des plans d'eau en fonction de leurs échanges avec les aquifères et l'atmosphère. Son application sur un cas théorique simple nous permet de **comprendre dans quelle mesure la cote des gravières rend compte de celle de la nappe et comment elle répond aux diverses sollicitations extérieures en fonction du contexte local**. Nous identifions ainsi les facteurs prépondérants qui déterminent la réponse du système aquifère-gravière.

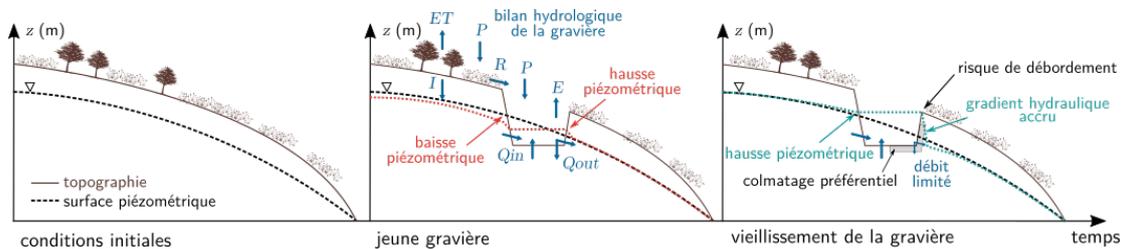


FIGURE 3.18 – Illustration des interactions entre gravière et aquifères au fil du temps, d'après Jost, S. Wang, Verbeke et al. 2023. Les termes du bilan hydrologique ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) sont les précipitations  $P$ , l'évapotranspiration  $ET$ , l'évaporation de l'eau libre  $E$ , le ruissellement  $R$ , l'infiltration  $I$ , les entrées d'eau souterraine  $Q_{in}$ , les sorties d'eau souterraine  $Q_{out}$ .  $A_g$  ( $\text{m}^2$ ) est la surface de la gravière et  $e_g$  (m) l'épaisseur de son lit ou de ses berges.

Ce travail a été accompli pendant la phase 7 du Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine (PIREN-Seine), au sein d'un axe de recherche visant à améliorer la simulation du comportement hydrodynamique des plaines alluviales en prenant en compte l'anthropisation de ces systèmes dont les gravières sont une illustration. La collaboration avec l'équipe de Géosciences de Mines Paris a dicté le choix de la plate-forme de modélisation au sein de laquelle développer le nouvel outil. J'ai confié cette tâche à *Shuaitao Wang* qui l'a brillamment exécutée dans les premiers mois de son stage de Master 2 en 2016. Suite à des mises à jour importantes du code principal, le module de lac a dû être lui-même réévalué. J'ai bénéficié pour ce faire du soutien du projet SPAWET, préparatoire à la mission SWOT, qui a financé le contrat d'ingénieur de recherche de Thomas Verbeke en 2019. Nous en avons profité pour apporter des fonctionnalités supplémentaires au code de calcul. Ces travaux ont fait l'objet de rapports d'avancement (S. Wang, Jost et al. 2016; Jost, S. Wang, Labarthe et al. 2017) et de fin de phase (Jost, S. Wang, Picourlat et al. 2019) pour le PIREN-Seine avant que je ne les publie (Jost, S. Wang, Verbeke et al. 2023). Je les ai alors agrémentés d'une synthèse bibliographique approfondie, compte tenu de l'abondante littérature que j'avais lue sur le sujet. La série d'expériences numériques qui y est aussi présentée s'est inspirée des tests préliminaires qu'avaient effectués *Yann Guého* et *François Colleoni* lors de leur stage de fin de 4<sup>e</sup> année d'études supérieures sous ma direction.

- **Projet 3.4.1 — PIREN-Seine (2015-2019).** Fonctionnement sédimentaire, morphologique, hydrologique et thermique des corridors hydro-écologiques. *Phase 7*. Coordination Agnès Rivière, Mines Paris. ■
- **Projet 3.4.2 — SPAWET (2016-2019).** SPace Altimetry for Water and Energy Transfers

modeling. Programme *TOSCA*, *CNES*. Coordination Catherine Ottlé, LSCE. Collaboration LSCE, Metis, *HBAN*, Mines Paris. ■

**Master 3.4.1 — Colleoni François (2019).** *Etude du fonctionnement hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée : apport des observations multi-échelles à la modélisation.* Sorbonne Université. Stage de 2<sup>e</sup> année d'école d'ingénieur financé par le Programme TOSCA-CNES, CNRS (3 mois et demi)

**Master 3.4.2 — Wang Shuaitao (2016).** *Création d'un module de simulation des interactions gravières-aquifères et application à la plaine alluviale de la Bassée.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage financé par le PIREN-Seine (6 mois)

**Master 3.4.3 — Guého Yann (2014).** *Impacts des gravières sur les écoulements souterrains dans une plaine alluviale.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage de Master 1 financé par le PIREN-Seine (3 mois)

### Synthèse des travaux

Compte tenu de l'architecture modulaire de CAWAQS, j'ai choisi de développer une bibliothèque spécifique dédiée à la simulation des gravières, LIBWET. CAWAQS couple des modules autonomes pour simuler les transferts d'eau entre les différents réservoirs du cycle de l'eau. La plate-forme se divise conceptuellement en trois composantes : surface, zones non saturée et saturée. Ses unités fonctionnelles calculent le bilan hydrologique de surface à l'aide de fonctions de production, le transfert des lames d'eau ruisselées sur les versants par isochronisme, les écoulements en rivières par résolution du schéma de Muskingum, le transfert vertical dans la zone non saturée via une cascade de réservoirs, les échanges entre rivières et nappes selon la loi de Darcy et enfin l'écoulement souterrain en zone saturée à l'aide de l'équation de la diffusivité. Nous nous sommes appuyés d'une part sur les fonctionnalités déjà existantes dans ces bibliothèques pour développer le nouveau module permettant de simuler les interactions entre l'aquifère et un plan d'eau, d'autre part sur les concepts proposés par le code équivalent LAK (Merritt et Konikow 2000) associé à MODFLOW (Harbaugh 2005). Nous l'avons de ce fait validé par comparaison à cet homologue sur un cas synthétique décrit dans Jost, S. Wang, Verbeke et al. 2023. Le tableau 3.2 en rappelle la formulation mathématique : LIBWET a pour tâche de calculer la cote  $h_g$  (m) d'un plan d'eau libre par résolution de son bilan hydrologique, *i.e.* compte tenu de ses échanges avec l'atmosphère, les eaux de surface et les aquifères adjacents. L'interaction lac-aquifère est contrôlée par la conductance  $C_n$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) de leurs interfaces. LIBWET fonctionne aussi bien en régime permanent que transitoire.

L'impact de l'introduction d'une gravière sur le comportement hydrodynamique d'un système composé de deux aquifères connectés en interaction avec une rivière, a été évalué sur le même cas étalon ayant servi à la validation. Différentes configurations relatives (i) à la géométrie des excavations et à leur position par rapport à la direction générale de l'écoulement souterrain, (ii) aux forçages météorologiques, (iii) au degré de colmatage des gravières et (iv) aux caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère lui-même ont été considérées, dans une situation d'équilibre du système gravière-nappes puis en faisant varier les conditions aux limites de façon cyclique. Ces études de cas illustrent la diversité des situations qui peuvent être rencontrées dans des conditions réelles. Parmi les facteurs d'influence, on retiendra en particulier le gradient hydraulique

---


$$\text{Bilan hydrologique d'une gravière} \quad \frac{h_g^t - h_g^{t-1}}{\Delta t} = \frac{P - E + R + Q_{in} - Q_{out}}{A_g} \quad (3.6)$$

$$\text{Echanges nappe-gravière} \quad Q_{in} - Q_{out} = \sum_n^N C_n (h_n^t - h_g^{t-1}) \quad (3.7)$$

$$\text{Conductance des interfaces} \quad \frac{A_g}{C_n} = \frac{1}{C} = \frac{\Delta l}{K} + \frac{e_g}{K_g} \quad (3.8)$$


---

Où  $h_g^t$  et  $h_g^{t-1}$  (m) sont respectivement la cote de la gravière aux temps  $t$  et  $t-1$ ,

$\Delta t$  (s) est le pas de temps,

les termes du bilan hydrologique ont été définis en Figure 3.18,

$N$  est le nombre d'interfaces gravière-aquifère,

$C_n$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) est la conductance de la nième interface,

$h_n$  (m) est la charge hydraulique de l'aquifère dans la maille adjacente à la nième interface au temps  $t$ ,

$C$  ( $\text{s}^{-1}$ ) est la conductance spécifique, *i.e.* une conductance par unité de surface,

$\Delta l$  (m) est la demi-taille de maille dans le sens de l'écoulement,

$K$  et  $K_g$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) sont les conductivités hydrauliques respectivement de l'aquifère et des berges ou du lit de la gravière d'épaisseur  $e_g$  (m).

TABLEAU 3.2 – Interactions nappe-gravière décrites par le module LIBWET de la plate-forme CAWAQS.

de la nappe et l'état de colmatage des gravières. Ce dernier est déterminant vis-à-vis de la cote du lac de gravière (Figure 3.18). Les gravières faiblement colmatées sont en équilibre hydrodynamique avec les aquifères adjacents et les fluctuations de leur cote sont représentatives de la variabilité de leurs échanges avec les eaux souterraines, les temps de réponse étant courts et les amplitudes faiblement atténuées. Leur rôle tampon vis-à-vis d'événements de période de retour supérieure à l'année est donc restreint. L'intensité de leurs échanges avec les nappes est une particularité qui distingue ces lacs artificiels des lacs naturels. Il en résulte des temps de séjour également limités, à prendre en compte dans l'estimation de leur bilan nutritif. *In fine*, cet exercice de modélisation nous donne des clés de compréhension générale des interactions nappe-gravière dans le temps et l'espace, en préalable à la transposition du cas d'étude théorique à celui d'une plaine alluviale réelle, celle de la Bassée (abordée au chapitre 4.3).

**Perspectives 3.3** A plus long terme, en partie prenante du volet « processus » de mes activités, j'envisage de poursuivre le développement du modèle de lac du point de vue thermique. Un calcul du bilan énergétique spécifique aux gravières, intégrant aussi bien les interactions avec l'atmosphère qu'avec les aquifères, pourrait être intégré dans CAWAQS et couplé au transport thermique dans les aquifères qui y figure depuis

peu (Kilic et al. 2023). Il bénéficierait de ce fait des derniers développements du code de calcul, notamment de la librairie dédiée au calcul des échanges thermiques entre eau libre et atmosphère (S. Wang, Flipo et al. 2021).

Bien que ces petits lacs peu profonds soient complexes et présentent des variations spatiales de leur régime thermique liées à celles de leur bathymétrie (Piccioni et al. 2021), on recherchera probablement la simplicité et la flexibilité d'un modèle hydrodynamique 1D pour le calcul du profil vertical de température de l'eau. Compte tenu du nombre d'algorithmes déjà existants (*e.g.* Stepanenko et al. 2010), aux degrés divers de sophistication dans la représentation des processus physiques, on ne pourra que gagner du temps à s'en inspirer très fortement.

On disposerait *in fine* d'un modèle thermique du système aquifère-gravière associé à son fonctionnement hydrodynamique. Le calcul du bilan d'énergie permettrait en outre de proposer aussi une estimation en interne de l'évaporation des plans d'eau (Zhao, H. Gao et al. 2020). L'étape suivante consisterait alors à l'exporter à l'échelle de la Bassée. Ce point est développé dans les perspectives du chapitre suivant (4.5).

### 3.4.2 Echelle globale

**Point clé 3.4.2 — Orchidee-HSL.** Participation au développement de la branche ORCHIDEE-HSL dédiée à la représentation du couplage entre l'humidité du sol et les eaux souterraines dans ORCHIDEE, le modèle de l'IPSL décrivant les surfaces continentales (2017-2019)

#### Contexte et positionnement des travaux

La vision dynamique des surfaces en eau apportée par les travaux de Pekel et al. 2016 évoqués en introduction de la section précédente néglige cependant les zones humides non inondables inaccessibles à l'imagerie satellitaire quelle que soit la longueur d'onde employée. Or même s'il n'existe pas de consensus bien établi sur la définition des zones humides dans la littérature, du fait de la diversité des points de vue scientifiques, ces zones où la nappe est proche de la surface entretiennent une humidité du sol suffisamment élevée pour développer des caractéristiques spécifiques des zones humides, du point de vue des conditions physico-chimiques qui y règnent, de la nature du sol ou de la spécificité de la faune et de la flore qui s'y développent. Ces zones de convergence des eaux souterraines contribuent aux fonctions environnementales majeures associées aux zones humides, assurant un équilibre écologique, la régulation du régime hydrologique et de la qualité de l'eau et le contrôle de l'érosion des sols. Là où elles sont suffisamment proches de la surface pour maintenir une humidité élevée des sols et alimenter l'évapotranspiration, les eaux souterraines peuvent aussi influencer le climat actuel et à venir (*e.g.* les travaux pionniers de Miguez-Macho et al. 2007 ; Kollet et Maxwell 2008), avec un impact sur les valeurs moyennes de température et de précipitations mais aussi sur leur variabilité par des effets d'inertie (Lo 2010). L'humidité des sols est en effet une variable clé des interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère et la profondeur de la nappe en est un élément extrêmement structurant qui détermine le caractère uni ou bi-directionnel de ces interactions<sup>7</sup> (Figure 3.17), les connexions bidirectionnelles étant plus susceptibles de se produire dans les zones à forte recharge, à topographie plate et/ou à faible perméabilité (Cuthbert, Gleeson et al. 2019). Les écoulements latéraux d'eau souterraine le long des versants peuvent ainsi induire de forts contrastes d'humidité, et donc des différences systématiques de sol et de végétation, entre un haut pays plus sec

7. On remarquera l'analogie avec le cas des interactions nappe-rivière développé au chapitre 3.3

et des fonds de vallée plus humides. Fan, Clark et al. 2019 disent de ces versants qu'ils « organisent la disponibilité de l'eau sur la Terre ». Cette organisation hydrologique est cependant trop fine pour être actuellement représentée telle quelle dans les schémas de surface des modèles du système Terre.

Ainsi, **pour pouvoir rendre compte de l'influence des eaux souterraines sur le climat simulé, peut-il être utile de développer un module de nappe suffisamment simple et flexible pour décrire les grands types fonctionnels de connexion des eaux souterraines avec la surface.** J'ai participé à la mise en place d'un tel module au sein du modèle ORCHIDEE (Krinner et al. 2005), la composante terrestre du modèle climatique de l'IPSL, dans le cadre de deux projets successifs, GEM puis I-GEM, coordonnés par Agnès Ducharne de mon laboratoire, en collaboration nationale avec des équipes thématiquement complémentaires ayant en commun la culture de la modélisation numérique, à savoir le LMD et le LSCE, puis internationale avec le CNRM et la NTU de Taïwan. Chacun de ces projets a visé à apporter une description cohérente du rôle des eaux souterraines dans la dynamique du système Terre et de son évolution, une voie de recherche aujourd'hui très active.

Pour cette nouvelle paramétrisation visant à inclure la redistribution latérale de l'eau souterraine, Agnès Ducharne a fait le choix d'une approche simple et quasi-distribuée, décrivant la variabilité sous-maille de l'humidité du sol liée aux circulations horizontales des eaux souterraines aux échelles pertinentes pour le couplage avec un modèle climatique. Dans la version standard d'ORCHIDEE, le compartiment des eaux souterraines est uniquement représenté par un réservoir linéaire alimentant le débit de base des cours d'eau dans chaque maille (cf. chapitre 2.2), sans rétroaction sur l'humidité du sol locale. Pour décrire cette interaction, nous avons donc introduit une nouvelle fraction de maille correspondant aux bas-fonds et agissant comme un tampon entre le haut pays, qui fournit la majeure partie de la recharge, et le réseau fluvial qui draine l'écoulement souterrain (Figure 3.17). Dans cette fraction de maille humide, la convergence des eaux souterraines collectées par le réservoir amont peut favoriser une humidité élevée notamment par la présence d'une zone saturée au sein de la colonne de sol (de profondeur 2 m). Par souci de simplicité, cette fraction de bas-pays est constante dans le temps pour chaque maille.

Elle a nécessité l'établissement d'une carte des zones humides à l'échelle mondiale à la résolution horizontale typique des modèles climatiques (Tootchi et al. 2019). Une telle cartographie, prenant en compte à la fois les zones humides régulièrement submergées visibles depuis l'espace et les zones humides non inondables alimentées par les eaux souterraines, n'était en effet pas disponible. C'est la première tâche à laquelle s'est attelé *Ardalan Tootchi* dans le cadre de sa thèse, que j'ai co-dirigée aux côtés d'Agnès Ducharne. La thèse a été financée par la région Ile-de-France, avec le soutien du programme R2DS. *Ardalan Tootchi* a ensuite testé la nouvelle version d'ORCHIDEE, dite ORCHIDEE-HSL, dans le bassin de la Seine par comparaison à des observations de débit, de profondeur de nappe et d'évapotranspiration. Cette version elle-même a été développée par Thomas Verbeke, recruté comme post-doc pour l'occasion grâce au projet I-GEM. Ce travail a été valorisé *in fine* par la publication d'Arboleda Obando et al. 2022 qui présente l'impact de la nouvelle version ORCHIDEE-HSL sur le climat simulé par le modèle climatique de l'IPSL, tant historique qu'à venir.

■ **Projet 3.4.3 — ZOHRO (2015-2019).** Zones humides riveraines à l'interface entre eaux souterraines, sols et cours d'eau dans le modèle ORCHIDEE. *Programme R2DS, Région Ile-de-France*. Coordination Agnès Ducharne, Metis. ■

■ **Projet 3.4.4 — I-GEM (2014-2018).** Impact of Groundwater in Earth systems Models.

*ANR-MoST*. Coordination Agnès Ducharne, Metis & Min-Hui Lo, NTU, Taïwan. ■

■ **Projet 3.4.5 — GEM (2014-2016)**. Groundwater in Earth system Models. *Programme LEFE/INSU, CNRS*. Coordination Agnès Ducharne, Metis. ■

■ **Thèse 3.4.1 — Tootchi Ardalan (2015-2019)**. *Development of a global wetland map and application to describe hillslope hydrology in the ORCHIDEE land surface model*. Sorbonne Université.

### Synthèse des travaux

Malgré l'importance largement reconnue des zones humides, les estimations de leur superficie et de leur distribution à l'échelle planétaire sont très variables, depuis les 4 % de couverture terrestre du premier inventaire global de Matthews et Fung 1987 jusqu'aux 22,5 % proposés par Hu et al. 2017. Ces incohérences entre jeux de données sont liées à des divergences dans la définition des zones humides et dans les méthodes employées pour les délimiter. Pour réconcilier les différentes approches, nous avons choisi une définition axée sur le fonctionnement hydrologique, incluant les zones dont la surface du sol reste proche de la saturation en raison d'inondations régulières ou de nappes peu profondes. Nous avons ainsi construit des cartes composites distinguant les zones humides (i) régulièrement inondées (R*FW*), où l'eau de surface peut être détectée au moins une fois par an grâce à l'imagerie satellitaire et (ii) alimentées par les eaux souterraines (G*DW*), où la profondeur moyenne annuelle de la nappe est inférieure à 20 cm (Fan, H. Li et al. 2013).

Nous nous sommes appuyés sur des méthodes de fusion de données, en combinant des produits mondiaux multi-sources existants sur les zones humides : la délimitation des zones humides régulièrement inondées a été obtenue en superposant des ensembles de données sur les eaux libres et les inondations dérivés de l'imagerie satellitaire alors que les zones humides alimentées par les eaux souterraines sont issues de travaux de modélisation, soit à base physique soit simplifiée en utilisant plusieurs variantes de l'indice topographique (T*I*), compte tenu du manque d'informations directes sur la profondeur des nappes à l'échelle globale (Reinecke, Gnann et al. 2023).

Dans ce cadre, nous avons généré plusieurs cartes composites, toutes construites à une résolution de 15 arcsec (soit environ 500 m à l'équateur). Dans ces cartes statiques et potentielles, qui ne tiennent pas compte de la plupart des altérations anthropiques, nous avons inclus les zones humides saisonnières et permanentes ainsi que les masses d'eau de surface peu profondes mais exclu les grands lacs permanents. Ces cartes ont été validées par comparaison à des jeux de données globaux et régionaux. Elles sont disponibles à l'adresse suivante : <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.892657>.

Nous avons sélectionné deux cartes représentatives (Figure 3.19), qui présentaient la meilleure correspondance avec les ensembles d'évaluation disponibles. Elles indiquent des superficies de zones humides comprises entre 27,5 et 29 millions de km<sup>2</sup> soit de 21,1 à 21,6 % de la surface continentale. Cette proportion se situe parmi les valeurs les plus élevées de la littérature. Elle comprend en majorité des zones humides alimentées par les eaux souterraines. Cette approche a aussi permis d'identifier des zones humides de petite taille et dispersées, qui couvrent moins de 5 % des terres mais sont essentielles au fonctionnement hydrologique et écologique dans les zones tempérées à arides. Notre démarche a été reconnue et poursuivie par d'autres auteurs, qui ont récemment mis le produit à jour à plus haute résolution avec l'inclusion de ces petits objets humides en dehors des plaines d'inondation (Lane et al. 2023).

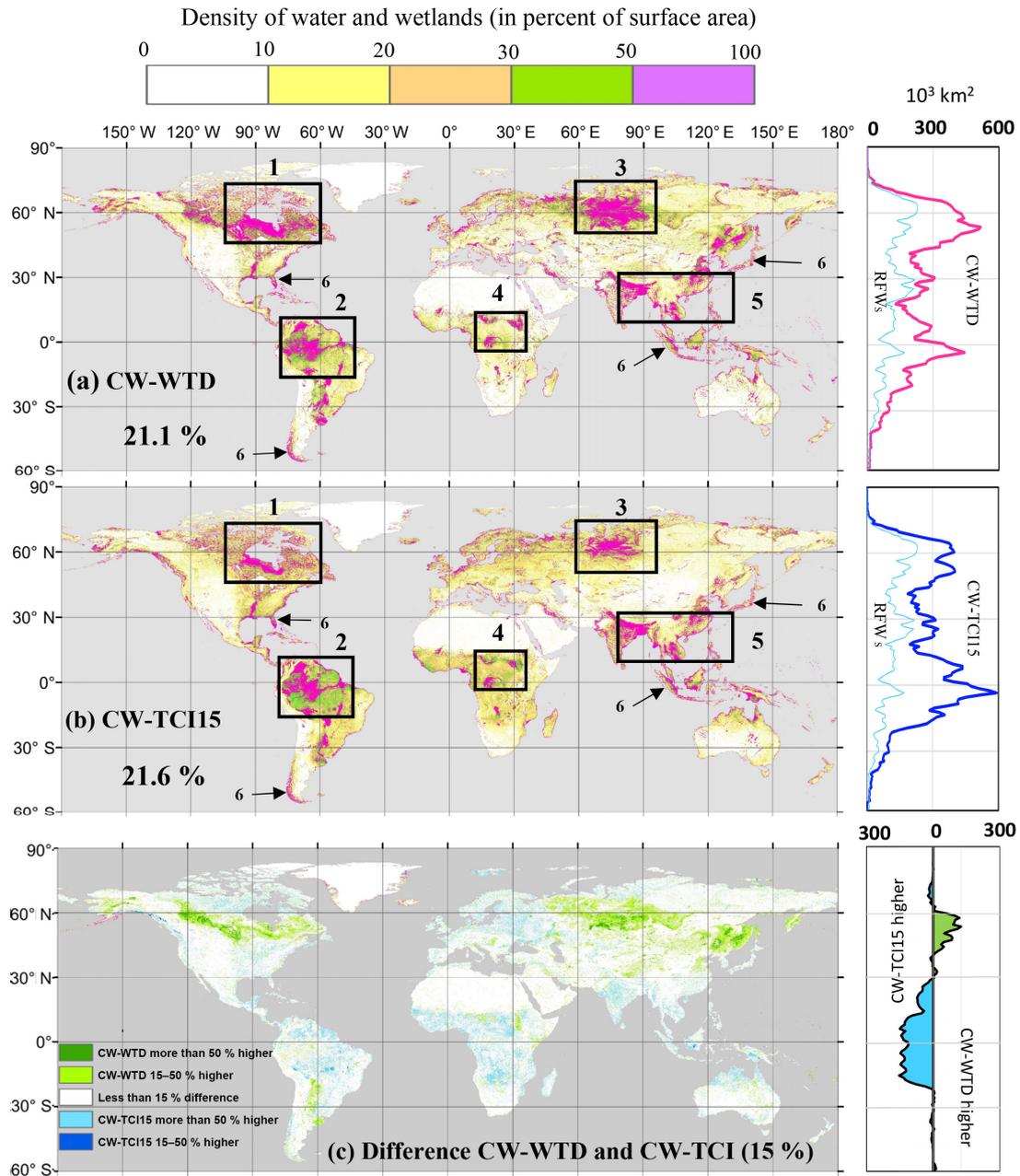


FIGURE 3.19 – Densité de zones humides exprimée en pourcentage de surface dans des mailles de 3 arcmin pour les deux cartes composites sélectionnées en (a) et (b) et la différence entre les deux en (c). À droite sont tracées les distributions zonales par bande de 1° de latitude. La figure est tirée de Tootchi et al. 2019.

Notre cartographie des zones humides a servi d'entrée à la nouvelle version du modèle ORCHIDEE-HSL. Elle permet d'identifier dans chaque maille une fraction fixe de bas-pays. Cette fraction humide est considérée comme un élément hydrologique distinct. Comme dans la version standard d'ORCHIDEE, l'hydrologie du sol y est décrite physiquement en se fondant sur la résolution de l'équation de Richards le long d'une colonne unidimensionnelle finement discrétisée. En supplément, la fraction humide reçoit en surface le ruissellement et à sa base le drainage profond issu de la fraction haute de la maille, qui alimentent directement le cours d'eau dans la version standard d'ORCHIDEE. Si l'apport souterrain est suffisant, les couches profondes de sol peuvent se saturer et contribuer à une évapotranspiration accrue ainsi qu'au débit de base de la rivière. Le débit  $Q_b$  ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) de la fraction humide vers la rivière est décrit simplement comme une fonction de la différence de potentiel hydraulique moyen  $\Delta h$  (m) entre le bas-pays et le cours d'eau, ici approximée comme égale à la hauteur saturée dans la colonne de sol. Le facteur de proportionnalité  $C_{up}$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ), équivalent à une conductance mais rééchelonnée à l'échelle de la fraction de maille humide, n'est ni constant ni unique mais dépend des forçages externes en plus des propriétés du milieu et du fluide. Pour une phase de récession, en l'absence de recharge, il tend vers la valeur de  $\pi^2/4 T/B$  (de Rooij 2013),  $B$  (m) étant la longueur de versant sur laquelle s'exerce la différence de charge  $\Delta h$  et  $T$  ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ), la transmissivité. Si la recharge est constante et non nulle, il prend pour un temps infiniment grand la valeur de  $3T/B$  ou  $4T/B$  pour un écoulement radial. Nous l'avons traduit par le facteur d'échange  $E_F$  multiplié par  $\pi^2/4$ . Ainsi le débit de base est-il donné par l'expression suivante :

$$Q_b = E_F \frac{\pi^2}{4} \frac{\sum_{i=1}^n K_i \Delta z_i}{B} l \Delta h, \quad (3.9)$$

où  $l$  (m) est la longueur du tronçon de rivière, le terme  $K_i \Delta z_i$  correspond à la transmissivité des  $n$  couches saturées du sol, somme de leur conductivité hydraulique  $K_i$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) fois leur épaisseur  $\Delta z_i$  (m). Le terme  $B$  est concrètement estimé à partir de la densité de drainage  $\delta = 1/2B$  ( $\text{m}^{-1}$ ) de la fraction de bas-pays (cf. chapitre 2.2). Notons finalement que cette approche est adaptée aux efforts de modélisation à grande échelle avec redistribution au sein de chaque maille mais pas aux simulations de plus haute résolution où une représentation des flux latéraux de subsurface intracellulaires est plus adéquate (e.g. Swenson et al. 2019; Felfelani et al. 2021).

Nous avons enfin analysé l'influence de l'écoulement latéral des eaux souterraines superficielles le long des versants sur le climat actuel et sur des projections du changement climatique (Arboleda Obando et al. 2022). A ces fins, une paire de simulations transitoires, avec les versions standard et HSL d'ORCHIDEE couplées au modèle atmosphérique LMDZ de l'IPSL, a été réalisée de 1980 à 2100 sous un forçage radiatif historique puis SSP5-8.5. Comme prévu, l'utilisation d'ORCHIDEE-HSL induit une réorganisation et une augmentation de l'humidité du sol, ce qui augmente l'évapotranspiration et diminue l'écoulement de surface total. L'impact sur les précipitations (en hausse) et les températures (en baisse) est faible mais non homogène et peut être significatif à l'échelle régionale. La redistribution latérale d'humidité influence également les tendances du changement climatique, en amplifiant en moyenne la tendance positive de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration et des précipitations et en atténuant légèrement le réchauffement climatique et l'intensification prévue des événements hydrologiques extrêmes, par exemple en atténuant la réduction de l'évapotranspiration pendant les périodes sèches. *In fine*, les résultats illustrent le rôle des écoulements souterrains de versant dans l'augmentation des flux d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère.

**Perspectives 3.4** Je n'ai pas poursuivi les travaux dans cette branche, préférant me concentrer sur des thématiques plus proches de mon cœur de métier et que je pilote moi-même. Je reste toutefois attentive aux avancées du domaine et prête à apporter mon expertise si l'on m'y sollicite, par exemple s'il est question de développer une version d'ORCHIDEE-HSL qui représente la réciprocité des échanges entre la nappe et la rivière, à savoir les cas de plus en plus fréquents, en particulier dans les régions plates, semi-arides et/ou soumises à d'intenses pompages, où la rivière alimente la nappe (Jasechko, Seybold et al. 2021). Ma connaissance fine des processus associés à l'échelle locale (cf. chapitre 3.3) me permettrait d'apporter les bases physiques nécessaires au passage à l'échelle du bassin versant requise dans l'approche actuelle choisie pour ORCHIDEE. Le drainage des cours d'eau par les nappes dans les bas-fonds pourrait participer en particulier au soutien de l'évapotranspiration (Miguez-Macho et al. 2007 en présentent un exemple en Californie) si tant est que la nappe reste peu profonde, pour un débit réduit du cours d'eau lui-même. La représentation des cours d'eau drainés par la nappe est incluse dans certains schémas de surface, tels ISBA-CTRIP (Vergnes et al. 2012) mais elle suppose probablement la prise en compte d'un écoulement latéral des eaux souterraines qui ne soit pas uniquement intra-maille. Soit un travail de plus grande envergure, qui pourrait déboucher sur l'intégration de nappes autres que phréatiques, qui n'ont certes pas d'interactions directes avec le climat mais peuvent agir indirectement, par exemple comme source d'eau disponible pour l'irrigation. Leur absence dans le nouveau schéma d'irrigation d'ORCHIDEE pourrait conduire à une sous-estimation de l'irrigation par rapport aux observations (Arboleda Obando 2023).



## 4. Réponse de systèmes aquifères locaux aux pressions anthropiques et climatiques

### 4.1 Introduction aux travaux

#### 4.1.1 Les eaux souterraines, une ressource stratégique sous pression

##### Importance stratégique des eaux souterraines

Les eaux souterraines revêtent une importance stratégique majeure pour les générations actuelles et futures car sources de plus d'un cinquième de l'approvisionnement mondial en eau douce, soit environ  $900 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$  sur les près de  $3\,900 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$  prélevés en 2020 (FAO 2020), dont plus d'un tiers sont consommés (Müller Schmied et al. 2021), et une extraction supérieure à celle de toute autre matière première du sous-sol. Elles couvrent des besoins concurrentiels pour la consommation humaine, à hauteur de 36 % de l'eau utilisée par les ménages, tout en alimentant près de la moitié de la population urbaine mondiale (Organisation des Nations Unies 2022a), pour l'industrie, en assurant 27 % de l'eau prélevée pour les usages qui lui sont associés, et pour l'agriculture irriguée (25 % des extractions), jouant de ce fait un rôle essentiel dans la sécurité alimentaire mondiale (Müller Schmied et al. 2021). Les eaux souterraines assurent une part d'autant plus importante de l'approvisionnement en eau douce que la disponibilité des eaux de surface est limitée, soit pendant les saisons sèches et les périodes de sécheresse mais aussi dans les villes et dans les régions arides et semi-arides. Ces dernières ont connu au cours de la seconde moitié du siècle dernier une intensification spectaculaire de l'exploitation des eaux souterraines, principalement à des fins d'irrigation, qualifiée de « révolution silencieuse » (Llamas et Martínez-Santos 2005).

Ce rôle crucial est permis à la fois par l'abondance des réserves d'eau souterraine sur Terre et par leur renouvellement. Les estimations généralement considérées de volume du plus grand stock d'eau douce au monde (environ 30 % et jusqu'à 98 % en ne considérant que l'eau liquide, Shiklomanov 1993), quoiqu'incertaines, se situent autour de 23 millions

de km<sup>3</sup> (Bierkens et Wada 2019), répartis dans les deux premiers kilomètres de la croûte continentale. Compte tenu des difficultés probables d'extraction à grande profondeur du fait de la diminution de la porosité et de la perméabilité et d'une qualité variable des eaux souterraines, Richey et al. 2015 prévoient des volumes d'eau souterraine utilisables beaucoup plus faibles, à hauteur de 1,1 million de km<sup>3</sup>. De plus, seule une petite fraction de ce volume, de 0,1 à 5,0 millions de km<sup>3</sup>, est considérée comme « moderne » car s'étant constituée il y a moins de 50 ans (Gleeson, Befus et al. 2016). En ce qui concerne la recharge des eaux souterraines, l'évaluation des flux potentiels à l'échelle mondiale s'effectue principalement à l'aide de modèles hydrologiques globaux, qui fournissent des valeurs comprises entre 12 700 et 18 000 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup> (e.g. Döll et Fiedler 2008 ; Döll 2009 ; Wada, van Beek, van Kempen et al. 2010 ; Mohan, Western et al. 2018 ; Hanasaki et al. 2018 ; de Graaf, Gleeson et al. 2019 ; Müller Schmied et al. 2021), soit l'équivalent de 95 à 134 mm an<sup>-1</sup>. Ces estimations ne comptabilisent en général que la recharge diffuse alors que la recharge ciblée peut être substantielle dans les régions semi-arides (chapitre 3.3.2 ; Scanlon, Keese et al. 2006 ; Favreau et al. 2009) mais n'est quantifiée que rarement et de façon très incertaine à l'échelle globale (Müller Schmied et al. 2021). Les modèles utilisés semblent toutefois largement sous-estimer la recharge, présentant des valeurs deux fois inférieures à celles des observations (Berghuijs et al. 2022). Selon les estimations, les prélèvements globaux ne représenteraient donc que de 2 à 7 % de la recharge annuelle.

#### Disparités régionales et variabilité climatique

Ces valeurs globales masquent bien sûr de larges disparités régionales, la variabilité naturelle du stockage des eaux souterraines étant fonction de celle de la recharge, elle-même contrôlée par la distribution spatio-temporelle des précipitations en premier lieu (R. G. Taylor, Scanlon et al. 2013), de l'évapotranspiration, mais aussi par la nature et l'occupation des sols, la topographie, et liée aux propriétés hydrodynamiques du sous-sol (Green 2016). Ces caractéristiques déterminent le temps de réponse des systèmes aquifères aux variations climatiques saisonnières à pluriannuelles (chapitre 2.1). Comparés aux hydrosystèmes de surface, la réaction plus lente et déphasée des systèmes souterrains les rend plus insensibles à ces variations et leur confère un rôle tampon essentiel pour assurer la pérennité des écosystèmes et une plus grande fiabilité à long terme en tant que ressource en eau. La résilience des hydrosystèmes souterrains face à la variabilité climatique dépend cependant des caractéristiques de chacun d'eux. En particulier, les aquifères peu profonds des régions humides seront sensibles aux variations de recharge liées à des périodes sèches ou humides prolongées, souvent étroitement liées à des modes de variabilité climatique tels que l'oscillation australe El Niño (R. G. Taylor, Scanlon et al. 2013). Ceux des régions arides, où les eaux souterraines se renouvellent peu, seront au contraire moins vulnérables à ces courtes variabilités climatiques qu'à celles de long terme, mais plus lents à récupérer, en lien avec les temps de réponse beaucoup plus longs de ces systèmes (Cuthbert, Gleeson et al. 2019 ; Opie et al. 2020).

#### Perturbations anthropiques

Cette mémoire hydraulique peut conduire à un long héritage de l'histoire passée des systèmes aquifères, qu'elle soit géologique, géomorphologique ou climatique (chapitre 2). A l'échelle humaine (~100 ans), s'ajoutent à la variabilité climatique naturelle des perturbations liées aux activités humaines et au changement climatique, qu'elles soient directes ou indirectes, qui modifient à plus ou moins long terme l'équilibre du compartiment souterrain en redistribuant spatialement et temporellement les quantités d'eau. Sans les lister de façon exhaustive, en voici quelques éléments majeurs et significatifs du point de vue quantitatif (Figure 4.1).

L'action humaine a un effet notable sur les ressources en eau, tant par leur exploitation directe, en particulier à des fins d'irrigation, qu'indirectement par les changements d'utilisation des sols, tels que la déforestation ou l'urbanisation et de façon plus générale, suite à tout aménagement. A partir des années 1960, les prélèvements d'eau dans le monde ont augmenté rapidement à un taux de 15 % par décennie (Wada, Wisser et al. 2014) et avaient triplé en 2010 pour ce qui est du **pompage** des eaux souterraines (Wada 2016). Cette hausse a suivi celle de la population, grimpant de 3 à 7 milliards d'habitants sur ces cinquantes années (1960-2010) et s'urbanisant pour plus de la moitié d'entre eux (He et al. 2021), notamment au sein de mégalo-poles dépendantes des ressources souterraines. En parallèle, ces mêmes ressources ont été davantage sollicitées pour répondre à l'extension de l'agriculture irriguée (Siebert, Burke et al. 2010; Siebert, Kummu et al. 2015), de plus en plus dépendante des eaux souterraines pendant les saisons et années sèches (Wada, van Beek et Bierkens 2012). Enfin le développement socio-économique et industriel, l'amélioration de la qualité de vie et le changement des habitudes alimentaires qui en découle, l'augmentation de la demande énergétique sont autant de facteurs qui ont substantiellement renforcé la pression exercée sur les ressources en eau souterraine. Ceci est particulièrement prégnant dans les régions à faibles précipitations qui en sont dépendantes et à croissance démographique soutenue telles que l'Inde, le Pakistan, l'Iran ou le Mexique, où plus de 80 % de l'eau souterraine est destinée à l'irrigation (Wada 2016). On anticipe que dans les décennies à venir, la demande alimentaire mondiale augmentera encore, ce qui placera la consommation humaine et la production alimentaire en compétition pour l'espace et les ressources en eau avec les cultures destinées à la production énergétique, aux dépens de la santé des écosystèmes (de Marsily et Abarca-del-Rio 2016).

De façon plus indirecte, la création de millions de **réservoirs** en surface stockant au total plus de 8 000 km<sup>3</sup> (Lehner, Liermann et al. 2011), qui vise entre autres choses à accroître la disponibilité des eaux de surface, est de nature à influencer le sous-sol, eu égard à l'importance des connexions entre eaux de surface et souterraines. Sans nécessairement affecter le débit annuel moyen, l'exploitation des réservoirs influence profondément la saisonnalité des débits (Haddeland et al. 2014) et en conséquence la cote des rivières et les échanges nappe-rivière. De même, toute extraction d'eau de surface se traduira par une baisse de leur cote, avec des effets particulièrement prononcés dans les zones arides et semi-arides (chapitre 3.3).

Plus généralement, au-delà des prélèvements directs d'eau, les activités **d'aménagement** urbaines, industrielles et agricoles sont toutes susceptibles d'affecter les hydrosystèmes souterrains (P. J. Hancock 2002). Ainsi toutes les pratiques d'ingénierie associées à la **régulation des cours d'eau**, canalisation, endiguement, redressement, élargissement et autres écluses, construits pour favoriser le transport fluvial et la protection contre l'érosion des berges et les inondations, contribuent-elles à la modification de la dynamique fluviale qui se répercute sur l'écoulement des eaux souterraines (*e.g.* G. Chen, B. Xu et al. 2022).

Les **activités liées aux mines et aux carrières**, en particulier l'extraction des sables et graviers, matières premières les plus consommées au monde après l'eau, et celle des minerais, n'ont jamais fait bon ménage avec la préservation des ressources en eau. Quand l'exploitation minière se situe sous le niveau de la nappe, des pompes d'exhaure sont souvent mis en place, en quantités qui peuvent être importantes (*e.g.* 179 millions de m<sup>3</sup> d'eau par an dans le bassin ferrifère lorrain en moyenne de 1946 à 1993, Vaute, Durendeu et al. 2007), et les eaux en partie évacuées dans le milieu naturel ou réinjectées dans des formations profondes (*e.g.* G. Chen, Z. Xu et al. 2022). Les mines à ciel ouvert

(MCO) nécessitent également des ouvrages de drainage. L'arrêt des travaux miniers et de l'exhaure, en s'accompagnant à l'inverse de remontées de nappe qui ennoient les galeries minières ou donnent naissance à des lacs de mine dans les anciennes MCO, vient à nouveau modifier le régime des eaux souterraines et requiert le réaménagement des anciens sites miniers. De telles exploitations bouleversent en effet considérablement la structure et l'équilibre du milieu souterrain, en détournant les voies de circulation naturelles des eaux souterraines (Kurukulasuriya et al. 2022). On note ainsi de nombreux cas de déconnexion hydraulique entre nappe exploitée et nappes sus-jacentes, ces dernières devenant perchées voire disparaissant. A l'inverse, la pratique du foudroyage peut conduire à la création de connexions entre aquifères autrefois quasiment isolés (*e.g.* Vaute, Khiat et al. 2005).

Dans un sens plus large, tout **changement d'utilisation et d'occupation des sols et sous-sols**, par son action sur le cycle de l'eau, se répercute sur la stabilité de l'hydrosystème souterrain. L'imperméabilisation des sols due aux bâtiments et aux routes, les pratiques agricoles et forestières, par exemple via la construction de fossés de drainage et de canaux d'irrigation ou le défrichage de la végétation, modifient la répartition des volumes d'eau entre évapotranspiration, ruissellement et infiltration.

### Changement climatique

Le changement climatique exacerbe non seulement la raréfaction de l'eau dans de nombreux lieux mais conduit aussi à des ressources plus variables et imprévisibles. Ce changement déjà à l'œuvre influence les systèmes aquifères de plusieurs manières, consécutivement à la hausse des températures et au régime plus instable et intense des précipitations (Intergovernmental Panel On Climate Change 2023). Il est en particulier marqué par des sécheresses et des inondations plus fréquentes et plus graves (Caretta et al. 2021). Avec le recul de la couverture neigeuse ou l'augmentation de la demande évaporatoire, il limite les quantités d'eau nécessaires à la reconstitution des nappes et ainsi les ressources renouvelables en eaux souterraines à long terme (Caretta et al. 2021). Les systèmes aquifères en altitude font ainsi face à une réduction de la recharge printanière en raison de la réduction du manteau neigeux et de la durée de sa fonte. En revanche, dans les tropiques, l'intensification des précipitations, moins fréquentes mais plus abondantes, tend à améliorer la recharge (Douville et al. 2021).

Pour ce qui est des prédictions, il existe encore de sérieuses incertitudes quant à l'impact du changement climatique sur la recharge des nappes et l'évolution des réserves souterraines à l'échelle planétaire, au sujet desquelles les modèles peinent à s'accorder (Reinecke, Müller Schmied et al. 2021) du fait d'une représentation des processus nécessairement incomplète à la résolution des modèles globaux (Döll, Douville et al. 2016). La variabilité climatique naturelle rend également difficile la distinction des tendances liées au changement climatique à long terme. A l'horizon 2100, les simulations les plus récentes font état d'une hausse moyenne globale du niveau des nappes, également simulée régionalement au nord de l'Europe et de l'Amérique, en Afrique centrale ou en Inde, au contraire de baisses statistiquement significatives dans le bassin méditerranéen, l'Amérique centrale, l'Afrique australe ou l'Asie du Sud-Est (Reinecke, Müller Schmied et al. 2021 ; Costantini et al. 2023). Ce schéma spatial est dicté par celui des précipitations, principal moteur de l'évolution à long terme de la nappe selon Costantini et al. 2023. Les tendances simulées dans l'évolution du stockage des eaux souterraines peuvent aussi refléter la contribution de l'augmentation de l'évapotranspiration ou de la diminution de la fonte des neiges (W.-Y. Wu et al. 2020), principalement dans les régions où les changements prédits de précipitations sont peu significatifs (Costantini et al. 2023).

**Impacts combinés du changement climatique, des prélèvements et des changements d'utilisation des sols**

Le changement climatique exerce une pression supplémentaire sur les ressources en eau en jouant à la fois sur la demande et l'approvisionnement en eau douce. Ainsi ne menace-t-il pas seulement la recharge des nappes mais il contribue aussi à en accroître l'utilisation. Pour R. G. Taylor, Scanlon et al. 2013, il a sans doute ses répercussions les plus importantes sur les nappes en vertu de ses **effets indirects** sur la demande en eau souterraine, en particulier pour l'irrigation. Celle-ci devrait augmenter du fait d'une évapotranspiration plus élevée, d'une baisse de l'humidité des sols comme de la fiabilité de l'alimentation en eaux de surface (Haddeland et al. 2014; Wada 2016). Les eaux souterraines, par ailleurs plus résilientes que les eaux de surface vis-à-vis de la variabilité accrue des précipitations, seront bien placées pour jouer un rôle critique dans l'adaptation des sociétés aux fluctuations de la disponibilité de l'eau douce et en seront d'autant plus sollicitées à l'avenir (Kundzewicz et Döll 2009; R. G. Taylor, Scanlon et al. 2013; Wada 2016).

En outre, la relation entre climat et eaux souterraines est rendue plus complexe par les changements du couvert végétal et de l'utilisation des sols, principalement le développement de l'agriculture pluviale et irriguée, et l'urbanisation. Si la croissance de la population et le changement climatique aggravent de concert la pénurie d'eau (He et al. 2021), la transformation des écosystèmes naturels en agro-écosystèmes gérés peut exercer une influence contraire à celle du changement climatique. En témoigne par exemple la hausse continue de la nappe observée dans la ceinture semi-aride sahélienne ouest-africaine alors que sévissaient des sécheresses prolongées dans les années 1970-1980. Le défrichement concomitant de la savane avait en effet modifié les propriétés du sol, favorisant un ruissellement soutenu collecté dans des mares temporaires rechargeant la nappe (Leduc et al. 2001; Leblanc et al. 2008; Mahé 2009; Favreau et al. 2009).

La compréhension des effets combinés du changement climatique, des prélèvements et des changements d'utilisation des terres sur les eaux souterraines représente ainsi un défi tant leurs relations sont rendues complexes par l'impact du climat sur les pompages et l'occupation des sols et les rétroactions possibles entre les différents compartiments du cycle de l'eau. L'**attribution** des changements observés dans le niveau ou le stockage des nappes au seul changement climatique est ainsi incertaine et les exemples de quantification des contributions respectives sont rares (*e.g.* Haddeland et al. 2014; S. Alam et al. 2019; W.-Y. Wu et al. 2020), notamment du fait d'un manque de données (Green 2016). La contribution des captages d'eau souterraine pourrait être le principal moteur des changements dans le stockage de l'eau, tout du moins dans les régions arides et semi-arides (Wada 2016; Scanlon, Fakhreddine et al. 2023). Toutefois, les problèmes liés aux eaux souterraines ne sont généralement mis en évidence que ponctuellement alors que le changement climatique se manifeste à l'échelle globale (Lall et al. 2020).

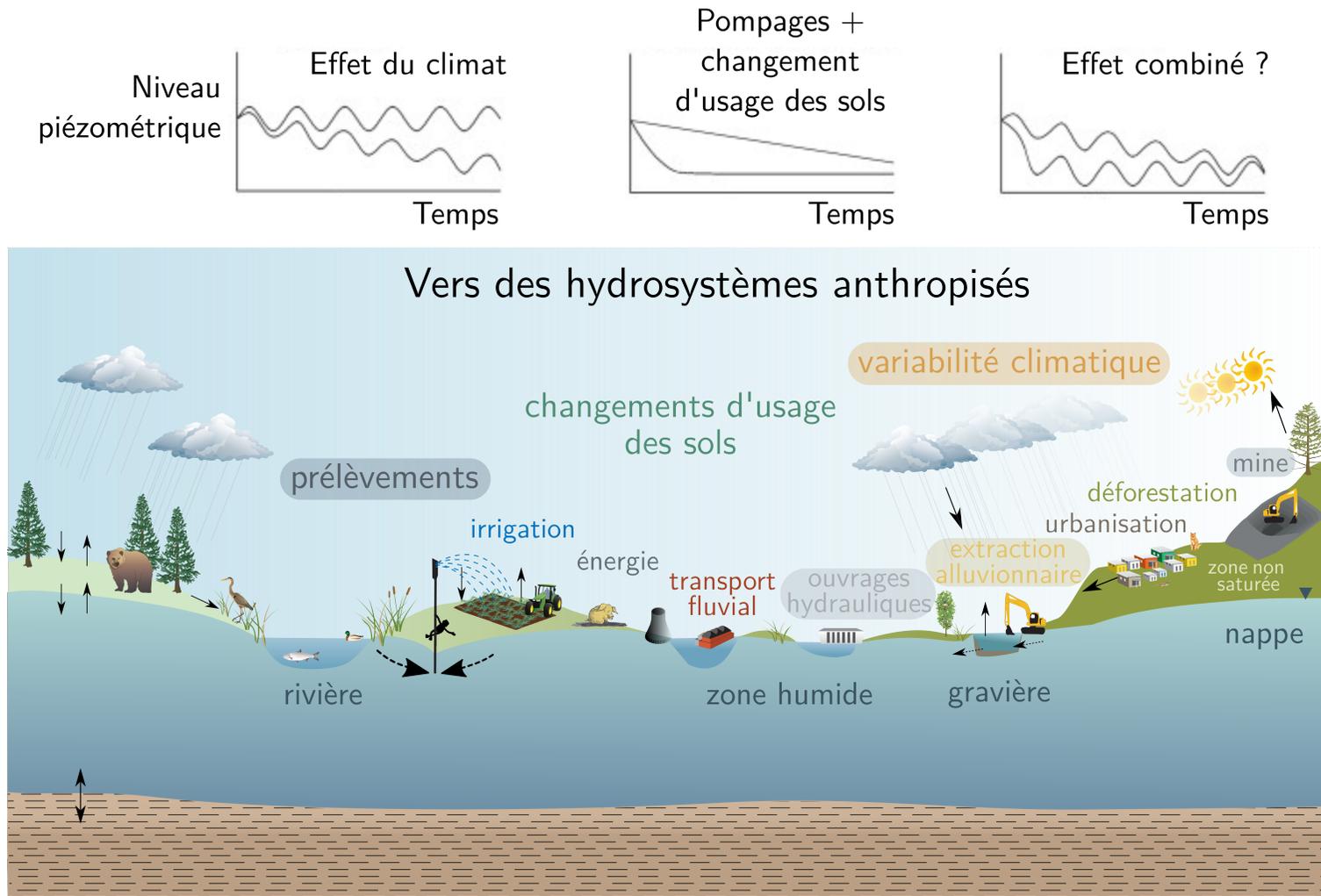


FIGURE 4.1 – Coupe transversale mettant en avant l'action de l'homme sur les hydrosystèmes. Dans ce chapitre seront abordés en particulier des aspects liés à l'exploitation de la ressource en eau souterraine, notamment au regard de la variabilité climatique, à l'exploitation des sables et graviers, en parallèle de la restructuration des rivières et enfin, à l'exploitation des minerais. Les schémas sont tirés de Kløve, Ala-Aho et al. 2014.

### Raréfaction et redistribution de la ressource en eau

Avant le développement des activités anthropiques à grande échelle, leurs impacts sur la disponibilité de la ressource en eau étaient minimes. A partir des années 1950, un **appauvrissement des réserves souterraines** est détecté dans différentes parties du monde (Döll et Fiedler 2008 ; Wada, van Beek, van Kempen et al. 2010), en lien avec une utilisation croissante d'eaux non renouvelables, c'est-à-dire des eaux souterraines prélevées dans les aquifères qui ne se reconstitueront probablement pas à l'échelle humaine (Gleeson, Cuthbert et al. 2020). Il se traduit par des baisses substantielles et persistantes du niveau des eaux souterraines (de Graaf, Gleeson et al. 2019). Les estimations de l'épuisement à l'échelle mondiale oscillent selon les méthodes et les échelles spatio-temporelles considérées de 113 à 510 km<sup>3</sup> an<sup>-1</sup> (Bierkens et Wada 2019 ; Bierkens, Sutanudjaja et al. 2021), pour une valeur cumulée de 4 200 à plus de 7 000 km<sup>3</sup> (Wada, van Beek, van Kempen et al. 2010 ; Konikow 2011 ; de Graaf, van Beek et al. 2017). Notons que la fourchette inférieure (4 500 km<sup>3</sup>) correspond à une élévation du niveau de la mer de 12,6 mm, en un peu plus d'un siècle (soit plus de 6 % du total, Konikow 2011). La diminution des stocks d'eau souterraine s'est intensifiée depuis le début du XXI<sup>e</sup> siècle (Herbert et Döll 2019).

Quelques points chauds sont apparus depuis la fin du XX<sup>e</sup> siècle (Intergovernmental Panel On Climate Change 2023), principalement en raison de l'irrigation dans des environnements arides à semi-arides où la recharge est faible, tels que le nord-est du Pakistan, le nord-ouest de l'Inde, la plaine de Chine septentrionale, les Grandes Plaines des États-Unis, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord. Le rythme d'épuisement y est supérieur à 20 mm an<sup>-1</sup>. Il se produit également, bien qu'en moindre proportion (< 10 mm an<sup>-1</sup>), dans des régions humides, par exemple dans les bassins de l'Amazone et du Mékong, essentiellement au motif de la variabilité et du changement climatiques (Herbert et Döll 2019). Ce phénomène de raréfaction de la ressource en eau se pose toutefois avec une acuité différente selon les contextes régionaux. Les pénuries d'eau ne sont pas uniquement physiques mais aussi économiques, l'approvisionnement en eau d'un pays donné dépendant également de ses infrastructures hydrauliques (*e.g.* J. Liu et al. 2017). Ainsi les possibilités offertes par certains grands systèmes aquifères, par exemple en Afrique sub-saharienne, sont encore largement sous-exploitées puisque ceux-ci sont très peu équipés pour l'irrigation (Organisation des Nations Unies 2022a).

Il ne s'agit cependant pas que d'épuisement. La redistribution à grande échelle de l'eau douce vers les terres arables irriguées a également entraîné des accumulations d'eau souterraine majoritairement rechargée par l'irrigation avec les eaux de surface, ainsi que l'illustrent certaines tendances à la hausse en matière de stockage de l'eau totale issues des données satellitaires de l'expérience GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Döll, Müller Schmied et al. 2014 ; Scanlon, Fakhreddine et al. 2023). L'un des systèmes aquifères les plus exploités au monde, au nord-ouest de l'Inde et au centre du Pakistan, a par exemple connu une hausse régionale des niveaux piézométriques au cours du XX<sup>e</sup> siècle. Le développement d'un vaste réseau de canaux d'irrigation a favorisé une recharge artificielle des eaux souterraines, avant qu'une combinaison de faibles précipitations et du recours aux forages ne vienne inverser la tendance au siècle suivant (MacAllister et al. 2022).

### Conséquences hydrologiques et environnementales

Les variations du stockage souterrain se répercutent bien au-delà de la diminution de la disponibilité de l'eau douce et de la baisse du niveau des eaux souterraines et ont des incidences considérables et manifestes sur l'hydrologie terrestre et l'environnement. Les altérations subies par les eaux souterraines se répercutent nécessairement sur leurs

échanges avec les autres compartiments du cycle de l'eau, en particulier les eaux de surface, de même que sur les écosystèmes qui en dépendent. Les fluctuations de la surface piézométrique qu'engendrent les pressions décrites ci-dessus se traduisent ainsi par une variation de la reprise évaporatoire, du débit de base des cours d'eau, par des pertes ou fuites ou encore l'apparition ou la disparition de sources. L'évolution de la connectivité hydraulique entre eaux de surface et eaux souterraines est particulièrement bien illustrée par le cas des mines. Pendant l'exploitation, le rejet massif des eaux d'exhaure conduit à une artificialisation du débit des cours d'eau. L'apparition de pertes dans des orifices karstiques (Vaute, Durendeu et al. 2007) ou la création de fractures qui s'étendent jusque dans le lit des cours d'eau (Kurukulasuriya et al. 2022) peut au contraire contribuer à diminuer le débit des rivières. Après l'exploitation, il n'est pas rare que les exutoires des réservoirs miniers soient déplacés au gré du réennoyage, que de nouvelles sources jaillissent alors que les débits des cours d'eau peuvent être maintenus en raison des débordements de nappe (Vaute, Durendeu et al. 2007). Le contrôle de l'alimentation et de l'écoulement des eaux souterraines au sein des mines ou anciennes mines peut aussi conduire à une reconfiguration du réseau hydrographique de surface visant à détourner l'eau de bonne qualité, à une réduction de la capacité d'infiltration en surface ou à la collecte des eaux pluviales et de ruissellement.

Au-delà de ce cas particulier, les pertes de stockage souterrain réduisent de façon générale l'évapotranspiration dans les régions où les nappes sont peu profondes et pendant la saison où l'eau est le facteur limitant, ainsi que l'écoulement des eaux souterraines dans les cours d'eau, souvent jusque loin des points de captage (Condon et Maxwell 2019; de Graaf, Gleeson et al. 2019). Dans les paysages les plus plats, les climats plus secs et les régions où le pompage des eaux souterraines est important, la relation nappe-rivière peut d'ailleurs s'inverser (Jasechko, Seybold et al. 2021). Avant même que des pertes substantielles de stockage ne soient constatées, de nombreux bassins versants ont déjà atteint des débits considérés comme critiques d'un point de vue environnemental (de Graaf, Gleeson et al. 2019; Bierkens, Sutanudjaja et al. 2021). En effet, les eaux souterraines qui sont pompées proviennent soit du stockage de la nappe captée ou d'une nappe sus- ou sous-jacente par drainance, soit d'une diminution de l'évapotranspiration alimentée par les remontées capillaires ou les phréatophytes, soit d'une réduction du débit de base *i.e.* du captage des eaux de surface. Aux Etats-Unis par exemple, Konikow 2013 estime à seulement 15 % l'eau captée issue des réserves d'eau souterraine. Tant que l'extraction des eaux souterraines est inférieure à la recharge, elle ne réduit que le débit de base (Wada 2016; de Graaf et Stahl 2022). Dans la mesure où un prélèvement excessif d'eau souterraine diminue le débit de base, il peut en outre renforcer la sécheresse hydrologique (Wada, van Beek, Wanders et al. 2013), comme cela a été illustré par exemple dans le bassin du Gange (Mukherjee et al. 2018). Des rétroactions climatiques régionales, notamment liées à l'irrigation, sont aussi attendues (Teuling 2018; Arboleda Obando 2023).

L'utilisation de l'eau souterraine a également des conséquences involontaires et indirectes dans un grand nombre de domaines tels que la qualité de l'eau, la biodiversité, les infrastructures, les économies locales et le bien-être social (Gleeson, Cuthbert et al. 2020). De la baisse du niveau des nappes, il résulte des phénomènes de subsidence (Bagheri-Gavkosh et al. 2021), qui menacent la sécurité des infrastructures urbaines et augmentent les risques d'inondation dans les zones côtières. Celles-ci sont par ailleurs sujettes à l'intrusion d'eau salée consécutive à l'élévation du niveau de la mer (White et Kaplan 2017) et plus encore aux captages excessifs dans les aquifères côtiers (Ferguson et Gleeson 2012), dont découlent des problèmes de salinisation de la ressource en eau

souterraine. Rappelons ici que les pompages eux-mêmes contribuent à l'élévation du niveau de la mer (page 97). Par ailleurs, quand la surface piézométrique s'abaisse, les puits s'assèchent et doivent être creusés plus profondément. La menace pèse d'ailleurs sur des millions de puits, à peine quelques mètres plus profonds que la nappe (Jasechko et Perrone 2021). Or la qualité des eaux souterraines diminue avec la profondeur alors que le coût de pompage augmente, limitant l'efficacité de l'exploitation des eaux souterraines profondes pour éviter la perte d'accès à l'eau. Dans les quelques cas où l'augmentation du niveau piézométrique liée au changement climatique pourrait contrebalancer la diminution liée aux prélèvements (Costantini et al. 2023) ou lorsque les nappes sont rechargées artificiellement du fait de l'irrigation, des effets indésirables équivalents sont également possibles, en particulier si la nappe est proche de la surface (Döll 2009) : dommages aux infrastructures, salinisation du sol et des eaux souterraines (Foster 2022), sols humides rendant difficiles le travail de la terre.

Les eaux souterraines sont essentielles au maintien d'écosystèmes sains dans les zones humides, les cours d'eau et les estuaires, autant d'écosystèmes qui en sont tributaires (Kløve, Ala-aho et al. 2011 ; Eamus et al. 2015). Par conséquent, les dommages écologiques causés par la baisse des nappes à ces **écosystèmes dépendant des eaux souterraines (GDE)** peuvent être grands, en particulier pendant les périodes d'étiage et les sécheresses (Kløve, Ala-Aho et al. 2014). Néanmoins, les effets de l'épuisement des eaux souterraines sur l'ensemble des services écosystémiques restent encore peu étudiés (Bierkens et Wada 2019) et très incertains, du fait notamment du manque de connaissance au sujet de la profondeur des nappes (Reinecke, Gnann et al. 2023).

De façon plus générale, la moindre fiabilité de la ressource en eau souterraine peut avoir des effets négatifs plus larges sur l'accès à l'eau potable, la sécurité alimentaire et énergétique, l'hygiène et la santé publique, tels qu'ils pourraient engendrer à plus long terme des migrations de masse (Lall et al. 2020). Seul un portefeuille diversifié de solutions, associé à une gestion commune des eaux souterraines et de surface, sera en mesure de fournir un système d'approvisionnement en eau répondant aux besoins des populations tout en respectant les objectifs de développement durable (ODD) (Scanlon, Fakhreddine et al. 2023).

#### 4.1.2 Questions de recherche

##### De l'importance de l'échelle régionale

Quelle que soit l'échelle, l'évaluation du comportement des hydrosystèmes souterrains et de leur évolution face aux changements climatiques et anthropiques est un défi majeur dans le domaine de l'hydrogéologie, de mieux en mieux documenté même si n'ayant attiré l'attention que récemment. L'importance relative de chaque facteur d'influence reste mal comprise et souvent discutée et leurs interférences conduisent à des réponses non intuitives des systèmes aquifères, qu'il convient de répertorier pour assurer une utilisation durable des ressources en eau souterraine. A l'échelle globale, les estimations de la disponibilité actuelle et future de ces ressources restent très incertaines. Elles pâtissent d'un manque d'informations reposant sur l'observation des flux d'eau souterraine, qu'il s'agisse de recharge ou de vidange, naturelle ou artificielle (Wada 2016). Malgré les progrès technologiques accomplis en matière de modèles ou d'ensembles de données globaux, les enjeux sont considérables (Bierkens et Wada 2019). De sérieuses avancées sont néanmoins attendues d'un travail de compilation des multiples connaissances locales existantes, souvent acquises grâce à l'utilisation conjointe d'un modèle hydrogéologique étalonné à l'aide des indispensables mesures *in situ* (Alley et al. 2018 ; Gleeson, Wagener et al. 2021). Si cette expertise régionale sur les hydrosystèmes et la manière dont l'homme interagit

avec eux pourra ultérieurement bénéficier aux modèles globaux et les rendre plus fiables dans leurs estimations, ces derniers peinent encore à répondre aux questions de gestion de l'eau en raison d'un manque d'adaptation aux spécificités locales (Reinecke, Gnann et al. 2023). Les menaces liées aux interventions humaines qui pèsent sur les réserves d'eau souterraine sont bien un phénomène global mais elles se déclinent différemment selon les contextes géographiques et s'expriment souvent de façon très localisée, donnant lieu à des perspectives régionales variables et des stratégies d'adaptation qui ne peuvent souvent être abordées qu'à l'échelle du système aquifère (Aeschbach-Hertig et Gleeson 2012). Cette échelle régionale rend possible la prise en compte des particularités de chaque zone d'étude, aussi bien physiques qu'humaines, essentielle pour développer des approches de planification appropriées et examiner les synergies et compromis entre l'exploitation des eaux souterraines, le développement humain et le respect des objectifs de développement durable (Velis et al. 2017). Elle tire profit des observations locales et d'une connaissance plus approfondie de l'utilisation de l'eau et de la dynamique de chaque hydrosystème. Elle fournit des estimations précises du niveau des eaux souterraines et de leur trajectoire. Elle permet de se pencher sur la complexité des processus à l'œuvre dans la réponse des systèmes aquifères aux pressions anthropiques et climatiques et de quantifier l'impact de ces dernières sur le compartiment souterrain du cycle de l'eau. C'est aussi une échelle à laquelle je travaille, comme beaucoup d'hydrogéologues depuis des années, même si nous ne faisons pas la une des journaux les plus prestigieux <sup>1</sup>.

### Enjeux

Les études que je présente dans ce troisième chapitre s'inscrivent donc dans ce contexte local. Elles sont l'occasion de mettre en pratique sur des cas d'étude, à l'échelle de la gestion de l'eau, les concepts et processus explorés dans les deux premiers volets de mon mémoire et ainsi, de les ancrer dans une réalité plus tangible. Les exemples d'application que j'ai étudiés peuvent paraître disparates : ils se rejoignent cependant sur des questions d'évaluation des effets du climat et de l'homme sur les ressources en eau souterraine d'un point de vue quantitatif, qui nécessitent une caractérisation de l'évolution temporelle et spatiale des niveaux ou débits d'eau souterraine, dans des zones sujettes à des pressions qui, même si elles ne sont pas nécessairement critiques, s'étalent sur des périodes historiques et interrogent quant à leur avenir. Avec les étudiants de Master ou doctorants que j'ai encadrés, nous avons examiné quels facteurs et mécanismes sous-jacents déterminent l'état actuel des systèmes aquifères étudiés, en vue d'identifier les enjeux émergents et d'informer la gestion prospective de la ressource en eau souterraine. Nous avons déployé pour ce faire les outils de la modélisation hydrogéologique et de l'analyse de données, appuyés par l'instrumentation de terrain.

### Sites d'étude

J'ai travaillé principalement <sup>2</sup> sur trois cas d'étude concrets témoignant de la diversité des réponses des systèmes aquifères aux sollicitations anthropiques et aux fluctuations climatiques. J'introduis d'abord les recherches menées dans le bassin versant du Kou en Afrique subsaharienne, situé en bordure d'un vaste bassin sédimentaire encore peu étudié, où nous nous sommes principalement interrogés sur l'essoufflement des sources exceptionnelles qu'abrite la sous-région. A proximité de l'agglomération parisienne, dont les besoins ont souvent régi les transformations du paysage au fil du temps, la plaine alluviale de la Bassée est le second terrain de jeu qui m'occupe actuellement, avec des

1. <https://www.nature.com/articles/ngeo2655>

2. Le bassin versant de Tougou, dans la zone sahélienne septentrionale du Burkina Faso, est présenté au chapitre 3.3.2

problématiques sur l'eau liées aux aménagements anthropiques et un regard sur une histoire de près de deux siècles. Enfin je m'intéresse au devenir sur le temps long d'anciens sites miniers en France, localisés autour du Massif central dans des zones de socle propices aux circulations qui ont permis les minéralisations autrefois exploitées, avec une volonté d'identifier dans ces milieux fortement anthropisés les chemins et conditions d'écoulement de l'eau, qui contrôlent les flux de contaminants.

#### **Quels cadres pour évaluer et prédire les changements dans le fonctionnement des systèmes aquifères ?**

Ces cadres d'évaluation sont relativement complexes et nécessitent traditionnellement l'utilisation combinée d'un grand nombre de données et de modèles de comportement en vue de dresser un tableau complet des conditions actuelles et futures de fonctionnement des systèmes aquifères.

La surveillance continue, bien répartie spatialement et sur le long terme, et l'analyse des niveaux piézométriques sont d'une importance cruciale aussi bien pour décrire l'état quantitatif des eaux souterraines et mettre en évidence leur réaction aux changements et à la variabilité climatiques et autres facteurs anthropiques de changement global que pour l'étalonnage et la validation des modèles. Aux échelles locales et régionales, les données piézométriques, mais aussi hydrométriques et météorologiques, proviennent traditionnellement de stations *in situ* dont le nombre, la localisation et le bon entretien conditionnent la connaissance des écoulements. La disponibilité de telles données, de façon peu courante dans le cas d'un bassin versant d'Afrique subsaharienne (chapitre 4.2.1) ou du suivi environnemental d'anciens sites miniers (chapitre 4.4.1), ont fait la force et l'originalité de mes travaux, justifiant également les efforts de mise en place d'un observatoire le long du corridor alluvial de la Bassée (chapitre 4.3.2).

En l'absence d'un tel réseau de stations de mesure, les données provenant du spatial, fortes de leur distribution spatiale régulière et de leur pas de temps constant, viennent fort à propos depuis quelques décennies alimenter les grands bassins versants de la planète les plus démunis en matière de suivi *in situ*. L'arrivée de nouveaux produits à résolution plus fine permet désormais d'envisager leur utilisation à des échelles régionales, tant dans le domaine de l'altimétrie que de la météorologie. Ainsi dans le cas de la Bassée ai-je commencé à œuvrer à l'intégration des mesures de hauteur d'eau dans les lacs de gravière bientôt fournies par la mission d'altimétrie spatiale SWOT (Surface Water and Ocean Topography) (chapitre 4.3) et à réfléchir à la possible incorporation voire assimilation d'autres données spatialisées fournies par l'observation satellitaire à plus long terme (chapitre 4.5).

L'imagerie satellitaire, aux côtés de la photographie aérienne, est de plus utile pour caractériser les états de surface du sol et en reconstruire les évolutions au fil du temps (*e.g.* chapitre 4.3.2). Elle participe ainsi à la documentation d'une partie des activités humaines, qu'il faut compléter auprès des banques et agences nationales pour ce qui est des données d'utilisation de l'eau (*cf.* page 103 pour le bassin du Kou et page 116 pour la Bassée). Pour des temps plus reculés, les archives et surtout les cartes anciennes ont révélé tout leur potentiel pour relater l'historique des aménagements humains. J'ai eu la chance de pouvoir m'appuyer sur de tels travaux, menés par l'équipe d'ArchiSeine (page 116).

Pour ce qui est de la prévision des forçages, ici climatiques, le processus implique de choisir parmi un ensemble de modèles climatiques, souvent des modèles régionaux forcés par des modèles de circulation générale, à associer à un ensemble de scénarios (Representative Concentration Pathway **RCP** ou Shared Socioeconomic Pathway **SSP**). Aux échelles régionales, s'ajoutent des méthodes de descente d'échelle, précédant le

calcul du bilan hydrologique. Il en résulte une cascade d'incertitudes dans les projections. Pour notre part, nous nous sommes appuyés sur les projections climatiques régionalisées proposées par l'expérience **DRIAS** (L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022 ; L'Hermite, Jost et al. 2024).

Une fois les données en poche, les méthodes statistiques sont largement utilisées pour identifier des tendances et détecter les ruptures dans les séries temporelles, classer les comportements hydrodynamiques des masses d'eau souterraine et déterminer les principaux facteurs explicatifs des changements décelés. Nous avons ainsi choisi les tests non paramétriques de Mann-Kendall et de Pettitt pour leur robustesse dans l'analyse de la variabilité du climat actuel (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016) ou futur (L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022). L'analyse de corrélation nous a permis d'élucider les relations entre les précipitations et les niveaux piézométriques ou débits afin de caractériser la réponse du système aquifère au signal d'entrée (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016 ; Ouédraogo et al. 2022 ; L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022 ; L'Hermite, Jost et al. 2024). Avec l'analyse en composantes principales (**ACP**), nous avons recherché les facteurs qui expliquent le mieux le comportement de la nappe (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016). Enfin, nous avons adopté une distribution généralisée des valeurs extrêmes (**GEV**) pour l'estimation de la probabilité des événements de précipitations les plus rares, susceptibles d'influencer les niveaux d'eau souterraine à l'horizon 2100 (L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022).

En parallèle, la modélisation hydrogéologique est l'outil standard permettant aux hydrogéologues de mettre en musique les jeux de données dont ils disposent dans le but : i) de tester des hypothèses de fonctionnement, relatives en ce qui me concerne à des systèmes aquifères anthropisés (Ouédraogo et al. 2022 ; L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022 ; L'Hermite, Jost et al. 2024), ii) d'étudier le rôle relatif de facteurs d'influence qui se chevauchent, par leur analyse séparée et/ou successive (Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023 ; Dass, Jost, Eschbach et al. 2022), iii) de prédire les comportements futurs en vue d'élaborer des stratégies de planification durable de l'eau (L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022 ; L'Hermite, Jost et al. 2024). Sur ce point, j'ai employé des logiciels de référence pour la simulation des écoulements en zone saturée ou non saturée, tels que le Modular Groundwater Flow Model (**MODFLOW**) (Harbaugh 2005), **HYDRUS 3D** (Šimůnek et al. 2008) et **CAWAQS** (Flipo, Gallois et Schuite 2023), bénéficiant dans ce dernier cas de développements propres présentés au chapitre précédent 3.4.1.

## 4.2 Evolution des eaux souterraines en zone soudanienne : variabilité climatique ou prélèvements anthropiques ?

### 4.2.1 Contexte et positionnement des travaux

Si le choix de la géologie à mon arrivée à Lyon en 1997 était en autres choses motivé par l'attrait des espaces naturels et des chemins de traverse, il m'a fallu attendre quelques années avant de décrocher enfin un « terrain » pour y mener des recherches. Le premier qu'il m'a été donné d'étudier se trouvait en Afrique, plus précisément au pays des hommes intègres. Situé au sud-ouest du Burkina Faso, le bassin versant du Kou, premier affluent majeur en rive droite du Mouhoun, se développe sur un plateau d'une superficie d'environ 1 860 km<sup>2</sup> en bordure du vaste bassin sédimentaire de Taoudéni (Figure 4.2). Il se distingue en cela de la majorité des terres du pays ancrées dans le vénérable craton ouest-africain, qu'il surplombe en discordance du haut de la falaise de Banfora. Il n'en est pas moins composé de roches d'âge canonique, les formations majoritairement gréseuses<sup>3</sup> qui s'y empilent régulièrement en couches sub-horizontales sur plus de 1 000 m d'épaisseur (Gombert 1998) datant du Néo-protérozoïque (Bronner et al. 1980). Ces formations densément fracturées et sillonnées de failles composent un système aquifère multicouche qui abrite une abondante réserve d'eau souterraine dont témoignent des sources exceptionnelles pour la sous-région, en particulier celles de Nasso-Guinguette débitant pour cette dernière à plus de 1,5 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> à l'étiage (en 2011, Sauret 2013). Au sein de la forêt classée du Kou, ces sources constituent l'essentiel du débit de base du Kou<sup>4</sup> et jusqu'au siècle dernier, la principale source d'approvisionnement en eau. Avec le développement de périmètres irrigués dans la vallée alluviale à l'aval du bassin et la croissance rapide de la population de Bobo-Dioulasso, la deuxième ville du pays située dans l'emprise du bassin et aujourd'hui peuplée de plus de 900 000 habitants, les besoins en eau n'ont cessé de croître, multipliant par quinze selon nos estimations les prélèvements en l'espace d'une cinquantaine d'années, depuis les premiers forages dans les années 1960 (Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023). Aujourd'hui, l'Office national de l'eau et de l'assainissement (ONEA) dispose de 4 forages profonds de capacité 250 m<sup>3</sup> h<sup>-1</sup> (Figure 4.3) installés à proximité des sources de Nasso-Guinguette, bénéficiant de la productivité des grès précambriens. Bien que le bassin du Kou, situé en zone soudanienne, reçoive en moyenne autour de 1 000 mm de pluie par an, il est soumis à une alternance marquée entre saison sèche et saison des pluies, qui ne favorise pas les eaux de surface, les principaux affluents du Kou étant des cours d'eau temporaires. Cela souligne d'autant l'importance primordiale de la ressource en eau souterraine dans la zone d'étude.

Cette région avait déjà fait l'objet de quelques études hydrogéologiques, à base de campagnes géochimiques, caractérisation hydrogéophysique et modélisation numérique : depuis l'échelle de toute la bordure sud-est du bassin du Taoudéni, à cheval entre le Burkina Faso et le Mali, dans le cadre de la thèse de Denis Dakoure 2003 et de l'étude menée par Derouane 2008 pour le programme de Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest (VREO), à celles plus locales autour des périmètres de protection des sources de Nasso et des forages (Talbaoui 2009) et de la plaine alluviale irriguée du Kou (thèse d'Elie Sauret 2013, en cours à l'époque). Dans cette zone agricole à l'aval, se développaient de toutes premières approches innovantes de gestion intégrée par les acteurs locaux de la ressource en eau pour en remplacer l'utilisation jusqu'alors anarchique (Wellens et al. 2013). Les connaissances des conditions d'écoulement dans le système aquifère et de l'état des ressources en eau souterraine étaient cependant encore limitées, avec peu d'informations sur la piézométrie et des interrogations sur les processus

3. Illustrées en en-tête de la section bibliographique

4. Confluence Kou-Guinguette illustrée en en-tête de ce chapitre 4

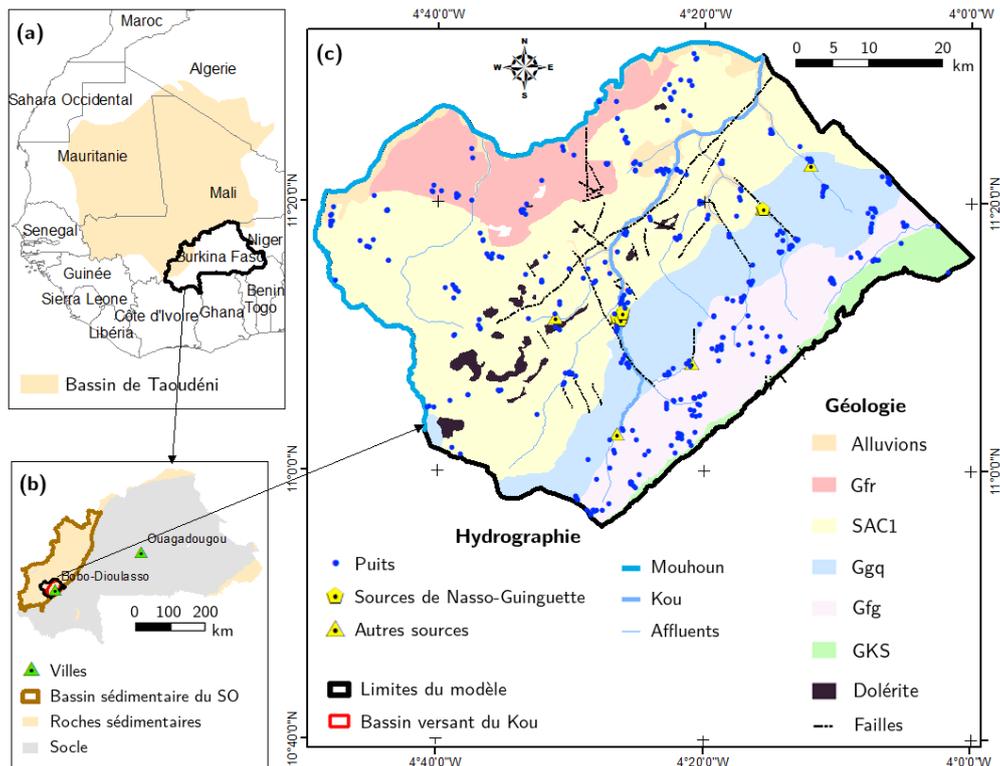


FIGURE 4.2 – (a) Le bassin sédimentaire de Taoudéni. (b) Localisation du bassin versant du Kou en rouge au sein du bassin sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso. (c) Géologie et hydrographie de la zone modélisée. D’après Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023.

de recharge (Huneau et al. 2011). De plus, de premières inquiétudes se soulevaient au sujet de la vulnérabilité croissante de la ressource au regard de l’augmentation de la demande en eau et des risques de dégradation de sa qualité (Talbaoui 2009 ; Huneau et al. 2011). De fait, de nombreuses sources montraient des signes d’épuisement voire tarissaient, jusqu’à l’emblématique Guingette, pour laquelle quelques mesures sont disponibles (SOGREAH Ingénierie 1994 ; Sauret 2013), nous permettant de chiffrer à environ  $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  la baisse de son débit en 50 ans (Figure 4.5, Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023). Les préoccupations étaient d’autant plus vives que les données isotopiques récoltées soulignaient également la très faible capacité de renouvellement de la ressource (Huneau et al. 2011).

**En 2011, se posait donc la question primordiale de l’origine des baisses de débit observées : quelle part respective de la variabilité climatique et des prélèvements anthropiques ?** Rappelons en effet le contexte climatique. Depuis le siècle dernier, l’Afrique de l’Ouest a connu une succession de périodes humides et de périodes sèches. Dans les années 1970-1980 a régné en particulier une sécheresse importante marquée par un déficit du nombre d’événements pendant la saison des pluies (G. S. Jenkins et al. 2002 ; L’Hôte et al. 2002 ; Le Barbé et al. 2002). La reprise des précipitations depuis la fin des années 1990 a été moins remarquable que la détérioration climatique précédente (De Longueville et al. 2016). La variabilité élevée des précipitations africaines a eu un impact marqué sur l’hydrologie régionale, avec des effets contrastés voire contradictoires (*cf.* page 95) sur les débits des cours d’eau et les niveaux de nappe : ils augmentaient dans la zone sahéenne malgré la baisse de la pluviométrie tandis qu’ils diminuaient clairement dans la zone soudanienne (*e.g.* Mahé 2009).

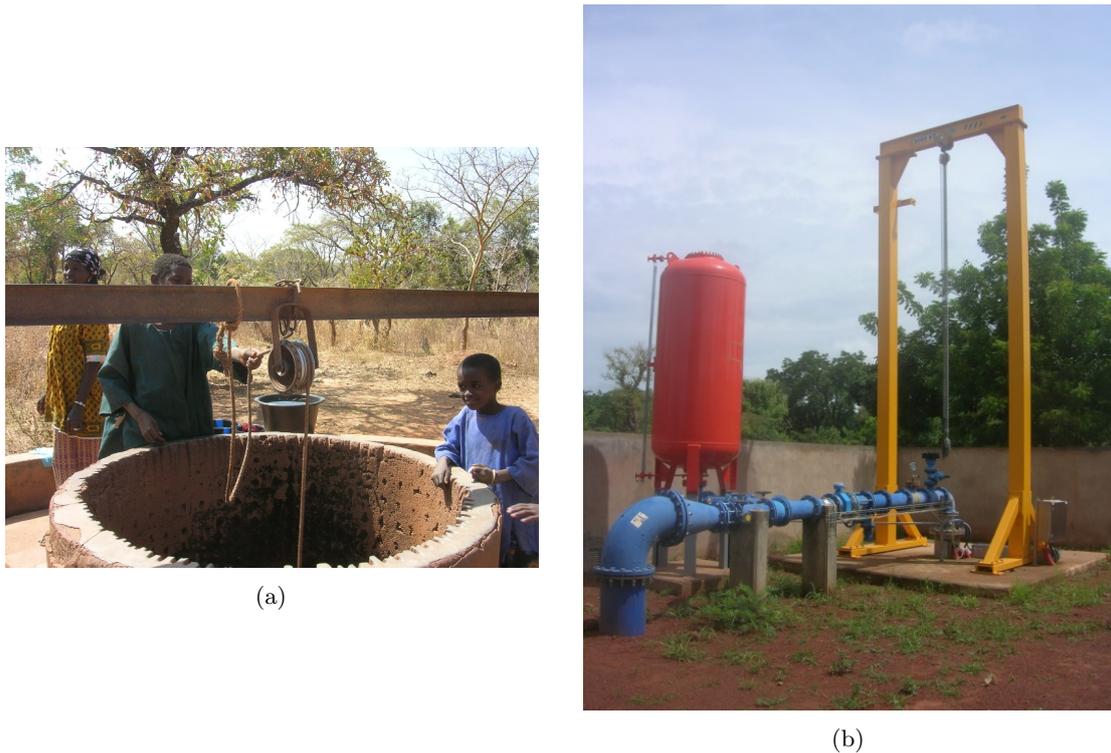


FIGURE 4.3 – Ouvrages de prélèvement des eaux souterraines au sud-ouest du Burkina Faso : (a) puits traditionnel et (b) forage profond de grande capacité.

La pénurie d'observations hydrologiques en Afrique, notamment sur le long terme, est souvent un frein à la compréhension de la relation entre climat, prélèvements et eaux souterraines et source d'incertitudes quant à l'avenir de l'approvisionnement en eau douce (R. G. Taylor, Koussis et al. 2009). Dans le cas d'étude qui nous intéresse, nous disposons cependant d'un socle cohérent d'enregistrements *in situ* non négligeable, même si leur récolte, effectuée directement auprès des différents acteurs locaux lors d'une première mission de terrain en janvier 2013, n'a pas été de tout repos. Des données climatiques et hydrométriques sont disponibles dans le bassin versant depuis le début des années 1960 et de façon fiable, pour une vingtaine de piézomètres depuis 1995 mais avec des lacunes (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016). Ces mesures offraient la possibilité de faire des analyses statistiques de tendance en relation avec l'évolution connue de la zone d'étude (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016), qui couplées à un effort de modélisation hydrogéologique (Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023) nous ont permis d'étudier la réponse du système aquifère aux diverses sollicitations externes à une résolution spatiale suffisamment fine pour tenir compte de sa nature souvent très localisée. C'est le cas par exemple des niveaux piézométriques, qui ont affiché récemment une hausse en aval du bassin du Kou alors qu'ils poursuivaient leur déclin à l'amont (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016).

Ces travaux ont été effectués dans le cadre d'un projet de recherche mené en partenariat avec les principaux bénéficiaires, à savoir les exploitants de la ressource (ONEA) et les gestionnaires chargés du suivi (le Ministère de l'eau à travers ses Directions générale et régionale et l'Agence de l'eau des Cascades), auxquels s'est associée SIREA, une entreprise dont le métier est de déployer des « solutions de contrôle commande et de supervision pour les systèmes les plus complexes ». Les objectifs de ce projet devaient

répondre à une demande d'expertise en hydrogéologie au sujet de la dynamique de la nappe en réaction aux pressions locales, afin de définir *in fine* des règles de gestion à l'intention des utilisateurs et des décideurs. L'idée initiale proposée par *Justine Tirogo* était d'élaborer « un outil de suivi et d'aide à la décision pour une meilleure gestion des ressources en eau souterraine », sur la base d'un système de télégestion permettant de suivre en temps réel les niveaux de nappe et d'un modèle quantitatif du système aquifère utilisé pour définir des seuils d'alerte. Ce projet a séduit les responsables du Programme Doctoral International de Modélisation des Systèmes Complexes, auprès duquel elle a décroché sa bourse de thèse. Angelbert Biaou, de l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), m'a proposé de co-encadrer la thèse de Justine Tirogo, sous la direction de Pierre Ribstein pour l'Université Pierre et Marie Curie, avec la participation de Youssouf Koussoubé de l'Université de Ouagadougou. Cela a marqué le début de mon expérience professionnelle en Afrique... Et d'une grande amitié qui, hélas, a pris fin en décembre 2022 quand Justine nous a brutalement quittés.

■ **Projet 4.2.1 — Modélisation hydrogéologique de la nappe sédimentaire du Sud-Ouest du Burkina Faso pour une meilleure gestion des ressources en eau souterraine par la télégestion (2011-2016).** Collaboration 2iE, Université de Ouagadougou, ONEA (Burkina Faso), Société SIREA, Metis. ■

■ **Thèse 4.2.1 — Tirogo Justine (2011-2016).** *Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso.* 2iE & Université Pierre et Marie Curie Paris VI.

#### 4.2.2 Résumé des travaux

Le projet autour de la thèse de Justine Yofe Tirogo 2016 a comporté deux volets, le premier visant à caractériser la variabilité temporelle du climat dans le bassin versant du Kou et à identifier les facteurs explicatifs du comportement de la nappe par une approche statistique (Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016) ; le second à simuler plusieurs décennies de réponse des eaux souterraines à la variabilité climatique et au facteur humain à l'aide de la modélisation hydrogéologique (Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023).

Nous avons mis en relation les observations climatiques, hydrométriques et piézométriques disponibles dans la zone d'étude étendue au sous-bassin amont du Mouhoun. Les analyses ont confirmé la rupture de 1970 dans les précipitations, marquée par un déficit pluviométrique, de 11 à 16 % selon les stations, en particulier pendant les trois mois les plus humides de l'année et les plus propices à la recharge des nappes, de juillet à septembre. Ce déclin s'accompagne d'une augmentation significative et continue des températures et se poursuit pendant environ deux décennies. Une reprise timide s'amorce au début des années 1990 en lien avec une hausse des événements de fort cumul pluviométrique mais les années déficitaires restent nombreuses.

Ces conditions climatiques ont eu un impact significatif et non linéaire sur les débits. Ainsi le déficit d'écoulement lié à la sécheresse des années 1970-1980 est-il trois fois supérieur à celui des précipitations annuelles alors que la reprise des pluies en 1990 n'a pas toujours donné lieu à une augmentation du débit des cours d'eau, le Mouhoun à Samandéni redémarrant avec un léger retard alors que le Kou à Nasso poursuivait son déclin. Les prélèvements semblent insuffisants pour expliquer en totalité ce dernier comportement, qui peut être attribué tant à l'effet d'une évapotranspiration plus intense qu'à la lente réponse des eaux souterraines alimentant majoritairement le Kou après la rupture et dont le rétablissement nécessiterait plusieurs années humides successives

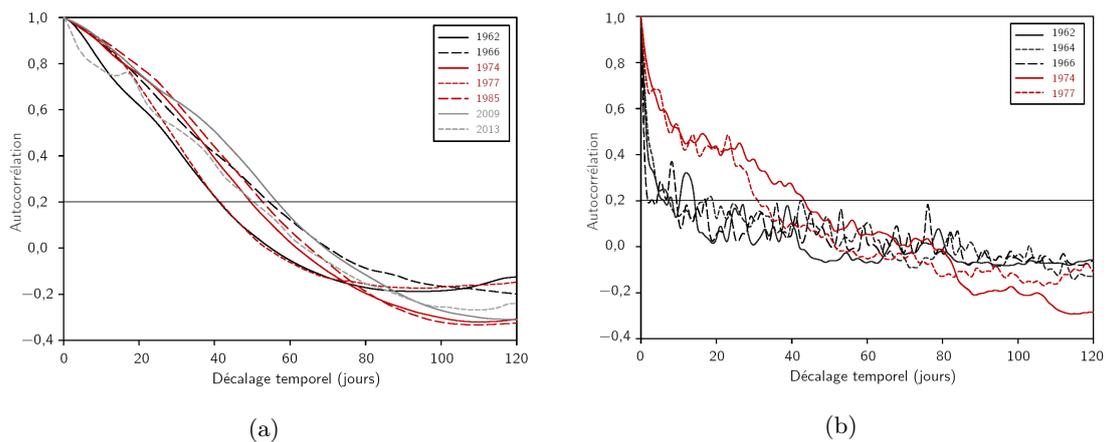


FIGURE 4.4 – Autocorrélation des débits (a) du Mouhoun mesuré à la station de Samendéni et (b) du Kou à Nasso pour différentes années. Avec la sécheresse des années 1970-1980, l'inertie de l'hydrosystème du Kou augmente, en lien avec un renforcement de la prédominance des écoulements souterrains. D'après Tirogo, Jost, Biaou, Valdes-Lao et al. 2016.

(Figure 4.4).

L'analyse corrélatrice entre les séries temporelles a en effet montré un temps de réponse des eaux souterraines aux fluctuations saisonnières des précipitations de 1 à 4 mois et de plus d'un an pour les variations interannuelles. Ce temps de réaction est fortement dépendant des caractéristiques physiques de l'aquifère, ce qui pourrait expliquer l'hétérogénéité spatiale de la réponse de la nappe entre amont et aval du bassin. De façon assez classique, l'examen de la variabilité spatio-temporelle des niveaux de nappe a mis en évidence une réactivité de la nappe aux précipitations d'autant plus grande qu'elle est peu profonde. Le manque de données spatialisées relatives à l'utilisation des terres, à la nature des sols ou aux paramètres hydrodynamiques n'a pas permis d'en identifier plus précisément les causes.

Dans un second temps, la modélisation hydrogéologique est venue compléter les analyses statistiques par une meilleure prise en compte de la variabilité spatiale des propriétés du système aquifère et par l'intégration d'un facteur supplémentaire influençant le niveau de la nappe, à savoir les pompages. L'étude a plus généralement fourni des connaissances précieuses sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du bassin versant du Kou, tout en permettant de s'interroger sur la part respective du climat et de l'homme dans son évolution des années 1960 à nos jours.

Le modèle hydrogéologique du système aquifère multicouche, étendu jusqu'aux limites naturelles du Mouhoun à l'ouest et de la falaise de Banfora à l'est (3 600 km<sup>2</sup>, Figure 4.2), a été construit sous l'architecture de MODFLOW. Les paramètres hydrodynamiques et la recharge en ont été ajustés en régime permanent puis en régime transitoire sur la base des observations piézométriques les plus denses, à savoir sur la période 1995-2014, à partir des valeurs *a priori* de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement issues des quelques essais de pompage réalisés dans la zone d'étude d'une part et résultant d'un bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite 1948 d'autre part.

Du bilan hydrologique stationnaire calculé par le modèle, on retient que le bassin est alimenté pour moitié environ par la recharge, en priorité sur les points hauts topographiques du bassin, et par les flux d'eau entrant à l'amont par les limites sud et ouest. Les prélèvements n'en représentent qu'à peine 2 %. Ils ont néanmoins considérablement

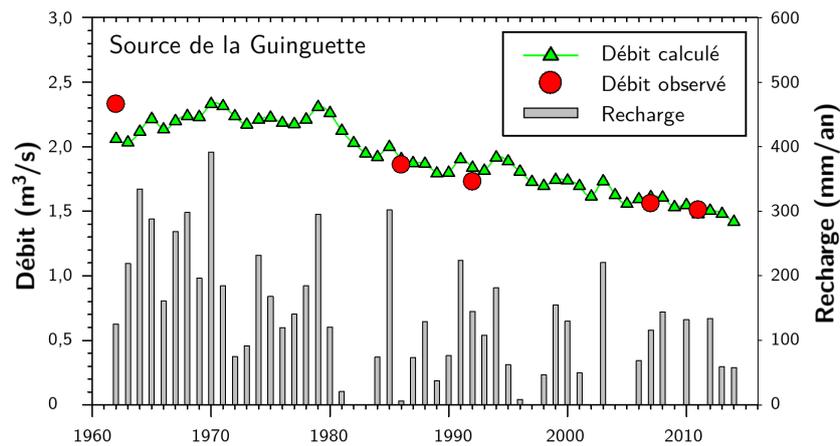


FIGURE 4.5 – Evolution observée et simulée depuis les années 1960 du débit de la source de la Guinguette dans le bassin versant du Kou, en relation avec une recharge déficitaire ici représentée et les prélèvements d'eau souterraine. D'après Tirogo, Jost, Biaou, Koussoubé et al. 2023.

augmenté depuis les années 2000. Combinés à une recharge souvent insuffisante au cours des deux décennies 1995-2014 malgré la présence d'années humides du fait de déficits successifs, ils rendent compte de la baisse observée du niveau de la nappe phréatique, spatialement modulée par les paramètres hydrodynamiques. En particulier, la proximité immédiate des pompages de l'ONEA explique qu'ils puissent être responsables de près d'un tiers de la diminution du débit des sources de Nasso-Guinguette, selon les hypothèses du modèle. Ceci souligne la fragilité de ce site exceptionnel, dont le débit suit la tendance générale à la baisse de la recharge depuis 1979 (Figure 4.5). Enfin, dans la partie aval de la zone d'étude, où les niveaux piézométriques ont augmenté depuis 2006, l'apport en eau depuis le Mouhoun a joué un rôle important dans la reproduction de leur évolution positive, soulignant l'intérêt de prendre en considération les interactions entre eau de surface et eaux souterraines.

En conclusion, cette thèse a apporté un éclairage certain sur l'hydrogéologie d'une région encore insuffisamment observée dont les ressources *a priori* abondantes ne doivent pas masquer la vulnérabilité face à la combinaison d'une baisse continue de la recharge et d'une forte augmentation des prélèvements. La démarche de modélisation a permis d'explorer un certain nombre d'hypothèses de fonctionnement, propres à alimenter les réflexions des hydrogéologues travaillant en Afrique de l'Ouest. Nous espérons aussi que les résultats obtenus auront pu être mis à profit d'une gestion quantitative efficace des ressources en eau du bassin versant du Kou afin d'assurer leur durabilité à long terme et que les efforts essentiels de collecte des données *in situ* seront poursuivis.

**Perspectives 4.1** Des incertitudes demeurent, relatives à l'estimation des paramètres hydrodynamiques et de la recharge, dont dépend le calcul des termes du bilan hydrologique. Il en résulte des zones d'ombre quant à l'alimentation du système aquifère et à sa capacité de renouvellement. La question se pose spécifiquement pour les sources de Nasso-Guinguette alimentées par des remontées d'eaux profondes et anciennes à la faveur d'un réseau de failles (Dakoure 2003 ; Talbaoui 2009). Ainsi le modèle gagnerait-il à être étendu vers l'amont jusqu'aux limites d'affleurement du bassin de Taoudéni ou emboîté dans l'un des modèles régionaux déjà construits

afin de mieux représenter l'organisation des écoulements souterrains, notamment en profondeur et de tester des hypothèses au sujet de l'origine des eaux et de leur avenir. La réalisation de forages à plus de 300 m, à travers la couverture sédimentaire, permettrait aussi de valider les modèles conceptuels de circulation régionale, tout en évaluant le potentiel des réservoirs les plus profonds. Leur exploitation est une solution d'adaptation pour répondre aux besoins croissants en eau de l'Afrique sub-saharienne mais nécessitent d'en estimer les capacités pour les gérer durablement (Organisation des Nations Unies 2022a).

De fait, des inquiétudes subsistent quant à la durabilité des approvisionnements et les zones de prélèvement devront être diversifiées, tout en veillant à leur protection, compte tenu des problèmes concomitants de qualité (*e.g.* Sako et al. 2020). Le système de télégestion initialement prévu n'a finalement pas vu le jour. La définition de seuils d'alerte déclenchés par des réseaux de surveillance à distance pourrait cependant permettre d'aider à stabiliser les niveaux piézométriques avant qu'ils n'atteignent des niveaux critiques. Quant à l'utilisation du modèle comme outil d'aide à la décision par les parties prenantes, elle nécessitera encore un soutien et des investissements supplémentaires, notamment dans la formation professionnelle et le renforcement des capacités locales en hydrogéologie. Son usage opérationnel pour tester des scénarios de coexistence des différents usages de l'eau et définir des règles d'allocation en dépendra.

Le modèle pourrait être aussi d'utilité pour prédire l'évolution de la nappe à l'horizon 2100 sur la base de scénarios d'évolution de la demande en eau, de changement d'utilisation des sols et intégrant bien sûr des données climatiques futures (*cf.* page 102). L'Afrique est en effet l'une des régions du monde qui s'urbanise le plus rapidement (Organisation des Nations Unies 2019) et devrait contribuer pour plus de la moitié à l'augmentation de la population mondiale prévue jusqu'en 2050 (Organisation des Nations Unies 2022b). L'Afrique sub-saharienne est aussi l'une des régions les plus exposées aux effets négatifs du changement climatique, principalement en raison de l'augmentation de la température, et l'une des plus vulnérables du fait de sa dépendance à l'égard de l'agriculture pluviale, de la forte variabilité de son climat et de la capacité limitée de ses institutions et de son économie à y répondre (Organisation des Nations Unies 2022a). L'estimation du climat futur à l'amont du bassin du Mouhoun reste incertaine (*e.g.* Biasutti 2013 ; Monerie et al. 2020), dans une zone de transition où les changements simulés de précipitations sont peu significatifs. La disponibilité en eau pourrait néanmoins se réduire (Sylla et al. 2018). La tendance vers des événements pluvieux moins fréquents mais plus intenses est susceptible d'avoir un impact négatif sur les ressources en eau et de produire des événements de ruissellement et d'inondation plus intenses (Panthou et al. 2018) qui pourraient détériorer la recharge du système aquifère (Kouanda 2019). Des études locales plus approfondies sont attendues sur le sujet.

### 4.3 Aménagements anthropiques des plaines alluviales : quels impacts hydrodynamiques sur les zones humides ?

#### 4.3.1 Contexte et positionnement des travaux

Moins exotique et bien plus proche de Paris, la plaine alluviale de la Bassée m'occupe depuis bientôt une dizaine d'années. Je la fréquente même depuis plus de vingt ans si je tiens compte de mes activités d'enseignement. Ma première rencontre avec les gravières caractéristiques du val de Seine a eu lieu à Vimpelles, à l'aval de la plaine où elles sont présentes en plus grand nombre, avec les étudiants de première année<sup>5</sup> alors que l'amont, autour de la confluence entre la Seine et l'Aube, a longtemps fait l'objet d'un stage pratique d'hydrologie et hydrogéologie pour les étudiants de quatrième année.

Ces premières informations nous orientent sur la localisation du site d'étude (Figure 4.6). Jusqu'à la confluence avec l'Yonne à Montereau, les alluvions de la Seine affleurent sur une superficie de 373 km<sup>2</sup>. S'y déploie une nappe libre et peu profonde, en moyenne 2 m sous la surface du sol, en connexion avec celle de la craie sous-jacente, formation puissante qui n'est cependant productive que sur les premières dizaines de mètres.

La **Bassée** est ainsi une plaine riche de sols alluviaux fertiles, d'un fort potentiel aquifère et de gisements de matériaux alluvionnaires. A l'amont, la Seine y développe un cours méandriforme et inonde encore largement la zone en période de crue, lui conférant un caractère humide d'un grand intérêt écologique dont la diversité des espèces et les milieux naturels remarquables, préservés notamment au sein de la **Réserve naturelle de la Bassée**, font foi. Depuis fort longtemps, ce territoire est cependant profondément transformé par les activités humaines, plus particulièrement depuis la seconde moitié du XX<sup>e</sup> siècle. En témoignent un paysage essentiellement agricole, parsemé sur plus de 8 % de sa surface de plans d'eau artificiels issus de l'extraction des graves, des forêts ripariennes morcelées, un cours d'eau rectifié et chenalisé à son aval, régulièrement entrecoupé d'écluses, qui ne submerge plus son lit majeur à l'aval de la plaine que lors de crues d'ampleur exceptionnelle. Façonnée par l'homme, la Bassée est en constante évolution. Les fonctions régulatrices de son corridor fluvial en ont été intimement altérées.

Il naît un besoin de restauration de la fonctionnalité des cours d'eau, de préservation des prairies humides et de la biodiversité locale, de protection des eaux souterraines, qu'il faut concilier avec des usages et des enjeux parfois conflictuels, aussi bien locaux que nationaux, qu'ils aient trait à la protection de l'agglomération parisienne contre les inondations, au transport fluvial, à l'approvisionnement en eau potable, en énergie ou en granulats. Ce territoire stratégique est par ailleurs aujourd'hui encore l'objet de plusieurs projets d'aménagement d'envergure, parmi lesquels celui visant à lui restaurer artificiellement ses capacités autrefois naturelles de rétention d'eau lors des crues (programme dirigé par l'**EPTB Seine Grands Lacs, SGL**). La prolongation du tronçon à grand gabarit de la Seine de Bray-sur-Seine à Nogent-sur-Seine est également à l'étude (projet des Voies Navigables de France, **VNF**). L'ensemble des acteurs de l'eau est désormais engagé dans l'élaboration d'un Schéma d'aménagement et de gestion des eaux (**SAGE de la Bassée-Voulzie**) visant à accorder les activités anthropiques avec une gestion équilibrée et durable de la ressource en eau.

Une connaissance plus approfondie de l'hydrosystème complexe de la Bassée et une quantification à l'échelle de la plaine des impacts des aménagements sur la ressource en eau est rendue nécessaire et fait l'objet de mes travaux. Dans ce cadre, ceux-ci se déclinent selon plusieurs axes : i) la caractérisation des forçages anthropiques, ii) la

5. Dans le cadre des enseignements de l'AST, ancêtre du GRE puis du LT103, si ingénieusement imaginés par un pédagogue hors pair, Jacques Thibiéroz

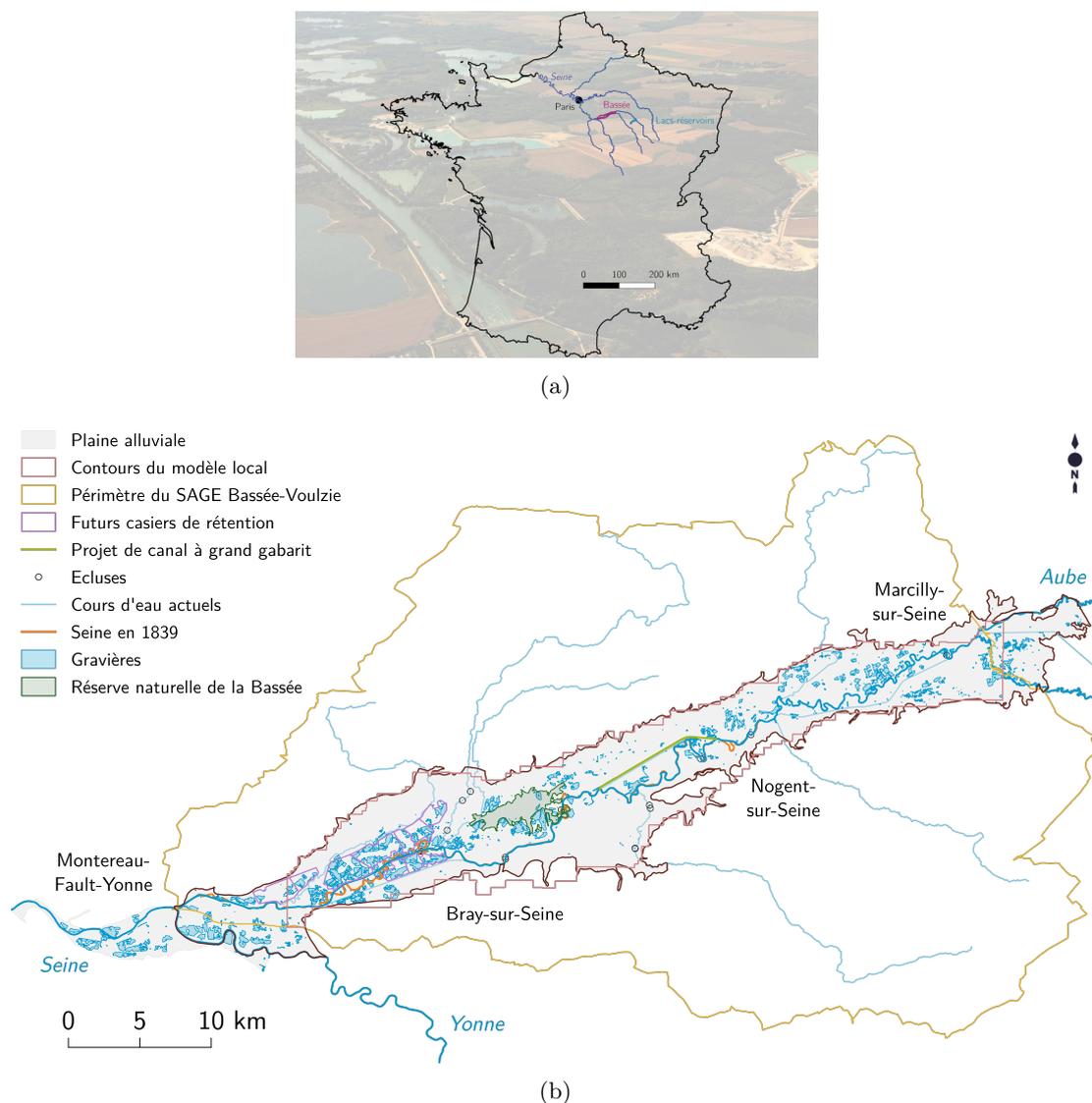


FIGURE 4.6 – La plaine alluviale de la Bassée : (a) localisation sur fond de vue aérienne (©VNF) et (b) principaux aménagements.

quantification de la réponse des eaux souterraines à ceux-ci, iii) l'apport du couplage entre données satellitaires, mesures *in situ* et modélisation pour une meilleure gestion de ces ressources à l'échelle de la plaine. J'ai développé chacun de ses thèmes grâce à deux programmes de recherche : le Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine (PIREN-Seine) et le programme de recherche scientifique spatiale TOSCA du CNES. Notons que le site d'étude dépend aussi de la Zone-atelier Seine.

Le PIREN-Seine s'est investi dans la zone d'étude dès son initiation, aboutissant à une première caractérisation du fonctionnement du « territoire Bassée » (Fustec et al. 2001). Les dernières phases du programme se sont attachées d'une part à poursuivre les efforts de reconstitution des aménagements de la Seine depuis le XIX<sup>e</sup> siècle et de leurs impacts sur l'évolution hydro-morphologique de la plaine d'inondation par une approche géohistorique (Steinmann et al. 2016 ; Eschbach et Lestel 2018 ; Resch et Lestel 2022). Couplant modèles et observations *in situ*, nous avons œuvré d'autre part à la

caractérisation de sa trajectoire hydrodynamique. Ces deux approches font chacune l'objet d'un groupe de travail au sein du collectif Bassée récemment initié, qui réunit chercheurs et acteurs pour discuter et valoriser conjointement les connaissances produites (Carré, Courbil et al. 2020 ; Carré, Deloménie et al. 2021). Les travaux que j'ai dirigés au sein du PIREN-Seine se sont structurés autour de la question majeure de l'évaluation des conséquences des forçages passés pour mieux anticiper les évolutions futures au regard des projets d'action envisagés. Ainsi a-t-il été déployé au cours de la phase 6 un réseau de surveillance hydrologique dont les mesures alimentent un modèle hydrogéologique de la plaine alluviale construit au cours de la phase 7 et mis en musique durant la phase 8.

Depuis le lancement du satellite de la mission d'altimétrie spatiale SWOT le 16 décembre 2022, un nouveau moyen de suivi des eaux continentales à la précision inégalée est mis à notre disposition. Nous en avons préparé la venue dans le cadre de l'expérience SPAWET, qui a visé à développer des outils d'interprétation des futures données altimétriques à différentes échelles spatiales du bassin de la Seine, tout en réfléchissant à leur pertinence et leurs limites, à partir de l'analyse comparative de trois modèles hydrologiques. Dans le secteur de la Bassée qui nous intéresse, nous en avons testé la faisabilité quant au futur suivi des variations spatio-temporelles des petits plans d'eau que sont les gravières (Ottlé et al. 2020) et examiné les potentialités qui découlent de cette vision d'ensemble d'une plaine artificialisée sur le plan de la gestion de ses ressources en eau. Les gravières les plus vastes auront en effet un rôle privilégié de témoin de l'état des ressources en eau dans le val de Seine.

J'ai travaillé sur le sujet avec des collègues de mon propre laboratoire dont Laurence Lestel & David Eschbach pour les aspects géohistoriques, Paul Passy pour la télédétection, Agnès Ducharne ainsi que Thomas Verbeke puis Imen Hassen, tous deux embauchés comme ingénieurs de recherche SPAWET. J'ai collaboré étroitement avec de nombreux chercheurs de l'École des Mines de Paris, Nicolas Flipo en tête, qui a été à l'origine du renouveau de la Bassée dans le PIREN-Seine, mais également avec Amer Mouhri, Fulvia Baratelli, Baptiste Labarthe, Nicolas Gallois, Sophie Guillon & Agnès Rivière. Le projet SPAWET a été coordonné par Catherine Ottlé et m'a donné l'occasion de correspondre avec quelques hydrologues d'HBAN, à savoir Charles Perrin et Alban de Lavenne. Organisant deux à trois campagnes de relevés par an, ce sont aussi plus d'une vingtaine de collaborateurs, étudiants, techniciens, thésards, ingénieurs de recherche, post-doctorants et chercheurs<sup>6</sup>, qui m'ont accompagnée sur le terrain, dont Romane Nespoulet à Metis. Grâce au collectif Bassée initié par Catherine Carré du LADYSS et à la cellule transfert du PIREN-Seine, j'échange régulièrement avec des acteurs locaux du territoire, dont Fabien Branger & Nila Souprayen-Cavery de la Réserve naturelle de la Bassée et Eric Bonnot du SDDEA, animateur du SAGE de la Bassée-Voulzie. Enfin, j'ai encadré un grand nombre d'étudiants, de la Licence 3 pour des stages d'initiation à la recherche jusqu'au Master 2, dont les travaux sont détaillés dans la section suivante.

■ **Projet 4.3.1 — PIREN-Seine (2011-2023).** La Bassée, un projet de territoire à enjeux multi-échelles. *Phase 8.* Coordination Laurence Lestel, Metis. 2020-2023  
Trajectoires et extrêmes hydro-thermiques. *Phase 8.* Coordination Vincent Thieu, Metis & Agnès Rivière, Mines Paris. 2020-2023  
Fonctionnement sédimentaire, morphologique, hydrologique et thermique des corridors hydro-écologiques. *Phase 7.* Coordination Agnès Rivière, Mines Paris. 2015-2019  
Interfaces nappe-rivière. *Phase 6.* Coordination Nicolas Flipo, Mines Paris. 2011-2014 ■

■ **Projet 4.3.2 — SPAWET (2016-2019).** Space altimetry for water and energy transfers

6. Y compris des néophytes désireux de s'adonner à l'hydrogéologie

modeling. *Programme TOSCA, CNES*. Coordination Catherine Ottlé, LSCE. Collaboration LSCE, Metis, HBAN, Mines Paris. ■

### 4.3.2 Synthèse des travaux

#### Observatoire hydrologique de la Bassée

Les premiers repérages, auxquels j'ai participé, pour l'installation d'un dispositif de suivi en continu des eaux de surface et souterraine dans la plaine de la Bassée ont eu lieu dès 2013. En 2014, nous avons équipé<sup>7</sup> 11 sites le long de la Seine, de Troyes à Montereau-Fault-Yonne (Figure 4.7). Ceux-ci se présentent sous la forme d'un doublet, qui associe un piézomètre dans les alluvions et un point de suivi des eaux de surface, qu'elles soient gravières, Yonne, Vieille Seine ou bras mort ; au bord de la Seine et de l'Aube, les sites accueillent un piézomètre supplémentaire crépiné dans la craie pour former un triplet. Chaque point est équipé depuis 2015 d'un capteur de pression et de température, pour un enregistrement toutes les quinze minutes. Le système de surveillance est complété par plusieurs points de mesure de la pression atmosphérique. Je me charge du relevé et de l'entretien de ce dispositif deux à trois fois par an.



(a) Triplet Seine, alluvions, craie (T5S1)

(b) Point de suivi d'une gravière (T7G3e)

(c) Installation du dispositif de suivi en rivière (T4A1@Aube)

FIGURE 4.7 – Exemples de dispositifs de surveillance mis en place dans la plaine de la Bassée.

Après une collecte, quelque peu fastidieuse<sup>8</sup>, à partir des bases de données nationales (Météo France, Banque Hydro, **ADES**), auprès des partenaires locaux (Réserve nationale de la Bassée) et des établissements publics responsables des projets d'aménagement hydraulique de la plaine (VNF et SGL) puis traitement de l'information, j'ai constitué un réseau de près de 300 points d'observations météorologiques, hydrométriques et piézométriques (Figure 4.8) que je gère à l'aide de l'Observation Analysis Tool (**OAT**, Rossetto et al. 2018).

Nous n'avons pu exploiter que récemment cet éventail de données. J'en ai confié l'analyse préliminaire à des stagiaires du Master Hydrologie Hydrogéologie Géochimie environnementale (**HHGE**) de Sorbonne Université, dont *Adem – Il'yes Chader* en 2021. Nous avons commencé à caractériser spatialement les fluctuations saisonnières et interannuelles des niveaux d'eau dans l'hydrosystème de la Bassée, ainsi qu'à appliquer les techniques de l'analyse corrélatoire pour quantifier l'inertie des aquifères crayeux et alluvionnaire et le degré de dépendance entre les différentes entités. Les séries temporelles

7. Hormis les piézomètres, l'ensemble des installations a été réalisé par nos soins

8. La signature des conventions de partage des données s'est échelonnée de 2018 à 2021

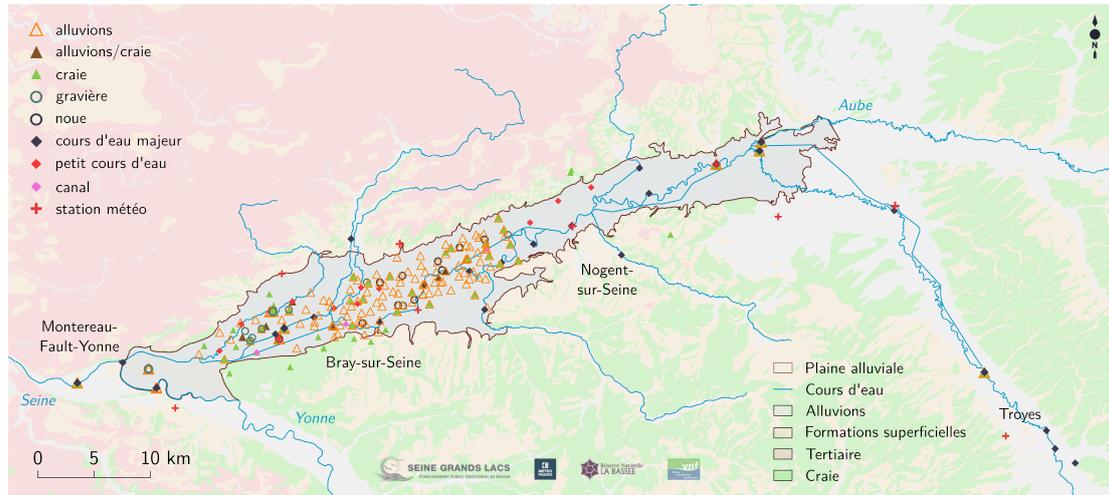


FIGURE 4.8 – Observatoire hydrologique de la Bassée : sont localisées sur le fond géologique départemental harmonisé au 1/50 000<sup>e</sup> les stations météorologiques, hydrologiques et hydrogéologiques.

apparaissent fortement corrélées dans la plaine alluviale. En particulier, les cotes des gravières fluctuent de concert avec celles des deux aquifères, révélant ainsi leur potentiel en tant qu'indicateur des ressources en eau. Au niveau des triplets, le sens des échanges entre cours d'eau et aquifères est souvent difficile à établir sur la base des hauteurs d'eau enregistrées, dont les différences se situent en général dans l'intervalle d'erreur de la mesure (Jost, Chader, Flipo, Baratelli et al. 2021). L'examen des chroniques de température est plus prometteur en ce sens et permet d'identifier par exemple des infiltrations de la Seine vers les nappes en montée de crue à l'amont de la plaine (Jost, Chader, Flipo, Mouhri et al. 2021).

J'ai par ailleurs exploré les possibilités offertes par le module python PASTAS récemment développé par Collenteur et al. 2019 dans le domaine de la modélisation des séries temporelles, qui consiste à déduire l'évolution de la charge hydraulique de celle de variables indépendantes de forçage, ici les précipitations et l'évapotranspiration enregistrées dans une station météorologique voisine. Leur combinaison non linéaire conduit à reproduire de façon satisfaisante les fluctuations observées, par exemple dans les gravières, quoique de façon plus incertaine en prédiction qu'un modèle tenant compte du forçage additionnel que constitue le débit de la Seine (Jost, Chader, Flipo, Mouhri et al. 2021). Ce premier aperçu du fonctionnement hydrodynamique de la plaine a été présenté par deux fois en conférences fin 2021 (Jost, Chader, Flipo, Baratelli et al. 2021 ; Jost, Chader, Flipo, Mouhri et al. 2021) mais il reste à consolider.

Dans le but d'y associer un fonctionnement biogéochimique, une série de cinq campagnes de mesure multi-traceur ont été organisées en période de basses eaux comme de hautes eaux entre mars 2017 et septembre 2021, sous la houlette de Fulvia Baratelli. Température, pH, concentration en oxygène dissous, conductivité électrique, concentration en ions majeurs et en nutriments, alcalinité, rapports isotopiques de l'eau et du carbone inorganique dissous, concentration en carbone organique dissous et propriétés optiques de la matière organique dissoute comptent parmi les variables mesurées lors de ces opérations ou analysées à leur suite. La classification fonctionnelle des campagnes d'échantillonnage selon des critères simples tels que le débit en rivière et la température de l'air doit aider à leur interprétation, en matière de caractérisation des chemins d'écoulement de l'eau entre compartiment souterrain et de surface et de fonctionnement

biogéochimique d'une grande plaine alluviale. Les résultats de ces travaux ont fait l'objet de synthèses annuelles (Baratelli, Parlanti, Varrault et al. 2017; Baratelli, Parlanti, Flipo et al. 2021; Guillon, Eschbach, Groleau et al. 2021) et de fin de phase (Baratelli, Parlanti, Garnier et al. 2023; Guillon, Eschbach, Baratelli et al. 2023) dans le cadre du PIREN-Seine et seront détaillés dans deux articles actuellement en cours de rédaction, l'un centré sur le corridor fluvial, le second sur les gravières et les bras morts.

#### Forçages passés et actuels

La Bassée est un site exemplaire pour l'étude de l'impact des activités humaines sur son fonctionnement hydrodynamique et ce d'autant plus qu'une mine d'informations est disponible pour reconstituer l'évolution de ces forçages au cours du temps (*cf.* Figure 4.6).

Mes efforts se sont d'abord portés sur les gravières. J'avais proposé un premier stage exploratoire sur le sujet à un étudiant de Master 1, *Yann Guého*. Nous nous sommes appuyés sur les relevés établis par Olga Schanen 1998 sur une dizaine de gravières de la Bassée pour proposer un premier exercice de modélisation avec MODFLOW de leur impact hydrodynamique à l'aval de la plaine après quelques tests préliminaires sur des cas d'école.

Le passage à l'échelle de l'ensemble de la Bassée a nécessité un recensement de tous les plans d'eau, dont l'évolution a été reconstituée de 1949 à nos jours sur la base des orthophotographies de l'IGN et des archives Landsat et Google Satellite librement accessibles. Ce travail a été effectué en partie par *Fanny Picourlat* lors de son stage de fin d'études sous ma direction (Picourlat et al. 2018). Compte tenu de l'évolution rapide du nombre d'excavations, je l'ai réactualisé deux ans plus tard avant que *Gurpreet Dass*<sup>9</sup> ne se charge de la dernière version en date de septembre 2020.

Encore rares en 1949, les gravières se sont multipliées à partir des années 1960, croissant à un rythme de croisière d'une trentaine d'hectares par an, avant une accélération au cours de la dernière décennie. Nous avons dénombré aujourd'hui plus de 1 000 plans d'eau éparpillés dans la plaine, couvrant un total d'environ 3 000 ha (Figure 4.6). Leur superficie individuelle varie de quelques centaines de mètres carrés à plusieurs dizaines d'hectares mais la plupart d'entre eux sont de petite taille (médiane inférieure à 1 ha). Seules 13 % des gravières dépassent la limite inférieure de détection attendue de l'instrument SWOT de 6 ha mais elles représentent près de 70 % de la superficie totale des lacs.

Ces lacs artificiels sont de nouveaux objets encore peu étudiés dans un paysage déjà très remanié au cours du siècle dernier. Outre les gravières, les changements d'occupation des sols les plus significatifs ont concerné la disparition des prairies humides dans les années 1970, essentiellement au profit des cultures céréalières intensives (Fustec et al. 2001) permises par l'expansion des carrières et la chenalisation de la Seine, à l'origine d'une diminution des débordements saisonniers du lit mineur (Baron et Piketty 2001; Hagemeyer et Klaphake 2008). Nous avons initialement envisagé de prendre en compte leur impact potentiel sur la recharge des nappes dans le cadre de la thèse de Gurpreet Dass mais son projet doctoral a dû être drastiquement simplifié.

Nous avons identifié un second facteur humain d'importance susceptible d'altérer à long terme le fonctionnement hydrodynamique du secteur d'étude, à savoir les aménagements des cours d'eau, principalement conçus au fil des siècles pour faciliter la navigation sur la Seine. L'étude de cartes anciennes a permis à l'équipe d'ArchiSeine pilotée par Laurence Lestel (Lestel et al. 2018) d'en reconstruire l'historique depuis 1839 (Steinmann

---

9. Gurpreet Dass a par la suite abandonné la thèse qu'elle préparait sous la co-direction d'Agnès Ducharne et de moi-même

et al. 2016) et d'en quantifier les transformations subies (Eschbach et Lestel 2018). Les travaux d'aménagement ont d'abord consisté en l'arasement de seuils et de hauts-fonds et en la mise en place d'écluses et de barrages puis se sont matérialisés au cours de la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle par le creusement de canaux de dérivation et la construction d'ouvrages de protection des berges, avant de s'intensifier dans les années 1970 avec des rescindements de boucles de méandres, les curages et reprofilage des berges pour la chenalisation à grand gabarit. Sur le plan vertical, ils ont conduit progressivement au réhaussement de la ligne d'eau à l'étiage alors que le lit s'approfondissait en parallèle ; sur le plan horizontal, à une simplification du tracé du fleuve. Notons qu'en amont du bassin ont été également construits les lacs-réservoirs Seine et Aube, respectivement en 1966 et 1990. L'ensemble de ces modifications a profondément affecté tant le fonctionnement hydrologique que morphologique de la Seine.

Je ne peux enfin traiter de l'impact des activités humaines sur la ressource en eau sans évoquer les prélèvements directs d'eau souterraine. Le gîte aquifère de la Bassée a été identifié depuis longtemps comme une réserve d'eau stratégique en région parisienne, à l'origine des études approfondies menées dans les années 1960 par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) avec le concours de la Ville de Paris (Mégnyen et al. 1965). Des acquisitions foncières ont d'ailleurs été réalisées par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie (AESN) en vue de préserver cette ressource potentielle. Aujourd'hui, les pompages annuels captent, très majoritairement dans la partie supérieure de l'aquifère de la craie, un volume de près de 10 millions de m<sup>3</sup> d'après la Banque nationale des prélèvements quantitatifs en eau (BNPE) pour l'année 2018. Ces prélèvements souterrains couvrent des besoins industriels (38 %), d'alimentation en eau potable (35 %) et d'irrigation (27 %).

### Modélisation

L'essentiel du travail entrepris a trait au développement d'un modèle hydrogéologique de la plaine de la Bassée, incluant les aquifères de la craie et des alluvions (Figure 4.8). Nous nous sommes inscrits pour ce faire dans la lignée des travaux de thèse de Baptiste Labarthe 2016 qui en ont constitué le point de départ et ont fourni en particulier le champ de transmissivité de la couche alluvionnaire obtenu grâce à une procédure d'inversion. Nous avons utilisé la plate-forme de modélisation modulable CAWAQS, décrite au chapitre 3.4.1 (page 83), qui est l'un des modèles phares développés dans le cadre du PIREN-Seine. Nous avons choisi une approche de modélisation emboîtée dans laquelle notre modèle local tire ses conditions aux limites et termes puits/sources du modèle régional du bassin versant de la Seine développé par nos partenaires de Mines Paris (Flipo, Gallois et Schuite 2023, dans sa version la plus récente). La construction du modèle local est le fruit de trois stages successifs que j'ai supervisés au niveau Master : Shuaitao Wang en a créé la toute première version en 2016 (S. Wang, Jost et al. 2016 ; Jost, S. Wang, Labarthe et al. 2017) que Fanny Picourlat a largement consolidée (Picourlat et al. 2018) et fait évoluer en 2018 avant de céder la main à *François Colleoni* en 2019 (Jost, S. Wang, Picourlat et al. 2019). Gurpreet Dass en a assuré la mise à jour en 2022 (Dass, Jost, Eschbach et al. 2022). Le lecteur curieux des détails du modèle pourra se référer aux rapports annuels et de synthèse du PIREN-Seine, tous disponibles sur le site web du programme.

Deux types de simulation ont été conduits : i) en régime transitoire pour la période courant d'août 1993 à juillet 2018 et ii) en régime permanent pour des conditions de basses eaux correspondant au mois de septembre, moyennées entre 1995 et 2019. Le premier jeu de simulations, conçu par mes trois stagiaires successifs, a eu pour objectif

d'étudier plus spécifiquement l'impact hydrodynamique des quelques 400 gravières retenues dans l'emprise du modèle grâce au module de lac nouvellement validé et opérationnel (chapitre 3.4.1). Dans un second temps, toutes les données retraçant l'historique des grands aménagements du territoire décrit précédemment ont été tour à tour intégrées dans le modèle, dans une approche rétrospective de reconstitution des écoulements dans la plaine à chaque étape représentative de son évolution, en commençant par la ligne d'eau de la Seine méandrique de 1839, puis en introduisant les gravières, la Seine artificielle actuelle et enfin les prélèvements, soit un total de quatre simulations mises en œuvre par Gurpreet Dass pour une situation d'étiage.

### Résultats significatifs

Je résume ici quelques-uns des résultats clés de la modélisation. Ils ont été présentés en conférence au fur et à mesure de l'avancement des travaux (Jost, S. Wang, Labarthe et al. 2016 ; Jost, Verbeke et al. 2020 ; Dass, Jost et Ducharne 2022a ; Dass, Jost et Ducharne 2022b ; Jost, Dass et al. 2023) et détaillés dans les textes de synthèse régulièrement produits pour le PIREN-Seine. Je travaille actuellement à leur publication dans des revues d'audience internationale<sup>10</sup>.

Si l'étude de l'impact hydrodynamique d'une future carrière alluvionnaire en préalable à son ouverture est chose courante, la littérature scientifique est en revanche peu prolixe dès qu'il s'agit de prédire les impacts cumulés d'une multitude d'entre elles (*e.g.* Bessière et al. 2013) et les travaux que j'ai initiés sont en ce sens tout à fait pionniers. L'approche par modélisation offre la possibilité de quantifier les flux entre gravières et aquifères à l'échelle de l'ensemble de la plaine et de simuler les fluctuations de la cote des gravières en réponse aux forçages appliqués. Nous montrons ainsi qu'en moyenne annuelle, les précipitations ne représentent qu'un cinquième de l'alimentation des gravières, l'essentiel du flux entrant étant assuré par les nappes, dont celle de la craie pour les deux tiers (Figure 4.9). Ceci souligne l'importance de considérer l'emboîtement de la plaine alluviale dans son système hydrogéologique régional compte tenu de la prépondérance du soutien assuré par l'aquifère régional. A l'équilibre, les gravières réalimentent, à part égale aux entrées, leurs exutoires qui sont de nouveau en tête l'aquifère de la craie, celui des alluvions, associés à un flux évaporatoire conséquent. Notons que nous avons considéré que le ruissellement en entrée et les débordements en sortie étaient négligeables par rapport aux autres termes du bilan.

L'évaporation moyenne  $E$  sur les gravières pendant la période d'août 1995 à juillet 2020 est estimée à  $741 \text{ mm an}^{-1}$  dans l'emprise et à la résolution du modèle local de la Bassée. Cette valeur est supérieure à celle des hauteurs de pluie  $P$  précipitées sur les mêmes surfaces d'eau, égale à  $697 \text{ mm an}^{-1}$ . Le déficit d'alimentation est d'autant plus grand comparativement à la recharge des surfaces, essentiellement agricoles, que les gravières grignotent peu à peu, où elle est estimée à  $243 \text{ mm an}^{-1}$  par le module de surface du modèle régional à l'échelle de la plaine modélisée. Soit un déficit d'alimentation de 6,2 millions de  $\text{m}^3 \text{ an}^{-1}$ , *i.e.* une baisse d'environ 8 % de la recharge annuelle, pour le système aquifère à cause des lacs de gravière (Flipo, Jost et al. 2023). Ce déficit se répercute au niveau de l'exutoire principal que constitue la Seine, essentiellement du fait d'une évaporation s'exerçant sur les étendues d'eau libre supérieure à l'évapotranspiration réelle des mêmes surfaces avant extraction des granulats. Ce résultat vient corroborer les conclusions généralement tirées de l'étude du bilan hydrologique des plans d'eau de faibles extension et profondeur, qu'ils soient ou non artificiels (Reis et al. 2006 ; Saplairoles et al. 2007 ; Mollema et Antonellini 2016, *e.g.*), bien que cela dépende des

10. Qui attendront encore un peu parce qu'il était temps que je fasse des trois lettres ma priorité

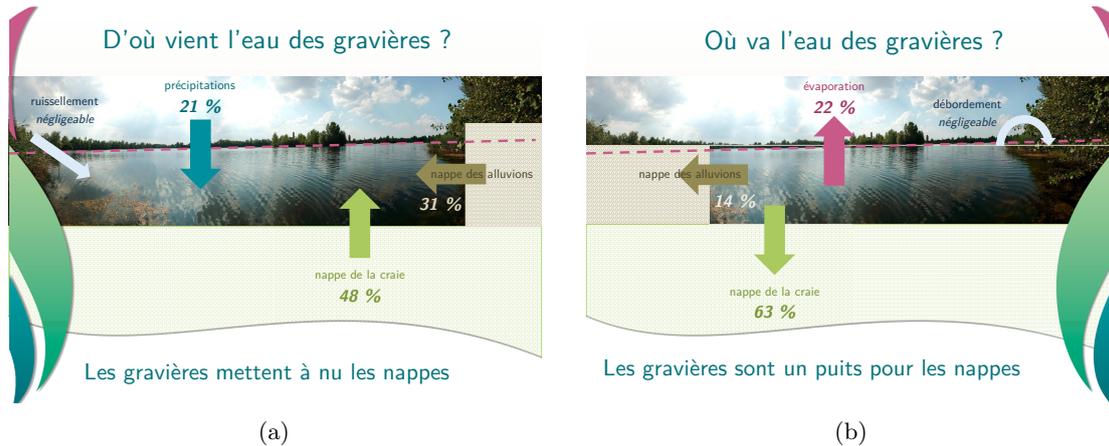


FIGURE 4.9 – Figures pédagogiques présentées à l’occasion d’une rencontre avec le grand public pour la manifestation des 20 ans de la Réserve naturelle de la Bassée, le 10 septembre 2022.

conditions initiales d’occupation du sol et du climat. Ainsi, malgré leur petite taille, les gravières sont-elles une composante non négligeable d’évaporation directe de l’eau depuis les lacs (Zhan et al. 2019 ; Zhao, Y. Li et al. 2022), qu’il convient de répertorier.

Des précisions relatives à l’estimation de l’évaporation des plans d’eau sont ici nécessaires, d’autant plus que ce sujet suscite aujourd’hui quelques débats dans la communauté. L’évaporation des gravières a été calculée dans un premier temps dans LIBWET à l’aide de l’équation de Penman 1948 pour les surfaces d’eau libre, à partir des variables atmosphériques SAFRAN (Système d’Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie). Ce même jeu de données est utilisé par le modèle régional du bassin versant de la Seine pour la résolution du bilan hydrologique et fournit de même les quantités précipitées sur les gravières. Pour plus de souplesse, Thomas Verbeke a par la suite codé la possibilité de renseigner dans le module de lac une évaporation calculée de façon indépendante. En effet, le choix de la méthode d’estimation indirecte la plus appropriée pour un site d’étude donné est souvent difficile. Nous nous sommes alors lancées en compagnie d’Imen Hassen, l’ingénieur de recherche qui a succédé à Thomas Verbeke, dans l’étude comparative d’une dizaine d’équations, appartenant aux différentes catégories de méthodes fondées sur le calcul du bilan d’énergie, le concept de transfert de masse ou la combinaison des deux, auxquelles nous avons adjoint un modèle physique déterministe, FLAKE (Freshwater Lake model, Mironov 2008), choisi comme référence faute de mesures *in situ* et désormais utilisé dans la chaîne de modélisation de la Bassée (Flipo, Jost et al. 2023). Ce travail a été réalisé en collaboration avec Catherine Ottlé dans le cadre du projet SPAWET. Une publication sera bientôt soumise. La Figure 4.10 en est un extrait. Elle illustre des divergences significatives dans l’estimation de l’évaporation entre les méthodes et ainsi, à quel point l’utilisation d’une seule formule empirique peut être source d’incertitudes.

Si le bilan s’équilibre sur la période d’étude, ces chiffres moyens masquent cependant des situations hydrologiques contrastées d’une année à l’autre. Les aquifères sont ainsi très sollicités pendant les années sèches, telles que 1995-1996 ou 2005-2006, avec une hausse notable de leur contribution, notamment de la part des alluvions. En années hydrologiques plus humides en revanche, par exemple de 1998 à 2001, le sens moyen annuel des échanges peut s’inverser, des gravières vers les nappes. D’autre part, à l’échelle d’une année moyenne interannuelle (Figure 4.11), la saison estivale est également propice

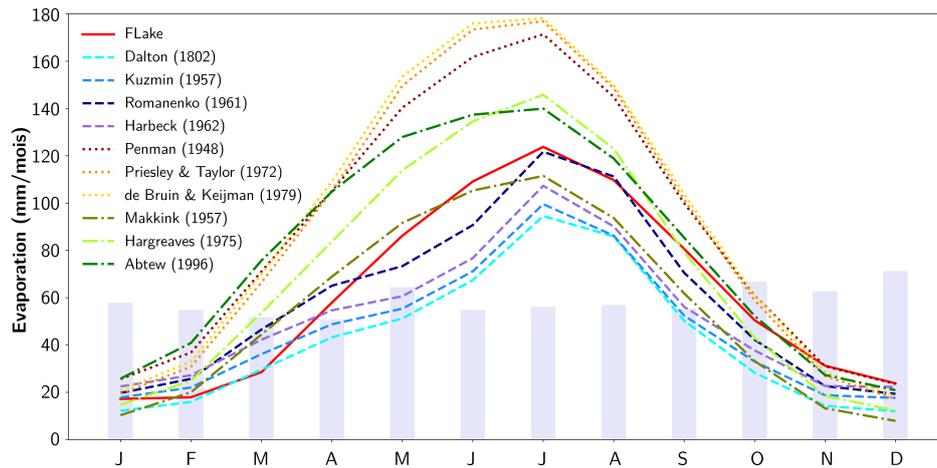


FIGURE 4.10 – Estimations de l'évaporation moyenne mensuelle interannuelle de l'eau libre avec différents modèles (août 1995 - juillet 2020) pour les gravières de la Bassée. Est également présenté l'histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuelles sur la même période d'après les réanalyses SAFRAN.

au drainage des aquifères par les gravières. Ce drainage se poursuit en automne, au début de l'année hydrologique, contribuant au stockage d'eau dans les gravières. Au cœur de l'hiver, à la faveur de pluies redevenues efficaces, les gravières sont en mesure d'alimenter les aquifères. Consécutivement, elles perdent en volume dès le printemps<sup>11</sup>.

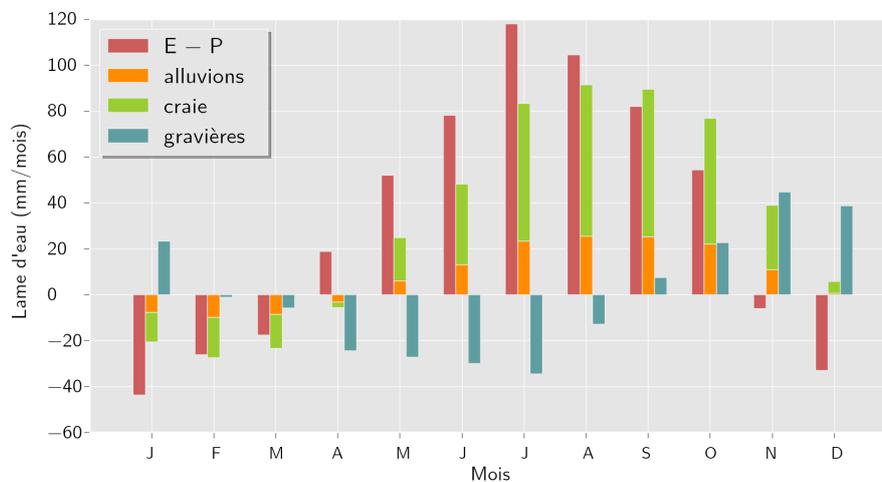


FIGURE 4.11 – Bilan hydrologique des gravières de la plaine de la Bassée (Jost, S. Wang, Labarthe et al. 2017) : moyennes mensuelles interannuelles (1995-2010) exprimées en lame d'eau. Sont représentés la différence entre évaporation et précipitation ( $E - P$ ), les apports nets issus des nappes des alluvions et de la craie, les variations de stock dans l'ensemble des gravières.

Le bilan général que je viens de présenter a été établi pour une situation de faible niveau de colmatage des gravières, que laisse présager l'analyse des chroniques piézométriques et des fluctuations de la cote des gravières, qui témoigne d'un équilibre entre les

11. Il peut apparaître quelque incohérence entre les valeurs présentées d'un paragraphe à l'autre, qui ont été acquises avec différentes versions du modèle, au gré de ses mises à jour et de ses améliorations depuis 2016

entités (*cf.* page 114). Nous avons ainsi choisi une même conductance spécifique<sup>12</sup> du lit et des berges pour toutes les gravières égale à la valeur moyenne déduite des travaux de Schanen et al. 1998. Le travail a cependant été consolidé par des analyses de sensibilité à la valeur de la conductance, qui régule les échanges entre les lacs de gravière et leurs nappes d'accompagnement et dont dépend le marnage (Jost, S. Wang, Verbeke et al. 2023). Fanny Picourlat a notamment appliqué l'hypothèse selon laquelle les gravières étaient d'autant plus colmatées qu'elles étaient âgées (Picourlat et al. 2018) alors que Gurpreet Dass a voulu tester un colmatage différentiel, guidé par le sens d'écoulement de l'eau et ainsi plus marqué à l'aval (Dass, Jost et Ducharne 2022b). La moindre intensité des échanges entre nappes et gravières au fur et à mesure du vieillissement de ces dernières n'est probablement pas sans conséquence du point de vue des flux de matières qui les accompagnent. Elle reste néanmoins à confirmer et également dépendante des propriétés hydrodynamiques des aquifères au voisinage du plan d'eau (Jost, S. Wang, Picourlat et al. 2019). En ce sens, l'altimétrie satellitaire SWOT, en offrant une vision d'ensemble des amplitudes de variation du niveau d'eau dans les gravières dans le temps et l'espace, sera à même de nous éclairer sur ce point.

Lors du travail préparatoire à la mission satellitaire, diverses séries temporelles d'observations synthétiques ont été générées sur les gravières à l'aide du simulateur simplifié à grande échelle du CNES. Pour ces petits objets, l'erreur prédite sur l'altitude des eaux de surface a été estimée à plusieurs centimètres. Un exemple est donné dans la Figure 4.12 pour l'une des gravières que nous avons instrumentée dans la plaine de la Bassée. Les altitudes prédites par le simulateur y sont comparées aux hauteurs d'eau réelles, ici exprimées en cote NGF. Elles montrent que l'information satellitaire sera très précieuse pour surveiller ces annexes hydrauliques. Il semblerait d'ailleurs qu'elle soit encore de meilleure qualité qu'initialement prévu<sup>13</sup> !

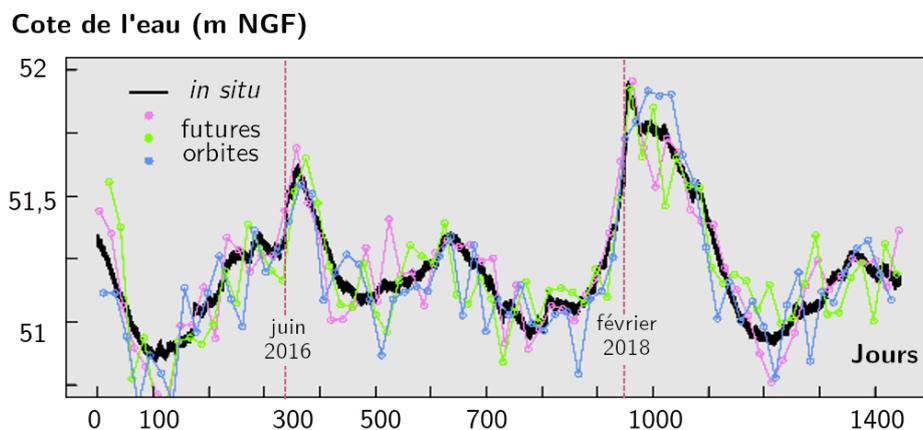


FIGURE 4.12 – Evolution journalière de l'altitude de la surface de l'eau calculée pour la gravière T6G2 sur une période de quatre ans (2015-2019). Les 3 orbites échantillonnant la gravière sont tracées dans des couleurs différentes et comparées aux mesures *in situ*. D'après Otlé et al. 2020.

Du côté des cotes piézométriques des nappes alluvionnaire et crayeuse, l'introduction d'un grand nombre de plans d'eau dans la plaine se traduit d'après le modèle par des baisses piézométriques modérées, de l'ordre de la dizaine de centimètres en moyenne. Elles s'étendent à leur amont hydraulique, se propagent jusqu'aux limites de la plaine,

12. Pour mémoire, le terme est défini au chapitre 3.4.1

13. <https://presse.cnes.fr/>

concernant tout autant l'aval de la Bassée que l'amont, principalement en rive droite (Jost, S. Wang, Labarthe et al. 2017 ; Dass, Jost, Eschbach et al. 2022). Les contributions respectives de la restructuration du chevelu hydrographique et des pompages ont par la suite également été estimées grâce à la réalisation de simulations successives isolant chaque facteur dans des conditions de climat et d'étiage constantes. Il en ressort un effet dominant des nombreux aménagements réalisés sur le linéaire de la Seine depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, qui contribuent à une hausse générale des niveaux piézométriques simulés dans les alluvions de l'ordre de 1,5 m par rapport à 1839, masquant largement la tendance à la baisse sus-citée générée par l'activité d'extraction des sables et graviers (~15 cm) et celle, plus minime encore résultant des pompages. Le travail de confrontation aux observations disponibles est à achever avant que je ne publie ces résultats. Celles datant de 1965 (Mégnyen et al. 1965) sont intéressantes car précédant la mise en route des barrages-réservoirs, la mise à grand gabarit et la création de la plupart des gravières, elles nous permettront de juger sur pièce des variations occasionnées par les plus récents aménagements de la plaine au regard de la situation actuelle.

**Master 4.3.1 — Oumbarek Sana (2022).** *Analyse des chroniques de niveau d'eau dans la Réserve naturelle de la Bassée.* Sorbonne Université. Stage de Master 1 (2 mois)

**Master 4.3.2 — Chader Adem-Ilyes (2021).** *Analyse de séries temporelles piézométriques pour l'évaluation quantitative des interactions entre eaux souterraines et de surface – Application à la Bassée.* Sorbonne Université. Stage de Master 2 financé par le PIREN-Seine (6 mois)

**Master 4.3.3 — N'Goran Rebecca (2020).** *Analyse de données pour l'étude du fonctionnement hydrodynamique de la plaine de la Bassée.* Sorbonne Université. Stage de Master 1 (2 mois)

**Master 4.3.4 — Colleoni François (2019).** *Etude du fonctionnement hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée : apport des observations multi-échelles à la modélisation.* Sorbonne Université. Stage de 2<sup>e</sup> année d'école d'ingénieur financé par le Programme TOSCA-CNES, CNRS (3 mois et demi)

**Master 4.3.5 — Picourlat Fanny (2018).** *Le suivi des gravières peut-il nous renseigner sur l'état des ressources en eau dans les plaines alluviales ? Etude de cas dans la Bassée.* Sorbonne Université. Stage de Master 2 financé par le Programme TOSCA-CNES, CNRS (6 mois)

**Master 4.3.6 — Wang Shuaitao (2016).** *Création d'un module de simulation des interactions gravières-aquifères et application à la plaine alluviale de la Bassée.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage financé par le PIREN-Seine (6 mois)

**Master 4.3.7 — Pointeaux Florian (2015).** *Contribution spatiale et temporelle des eaux souterraines à l'évapotranspiration : essai de modélisation et application à la Bassée.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage de Master 1 (2 mois)

**Master 4.3.8 — Guého Yann (2014).** *Impacts des gravières sur les écoulements souterrains dans une plaine alluviale.* Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Stage de Master 1 financé par le PIREN-Seine (3 mois)

**Perspectives 4.2** A court terme, dans la lignée des travaux actuels, les prochaines étapes sont les suivantes :

i) Maintenant que nous avons à notre disposition les chroniques de près de 200 piézomètres, majoritairement dans l'aquifère des alluvions, couvrant des intervalles de temps qui s'échelonnent de 2 à 8 ans pour la plupart, à l'exception de quelques séries de la base ADES remontant jusqu'aux années 1970, nous pouvons envisager sereinement l'estimation des paramètres hydrodynamiques du modèle à l'échelle locale, dont les coefficients d'emmagasinement nécessaires à la simulation transitoire. Ceux-ci relevaient jusqu'à présent du modèle régional de résolution plus grossière. J'aimerais pour ce faire mettre en œuvre des méthodes algorithmiques modernes et robustes d'optimisation, telles que disponibles dans la suite logicielle PEST, indispensables pour quantifier les incertitudes associées aux estimations et ce en particulier, dans la perspective à plus long terme de se projeter à l'horizon 2100 (chapitre 4.5). J'imagine créer un « PYWAQS », interface de couplage entre le logiciel PEST et le modèle CAWAQS, sur le modèle de PYMARTHE, librairie développée en python par Ryma Aissat 2021 pour le modèle MARTHE du BRGM. Le travail pourrait d'ailleurs se faire en collaboration avec Alexandre Pryet de l'ENSEGID, qui a encadré la thèse de Ryma Aissat 2021 et a déjà travaillé avec CAWAQS (Pryet et al. 2015). J'ai néanmoins besoin pour cela d'un étudiant-ingénieur en quête d'un stage de fin d'études, débrouillard en python et à l'aise avec les concepts mathématiques d'optimisation, perle plutôt rare sur laquelle je n'ai pas réussi à mettre la main jusqu'à présent.

ii) Une fois le modèle opérationnel en régime transitoire, je pourrai envisager une valorisation supplémentaire du travail accompli relatif à la dynamique des gravières, me demandant dans quelle mesure le suivi de leurs fluctuations peut nous renseigner sur l'état des ressources en eau dans la plaine. Il me reste à identifier de façon plus systématique par le biais d'une analyse statistique les facteurs prépondérants qui régissent le marnage des plans d'eau parmi ceux déjà explorés dans les études de cas synthétiques que j'ai menées (Jost, S. Wang, Verbeke et al. 2023) et relatifs aux propriétés hydrodynamiques, à la géométrie des gravières et aux paramètres météorologiques. C'est une entreprise utile préalablement à l'étape d'assimilation des hauteurs d'eau dans les lacs de gravière délivrées par le satellite SWOT (chapitre 4.5). En prévision de leur utilisation, j'envisage aussi deux campagnes de mesures instantanées par GPS des cotes de l'eau d'un nombre maximum de gravières, au cours des basses eaux de septembre 2024 ou 2025 puis au début de l'année suivante pour les hautes eaux.

iii) Je me suis penchée jusqu'à présent sur les conditions d'étiage mais n'exclus pas de m'intéresser aux impacts combinés des gravières et ouvrages hydrauliques sur les nappes en période de hautes eaux. En effet, autant les aménagements de type grand gabarit ont peu d'influence sur la ligne d'eau à l'étiage, autant contribuent-ils à sa baisse sensible en lit mineur (e.g. SAFEGE 2011) se traduisant par une diminution de la fréquence et des zones d'expansion des inondations qui a favorisé la mise en culture des pâturages préexistants (Baron et Piketty 2001). De même, la mise en service des barrages-réservoirs a dû atténuer notablement les excès du fleuve. Dans la mesure où des profils en long ont pu être reconstitués pour quelques crues historiques

(*i.e.* 1910, 1955 et 1982 SAFEGE 2011), des simulations dans ces configurations sont envisageables. Dans un premier temps, je projette de proposer un stage de Master 1 à l'un de nos étudiants de la prochaine promotion visant à débroussailler le sujet, c'est-à-dire à rassembler, compiler et analyser les données disponibles et pour les séries les plus longues, à tenter de les mettre en relation avec les dates clés de mise en service des aménagements.

iv) Enfin si mon emploi du temps me le permet, il ne me semblerait pas inutile de m'atteler à l'écriture d'un article de synthèse passant en revue l'influence sur l'hydrodynamique souterraine de la grande diversité des aménagements qui régulent les cours d'eau, faute d'avoir pu asseoir ma réflexion sur une telle compilation lors de l'élaboration de ces travaux. L'analyse détaillée de cas d'étude tirés de la littérature nous aiderait à dresser un état des lieux de la façon dont les ouvrages hydrauliques bousculent l'équilibre des nappes d'eau souterraine et ce, dans un contexte où l'on s'interroge sur le bienfondé de la suppression ou de l'aménagement des ouvrages existants pour favoriser le retour au bon état écologique des milieux aquatiques. ■

## 4.4 Héritage minier : quels enjeux liés à l'évolution des systèmes d'écoulement souterrain ?

### 4.4.1 Contexte et positionnement des travaux

Les anciennes mines d'uranium françaises sont le troisième « terrain » sur lequel je me suis penchée, sur sollicitation de ma collègue Valérie Plagnes du laboratoire Metis. De retour du Canada où elle avait travaillé quelques années chez Orano Mining, elle a naturellement poursuivi dans cette voie en montant une convention de recherche avec Michaël Descostes du département R&D de ce groupe industriel, également soutenue par le département de l'Après-Mines France (AMF).

Avec la fermeture progressive des mines d'uranium en France, la dernière en 2001, une partie de l'activité s'est reconvertie dans le domaine de la gestion et de la surveillance des anciens sites uranifères, pour garantir l'absence d'impact sanitaire et réduire l'empreinte environnementale, en conformité avec les exigences réglementaires. Les activités minières génèrent en effet une grande quantité de déchets, résidus issus du traitement et stériles stockés dans les anciennes mines à ciel ouvert, dans des verses prévues à cet effet ou encore entreposés en surface sous forme de haldes. Ces déchets sont généralement associés à la présence de minéraux sulfureux dont l'oxydation génère des effluents acides, souvent chargés en métaux et métalloïdes ou en éléments radioactifs descendants de l'uranium, autant de contaminants que l'eau peut véhiculer dans l'environnement (*e.g.* Akcil et Koldas 2006). Le réaménagement des sites miniers doit répondre en particulier à ces enjeux de gestion de l'eau dans les stockages de stériles et résidus miniers (Figure 4.13). S'il est aujourd'hui pensé dès la phase d'exploration et de développement du projet et en fait désormais partie intégrante, il peut évoluer tout au long du cycle de vie de la mine, en accord avec les attentes des autorités et des parties prenantes locales et afin de s'adapter aux progrès technologiques et aux éventuelles modifications des conditions du site, notamment celles liées au changement climatique (Anawar 2015). Il s'inscrit de fait dans le temps long compte tenu de la persistance de phénomènes tels que le drainage minier acide (Nordstrom 2009).

Dans ce contexte, nos efforts de recherche visent principalement à cerner le **fonctionnement hydrodynamique d'anciens sites miniers uranifères, à différentes échelles spatiales, afin d'identifier les chemins d'écoulement de l'eau, d'accéder aux conditions de saturation qui contrôlent la réactivité du milieu et de tester *in fine* des scénarios de gestion responsable installés dans la durée.** La nécessité d'une vision sur le long terme, tenant compte du changement climatique, impose une approche de modélisation, s'appuyant sur le suivi environnemental post-exploitation et l'acquisition journalière complémentaire de solides jeux de données.

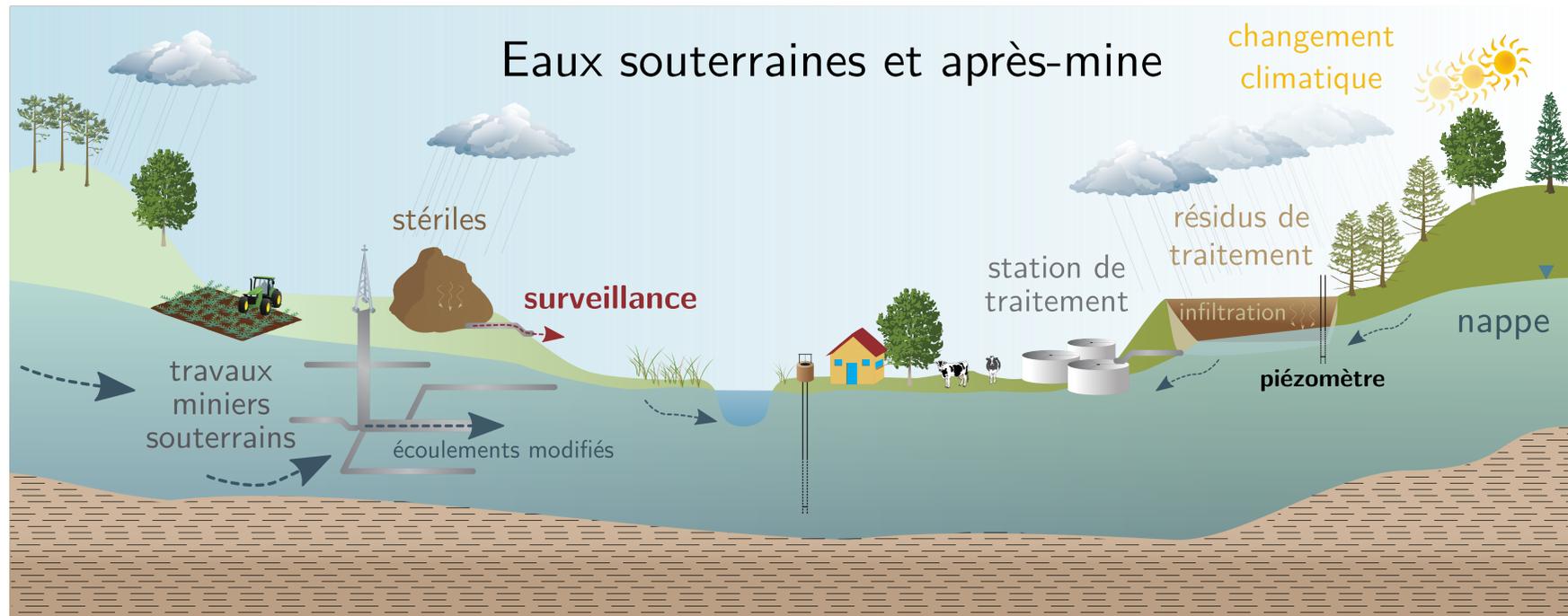


FIGURE 4.13 – Schéma bilan illustrant les enjeux liés à l'eau dans le domaine de l'après-mine. Inspiré de GEODERIS.

Nous avons jusqu'à présent sélectionné trois sites d'étude suivis par l'AMF (Figure 4.14), représentatifs des principaux types de stockage des déchets solides miniers et ainsi de différentes modalités d'écoulement en leur sein. Nos modèles sont développés sur ces cas bien documentés, en adaptant les méthodes au contexte géologique et à la nature variable de chaque site : i) modélisation des écoulements à l'aide de MODFLOW (Harbaugh 2005) dans l'aquifère principal du site de Bertholène (Aveyron) pour l'analyse de la fiabilité des possibilités de réaménagement de ce site affecté d'un drainage minier acide, ii) modélisation en milieu non saturé avec HYDRUS (Šimůnek et al. 2008) à l'échelle d'un tas de résidus ayant subi une lixiviation statique au Cellier (Lozère) et iii) modélisation emboîtée pluie-débit des différents pôles d'eaux contribuant au rejet du stockage sous couverture solide de l'ancienne mine de Bellezane (Haute-Vienne) utilisant le logiciel GOLDSIM (GoldSim Technology Group LLC 2017).

Maxime Florent, fraîchement diplômé de notre Master Hydrologie Hydrogéologie, a été embauché en 2017 pour travailler sur le site de Bertholène. Après avoir compilé et analysé les données disponibles, il a rapidement disparu, laissant la place à *Pierre L'Hermite*, qui a assuré le suivi du dispositif de mesures sur site, poursuivi l'analyse des données acquises et synthétisé le fonctionnement hydrodynamique du stockage à l'aide d'un modèle hydrogéologique utilisé pour interroger des scénarios d'adaptation possible des aménagements (L'Hermite, Plagnes, Jost et Florent 2020). Pierre L'Hermite a publié par la suite ces travaux (L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022) dans le cadre de la thèse financée par Orano qu'il a démarrée en 2020 sous ma co-direction et celle de Valérie Plagnes et soutenue fin 2023.

Outre le soutien d'Orano Mining, nous avons obtenu pour mener ces travaux trois ans de financement de la part du CNRS grâce au programme **NEEDS** (Nucléaire : Energie, Environnement, Déchets, Société) d'appui à la recherche fondamentale dans les domaines d'intérêt pour l'énergie nucléaire. Ils nous ont permis de recruter successivement trois stagiaires de niveau Master 2 dédiés au site du Cellier : *Ahmeda Ouedraogo* qui a construit en pleine période de confinement le premier modèle d'écoulement de l'un des terrils du Cellier faisant l'objet d'une première publication de notre équipe (Ouedraogo et al. 2022), suivi de Romain Biennais en 2021 qui s'est attelé à la caractérisation géophysique du même tas de résidus sous la houlette de nos collègues spécialistes des tomographies électrique et sismique puis de *Yifan Wang* en 2022 chargé de poursuivre le développement du modèle hydrogéologique en intégrant les données hydrométriques, granulométriques et géophysiques nouvellement acquises sur site. Pierre L'Hermite a alors soumis une seconde publication sur le sujet (L'Hermite, Jost et al. 2024).

Enfin plus récemment, un quatrième stagiaire de Master 2, *Wilfredo Puelles Ramirez*, est venu nous épauler dans la construction du modèle consacré à l'ancienne mine de Bellezane qui a fait aussi l'objet du troisième volet de la thèse de Pierre L'Hermite. Wilfredo Puelles Ramirez reprend le flambeau et devrait démarrer bientôt une nouvelle thèse dans le domaine de l'après-mine (abordée dans les perspectives ci-après, page 131).

■ **Projet 4.4.1 — Modélisation des écoulements dans des sites de stockage de résidus miniers (2017-2023).** *Convention ORANO.* Coordination Valérie Plagnes, Metis. ■

■ **Projet 4.4.2 — HyResMin (2020-2022).** Modélisation Hydrodynamique au sein de Résidus Miniers en milieu non saturé. *Programme NEEDS, CNRS.* Coordination Valérie Plagnes, Metis. Co-porteuse du projet Anne Jost, Metis. Collaboration ORANO. 2020-2022 ■

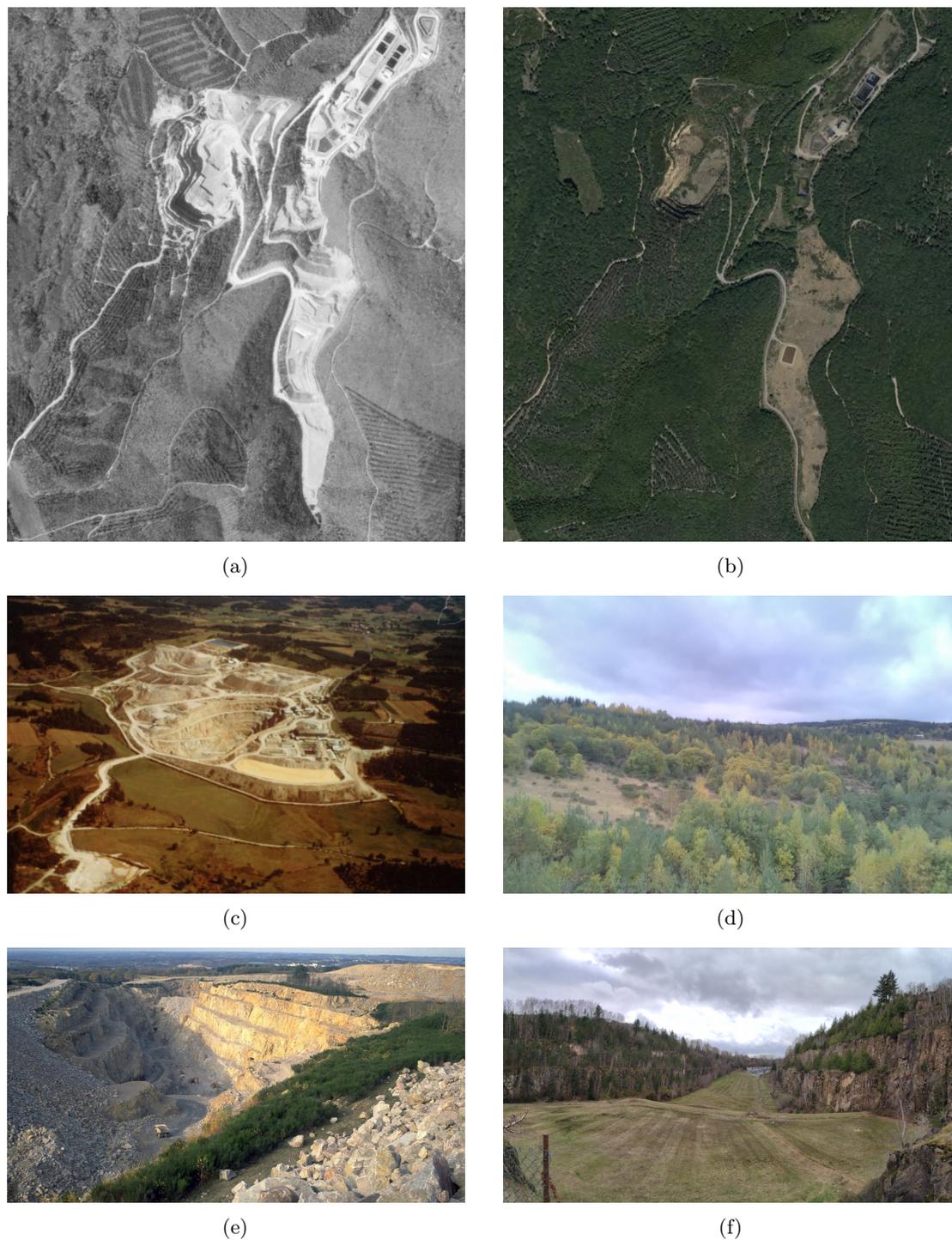


FIGURE 4.14 – Photographies des sites miniers en exploitation à gauche et après réaménagement à droite : (a) et (b) Bertholène, (c) et (d) Le Cellier et (e) et (f) Bellezane.

**Thèse 4.4.1 — L’Hermite Pierre (2020-2023).** *Modélisation des écoulements dans des sites de stockage de résidus miniers.* Sorbonne Université.

**Master 4.4.1 — Puelles Ramirez Wilfredo (2023).** *Gestion de l’Après-Mine : modélisation des écoulements dans l’ancien site minier de Bellezane (Haute-Vienne, France).*

Sorbonne Université. Stage de Master 2 financé par ORANO (6 mois)

**Master 4.4.2 — Wang Yifan (2022).** *Gestion de l'Après-Mine : modélisation des écoulements en milieu non saturé dans des résidus miniers – Site du Cellier, Lozère.* Sorbonne Université. Stage de Master 2 financé par le Programme NEEDS, CNRS (6 mois)

**Master 4.4.3 — Ouedraogo Ahmeda (2020).** *Gestion de l'Après-Mine : fonctionnement hydrodynamique de résidus miniers en milieu non saturé.* Sorbonne Université. Stage de Master 2 financé par le Programme NEEDS, CNRS (6 mois)

#### 4.4.2 Résultats marquants

Nos travaux nous ont amenés à proposer des modèles conceptuels du système d'écoulement des eaux souterraines au sein des anciens sites miniers pour les trois cas d'étude. Ils sont détaillés dans les articles sus-cités ainsi que dans la thèse de Pierre L'Hermitte. De façon générale, le système d'acquisition de données mis en place, impliquant essentiellement le forage de nouveaux piézomètres et le passage à un suivi journalier des variables hydrologiques (Figure 4.15), est venu habilement compléter le suivi environnemental en cours sur les sites. Il a notamment permis de préciser le régime d'écoulement au sein des stockages : conditions non saturées à Bertholène et écoulements préférentiels au Cellier. Les différents types de modèles construits se sont révélés informatifs quant au fonctionnement hydrologique des anciennes mines, de l'échelle du stockage à celle du bassin versant. Ils nous ont renseignés sur la dynamique de l'écoulement des eaux souterraines de la recharge à l'exutoire, leurs sources et chemins empruntés dans des architectures souvent complexes et ont servi à valider la détermination des termes du bilan hydrologique. Fonctionnels, ils ont pu être employés pour éclairer le devenir des sites miniers post-exploitation dans une perspective de gestion responsable des flux d'eau. Les effluents concernés sont en effet chargés d'acide par drainage minier à Bertholène ou dissolution résiduelle au Cellier, neutres mais encore riches en uranium et radium à Bellezane, nécessitant un traitement préalable passif ou actif réalisé en station ou bassin et visant au respect des seuils de rejet dans le milieu récepteur. La pertinence et le dimensionnement de ces installations pourraient être remis en cause à l'avenir suite à l'intensification attendue du cycle hydrologique liée au changement climatique (Caretta et al. 2021) et l'accentuation en intensité, durée et fréquence des événements extrêmes (Seneviratne et al. 2021).

De façon plus générale, le secteur minier risque d'être fortement touché par le changement climatique (OCDE 2019). Dans la plupart des cas, les infrastructures minières telles que les bassins de décantation, les terrils ou les digues ont été conçues dans l'hypothèse d'un climat stable sur la base des données climatiques historiques (Pearce et al. 2011) alors que ces structures seront laissées sur place après la fermeture pour de très nombreuses années. Se pose ainsi à long terme la question de la stabilité des ouvrages, tant du point de vue géomorphologique en lien avec une érosion des sols fortement influencée par les précipitations (G. R. Hancock et al. 2017) que géotechnique du fait des risques de glissement des stériles (Phillips 2016) et de rupture des digues des parcs à résidus, souvent due à des précipitations intenses tout comme à une gestion inadéquate (Labonté-Raymond et al. 2020), ou encore de fissuration des argiles compactées utilisées pour construire les couvertures en raison de l'évaporation (Wolkersdorfer, Nordstrom et al. 2020). Outre la stabilité des infrastructures, le devenir des rejets dans le milieu



(a) Seuil triangulaire et sonde de pression en sortie de drain (b) Echelle limnimétrique dans le ruisseau des Magnelles (c) Appareil photo associé à l'échelle limnimétrique

FIGURE 4.15 – Exemples de dispositifs de mesure du débit mis en place sur les sites (a) du Cellier et (b) (c) de Bellezane.

récepteur interrogé également, aussi bien qualitativement que quantitativement. Le climat est en effet un facteur clé des interactions entre l'eau et les minéraux, qui contrôle la solubilité et la mobilité de ces derniers, la cinétique des réactions biogéochimiques et les processus d'atténuation naturelle, par exemple de dilution (Wolkersdorfer, Nordstrom et al. 2020). Qu'il s'agisse de sécheresses ou d'inondations prolongées, de plus grandes fluctuations de la recharge sont susceptibles d'affecter la qualité des rejets dans les eaux réceptrices à l'aval par rapport aux limites environnementales, compliquant le traitement des effluents. Des changements dynamiques dans les concentrations et charges en acides et métaux des effluents en provenance des déchets miniers sont attendus en réponse aux variations d'intensité et de fréquence des précipitations, à l'augmentation de la percolation nette à travers les stockages (M. S. Alam, Barbour, Elshorbagy et al. 2018) et à une évapotranspiration accrue. Avec l'allongement des périodes d'étiage, des concentrations moyennes plus élevées sont possibles en raison de la diminution de la dilution météorique avant un lessivage accéléré des sels solubles accumulés pendant les périodes sèches par impulsion lors d'épisodes de précipitations intenses (Nordstrom 2009). Des précipitations plus importantes pourraient aussi affecter la performance et l'intégrité des couvertures de remise en état, notamment celles utilisées pour contrôler la génération de drainage minier acide (M. S. Alam, Barbour, Elshorbagy et al. 2018 ; M. S. Alam, Barbour, M. Huang et al. 2020 ; Bashir et al. 2020 ; Hotton et al. 2020 ; Lieber et al. 2022). Anawar 2013 et Phillips 2016 s'inquiètent d'autre part d'une possible intensification de celui-ci avec la hausse des températures.

Le niveau de vulnérabilité de l'industrie minière au changement climatique est donc élevé, avec des répercussions possibles sur nombre de facteurs environnementaux touchant à l'eau, aux sols, à la santé des écosystèmes et à la biodiversité (Odell et al. 2018). L'ensemble de la chaîne de valeur, depuis l'exploration, l'extraction, la production, le transport jusqu'à la fermeture, est concerné (Pearce et al. 2011). Les effets liés au climat ont trait de façon majeure à cette dernière phase de réhabilitation des sites miniers, la fermeture à long terme des installations minières nécessitant souvent des évaluations d'impact et des autorisations qui reposent sur une multitude d'informations liées au climat (Hamaker Taylor et al. 2018). Les impacts climatiques les plus souvent mentionnés par les parties prenantes concernent la gestion de l'eau, qu'il s'agisse de précipitations excessives et d'inondations, de sécheresses et de pénuries d'eau ou de températures anormalement

élevées (Phillips 2016 ; Hamaker Taylor et al. 2018 ; Odell et al. 2018). Il y a donc nécessité de prendre en compte les effets à long terme dus à l'évolution des conditions climatiques pour concevoir des systèmes de remise en état résilients, surveiller et moderniser le cas échéant les installations anciennes non prévues pour de telles conditions futures (Pearce et al. 2011), d'évaluer pour ce faire les bilans hydrologiques des installations de restauration non seulement à l'aide de données climatiques historiques mais aussi au regard des projections climatiques futures (M. S. Alam, Barbour, Elshorbagy et al. 2018).

La plupart des parties prenantes de l'industrie minière ont pourtant longtemps considéré le changement climatique comme une préoccupation mineure (Pearce et al. 2011). Elles n'ont pris conscience que récemment des incidences directes et indirectes négatives du changement climatique sur le secteur minier, commençant enfin à réfléchir à leurs vulnérabilités face à celui-ci et aux risques encourus (Rüttinger et V. Sharma 2016). Quelques catastrophes antérieures survenues dans des mines ont pu les y sensibiliser (Hamaker Taylor et al. 2018). Nombre d'entre elles restent néanmoins réticentes à prendre des mesures parce qu'elles doivent faire face à d'autres coûts plus immédiats ou en raison du manque de connaissance sur la façon dont le changement climatique affectera leurs opérations minières (Pearce et al. 2011 ; OCDE 2019). Notre compréhension reste en effet encore limitée (Rüttinger et V. Sharma 2016 ; Odell et al. 2018) et demande à être enrichie de davantage d'études d'impact spécifiques et d'exemples de moyens mis en œuvre pour y remédier, à la fois dans différents contextes géographiques compte tenu de la variabilité régionale du changement climatique (Janson et al. 2020) et à différentes échelles spatiales, du cas d'étude local aux considérations nationales (Odell et al. 2018). Ainsi notre contribution à ce caractère novateur dans la profession minière a-t-elle particulièrement attiré l'attention de la filiale Orano Mining. Je choisis de ce fait de mettre ici ces résultats-là en avant.

Notre approche générale sur les trois sites a consisté à utiliser un ensemble de projections climatiques régionalisées, mises à l'échelle et corrigées des biais résiduels, simulées historiquement pour établir des périodes de référence et jusqu'en 2100 selon plusieurs trajectoires représentatives des émissions possibles de gaz à effet de serre (RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5, ce dernier correspond au scénario le plus pessimiste). Sur chaque maille d'intérêt, nous avons étudié de manière statistique l'évolution des précipitations et des températures, et des événements extrêmes pluvieux en matière de fréquence et d'intensité. Les températures projetées ont servi à estimer l'évapotranspiration potentielle. Ces ensembles de projections climatiques ont été ensuite appliqués en entrée de modèles de bilan hydrologique, du modèle à réservoirs le plus simple de Thornthwaite 1948 dans le cas de Bertholène à celui plus élaboré d'une cascade de modèles GR4J fournie au sein de la suite logicielle GOLDSIM pour Bellezane, jusqu'au modèle à base physique HYDRUS utilisé au Cellier. Les modèles mathématiques ont été calibrés et validés à l'aide des données expérimentales recueillies sur le terrain.

L'application des conditions météorologiques futures a permis d'en évaluer les impacts sur les infrastructures post-minières de traitement des eaux jusqu'à la fin du siècle, en s'appuyant notamment sur la simulation de l'évolution des débits en sortie de site. Les résultats ne montrent pas de tendance significative d'évolution des précipitations annuelles, totales mais aussi effectives, quel que soit le site considéré alors que les températures pourraient augmenter de 0,5 à 5°C selon le scénario envisagé. Les régimes saisonniers de pluie sont cependant modifiés, à la hausse en hiver et à la baisse en période estivale. Du point de vue des événements rares, ils présentent une large variabilité selon le scénario RCP et les modèles mais devraient généralement augmenter en nombre et

en intensité d'ici la fin du siècle aux trois sites d'intérêt (Figure 4.16). Des volumes d'eau plus importants pourraient donc être générés pendant un court laps de temps à l'avenir. Les installations en présence semblent cependant à même de les réceptionner et il n'apparaît pas d'un point de vue strictement hydrologique de sous-dimensionnement critique des stations de traitement des eaux, les aspects géochimiques restant à préciser par la suite par nos collègues de la discipline. D'autres études ont pu mettre en évidence des augmentations bien plus nettes de la percolation à travers les stockages de résidus ou de stériles (*e.g.* M. S. Alam, Barbour, Elshorbagy et al. 2018 ; Labonté-Raymond et al. 2020), soulignant l'importance de conduire ce type d'analyse dans différents contextes climatiques régionaux. Il faudra en multiplier le nombre pour améliorer notre vision de l'impact climatique sur le secteur de l'après-mine et fournir des clés de réflexion et d'aide à la décision aux gestionnaires afin qu'ils assurent la pérennité des infrastructures et minimisent le risque environnemental à un coût raisonné.

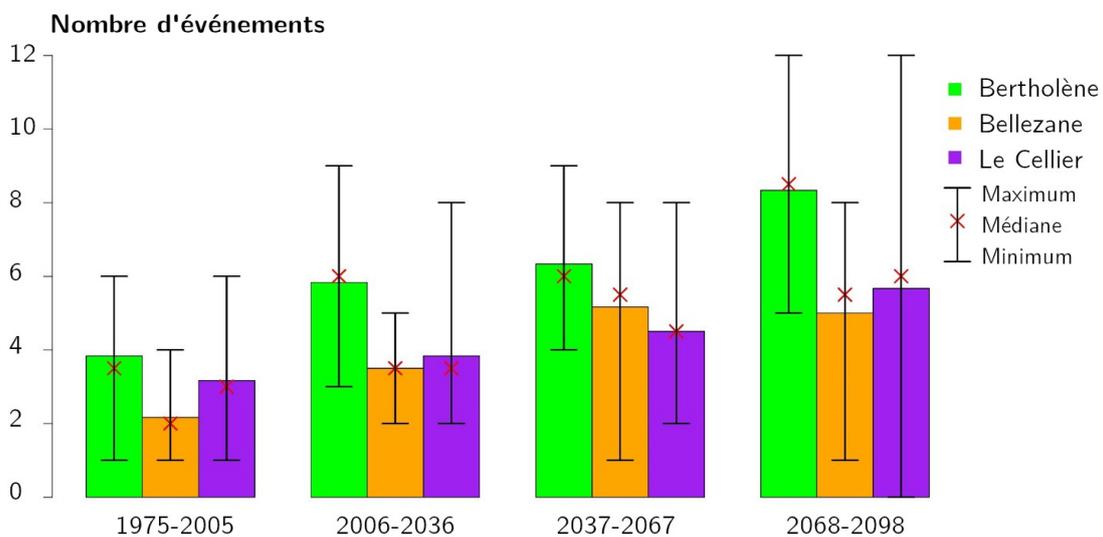


FIGURE 4.16 – Nombre d'événements pluvieux dépassant un seuil décennal pour la période historique et au cours du XXI<sup>e</sup> siècle selon le scénario RCP4.5 simulé par six modèles aux trois sites d'étude. D'après L'Hermite, Plagnes, Jost, Kern et al. 2022 et L'Hermite, Jost et al. 2024.

**Perspectives 4.3** Dans le domaine de l'après-mine, nous poursuivrons en collaboration avec Orano notre questionnement sur le cheminement des eaux souterraines dans les anciens sites miniers, en lui associant celui des contaminants, dans le cadre d'un nouveau contrat doctoral. Nous envisageons de développer une approche originale fondée sur des essais de traçage.

Les traceurs environnementaux ou artificiels de l'eau sont couramment utilisés en hydrogéologie pour identifier les sources d'eau et les mélanges potentiels, déterminer la recharge et des temps de résidence réalistes des eaux souterraines ainsi que pour localiser des voies d'écoulement mais pourraient être plus largement exploités dans l'industrie minière où les exemples d'application sont rares (Kurukulasuriya et al. 2022). Dans ce domaine, les essais de traçage ont été appliqués à l'échelle du bassin versant, notamment pour l'identification des sources diverses de contaminants (Kimball et al. 1994), de leurs mécanismes de transport lors des épisodes de recharge (Paradis et al. 2020), pour quantifier les temps de séjour dans des systèmes passifs de traitement

des eaux de mine (K. Taylor et al. 2016 ; Wolkersdorfer, Göbel et al. 2016) ou encore pour caractériser les connexions entre eaux de surface, eaux souterraines et travaux miniers (Cowie et al. 2014) suite au dénoyage des mines (H. Huang et al. 2021) et ce, afin d’optimiser les stratégies minières et de réhabilitation (Wolkersdorfer 2008). Le taux d’échec est cependant assez élevé (Wolkersdorfer 2002), d’autant plus si les essais sont réalisés trop en amont des investigations, sans une connaissance préalable suffisante du fonctionnement hydrogéologique du système (Hargrave et al. 2003). Peu de résultats ont été publiés en la matière, en raison des difficultés rencontrées dans la réalisation des essais et de résultats parfois peu concluants compte tenu de temps de séjour très variables pouvant donner lieu à des restitutions plusieurs années voire plusieurs décennies après l’injection du traceur (Wolkersdorfer, Nordstrom et al. 2020). L’expérience en matière de traçage est aussi limitée par les traceurs potentiels eux-mêmes, en raison de la composition chimique complexe ou du faible pH des eaux minières (Wolkersdorfer 2002) même si des méthodes innovantes de détection ont pu être développées pour les eaux acides (Naurath et al. 2011).

La réalisation de ces essais doit permettre de mieux contraindre les modèles d’écoulement et de transport de matière développés pour ces sites complexes, qu’il s’agisse de tas de résidus non saturés (exemple du Cellier) ou de compartiments souterrains hétérogènes dont la structure a été profondément modifiée par les travaux souterrains et anciennes activités minières (exemple de Bellezane). Ces conditions sont à l’origine de voies d’écoulement compliquées dans les anciennes mines, favorables à l’existence de chemins préférentiels de l’eau, ainsi que nous l’avons démontré (L’Hermite, Jost et al. 2024), mais aussi sources d’incertitudes quant au devenir des contaminants. De telles expériences de terrain, couplées à un exercice de modélisation pre- et post-acquisition, devraient fortement contribuer à la reconstitution des dynamiques passées des contaminants impliqués sur chaque site étudié, tout en prévoyant les évolutions futures selon différents plans de gestion et sous changement climatique. A travers la caractérisation intégrée de cas d’étude bien différenciés, tels que ceux déjà étudiés, auxquels nous pourrions adjoindre par exemple l’ancienne mine d’uranium de la Ribière (Creuse), qui a récemment fait l’objet d’un premier essai de modélisation de l’écoulement et du transport souterrains de contaminants calibré sur la base de la surveillance hydrogéochimique et de sondages électriques (Guillon, Girard et al. 2024), nous chercherons à prendre du recul pour dégager des éléments de réflexion génériques utiles à la gestion stratégique des risques miniers résiduels et à l’évaluation de la durabilité globale des projets miniers. ■

■ **Projet 4.4.3 — Apport du traçage artificiel pour la compréhension des écoulements souterrains dans les anciens sites miniers (2024).** *Convention ORANO*. Coordination Valérie Plagnes, Metis. ■

## 4.5 Perspectives

Je conclus ce chapitre en décrivant quelques perspectives que je pourrais développer à plus long terme. Compte tenu des efforts consentis jusqu'à présent dans la plaine alluviale de la Bassée et donc de l'expérience acquise, de sa proximité géographique avec Paris, de l'intérêt renouvelé du PIREN-Seine à son égard, il est fort probable que mes activités de recherche s'y prolongent. Dans la continuité de mes questionnements passés, je continuerai à interroger la réponse hydrodynamique de cet hydrosystème aux contraintes passées et à venir qui déterminent son fonctionnement et son fragile équilibre, en lien avec son environnement (Figure 4.17).

Même si la tâche est particulièrement chronophage pour une enseignante-chercheuse, je tiens à maintenir à flot le dispositif de mesures parce que je suis consciente de l'importance d'acquérir des données *in situ*, y vois la possibilité de disposer de plus longues séries, essentielles dans un contexte de changement global (Chilton et Foster 2023). J'en délègue néanmoins progressivement la maintenance à Romane Nespoulet, assistante ingénieur chargée du suivi des observatoires hydrologiques dans le bassin de la Seine au sein de l'Observatoire des Sciences de l'Univers (OSU) Ecce Terra.

### Volet satellitaire

En complément de l'acquisition *in situ*, un volet satellitaire pourra être développé et couplé à l'effort de modélisation. Mon expérience de préparation de la mission SWOT m'a en effet permis d'en mesurer les immenses capacités. Le satellite SWOT étant désormais en orbite, je ne voudrais pas manquer d'exploiter les données de hauteurs d'eau acquises actuellement sur les plans d'eau de la Bassée, auxquelles peuvent être d'ores et déjà associées les données provenant d'autres satellites équipés d'altimètres tels que Jason-3 ou Sentinel-3A et 3B, dont les traces sont susceptibles d'avoir croisé les plans d'eau de la Bassée. D'une part, cet ajout d'observations spatialisées, tenant compte de l'ensemble des déterminants de la variabilité spatiale des niveaux d'eau, tel un jeu de piézomètres géants disséminés dans la plaine, ne pourra que contribuer à accroître notre connaissance du milieu souterrain. D'autre part, une fois intégrée dans la chaîne de modélisation, cette information supplémentaire améliorera notre compréhension des processus hydrodynamiques en jeu mais aussi la robustesse de notre modèle hydrogéologique lui-même. Ces nouveaux produits, combinés aux mesures *in situ*, seront probablement essentiels à la calibration de ce dernier compte tenu du caractère artificiel du secteur d'étude et participeront à la quantification des flux échangés entre masses d'eau superficielles et souterraines. Il sera alors temps de s'interroger sur l'assimilation des observations délivrées par le satellite SWOT en mettant en place les schémas appropriés. Cet exercice aboutira *in fine* au renforcement de la chaîne de modélisation existante, en vue de l'obtention d'un outil opérationnel. Il bénéficiera de l'effort mis en œuvre dans le cadre d'une collaboration que j'entame justement avec le BRGM et le CNES, adossée à une offre de thèse, autour de l'évaluation de l'apport des produits satellitaires à la modélisation des hydrosystèmes souterrains.

A plus long terme, le site d'étude de la Bassée m'apparaît aussi comme un terrain de jeu propice au déploiement d'autres produits satellitaires aux échelles locales, fournis par la télédétection radar et dans l'infrarouge thermique par exemple, notamment autour de l'estimation de :

- i) *l'état du couvert végétal*, sur la base de l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI), dans la mesure où la végétation peut être un indicateur de la présence d'eau et de la profondeur de la nappe. Ce point est développé plus en détail en fin de chapitre (page 140).

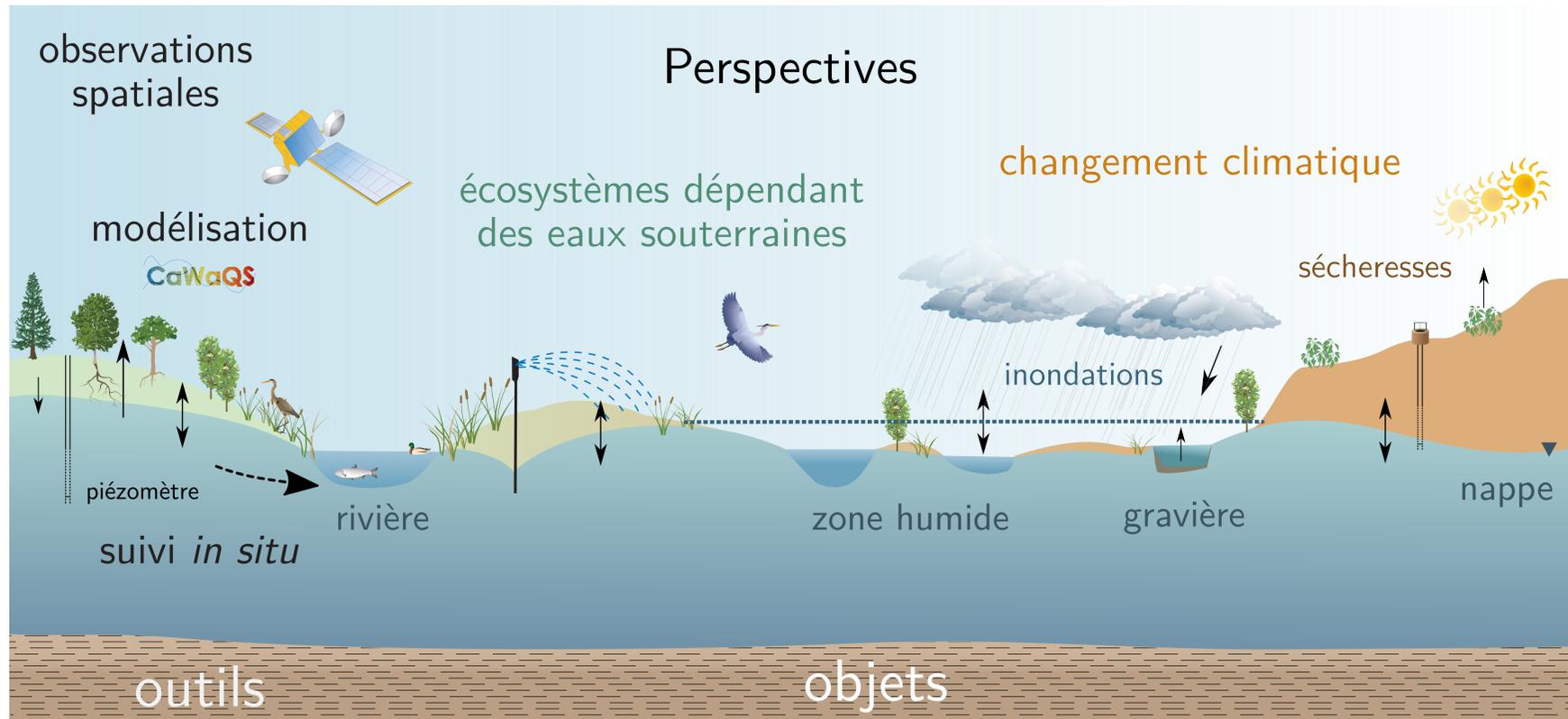


FIGURE 4.17 – Coupe transversale descriptive des actions de recherche à mener, en particulier dans la plaine alluviale de la Bassée. La figure détaille les moyens à mettre en œuvre, les objets d'étude et les questions de recherche.

- ii) *la cartographie des zones inondées de façon temporaire*, récemment entreprise dans la plaine de la Bassée par mon collègue Paul Passy du laboratoire **PRODIG**, spécialiste de la télédétection, qui a exploré les possibilités offertes par la télédétection radar d'une part et optique d'autre part pour la délimitation des enveloppes de crue lors de plusieurs épisodes typiques (Hezzi 2022 ; Passy et Puisais 2022). Compte tenu de l'importance des interactions entre eaux de surface et eaux souterraines dans la compréhension du comportement des zones humides, cette information constitue une donnée précieuse pour l'étalonnage du modèle en période de hautes eaux et ce, particulièrement si l'exercice est étendu et les surfaces inondées reconstituées au fil du temps.
- iii) *l'humidité des sols et l'évapotranspiration réelle*, afin de mieux décrire le continuum zone vadose-nappe et améliorer encore les résultats du modèle hydrogéologique. L'évapotranspiration est rarement prise en compte de façon directe dans les modèles classiques d'écoulement des eaux souterraines car généralement considérée comme négligeable surtout lorsqu'il est question de sédiments grossiers. De même, peu d'études ont porté jusqu'à présent sur l'assimilation de séries de données issues de la télédétection dans un modèle hydrogéologique. Pourtant, les valeurs d'évapotranspiration obtenues par télédétection, par leur densité spatiale et temporelle inégale, peuvent apporter une contrainte supplémentaire dans l'ajustement des modèles et sont susceptibles d'en accroître les performances dans les situations où les nappes sont peu profondes et accessibles à la végétation. Ces méthodes seront d'autant plus efficaces que les données d'évapotranspiration seront assimilées, par exemple à l'aide d'un filtre de Kalman (d'ensemble), plutôt que simplement incluses en entrée du modèle (Gelsinari, Doble et al. 2020 ; Gelsinari, Doody et al. 2022). D'autre part, ce ne sont pas seulement ou tellement des améliorations dans la simulation des niveaux piézométriques qui sont attendues mais également ou surtout une meilleure quantification des termes du bilan du système aquifère, notamment des débits sortants, c'est-à-dire des échanges entre nappe et rivière (Gelsinari, Doble et al. 2020 ; Colombani et al. 2021).

MOD16 est actuellement le seul produit spatial proposant une estimation de l'évapotranspiration à la résolution spatiale de 500 m et à une résolution temporelle raisonnable de huit jours, qui s'appuie sur la télédétection des propriétés de la végétation par le capteur **MODIS**. La future mission spatiale **TRISHNA** (Thermal infrared Imaging Satellite for High-resolution Natural resource Assessment), dont la mise en exploitation pourrait intervenir en 2026, couplera un instrument infrarouge thermique, complété d'un capteur optique. Par son observation de la température de surface, indicatrice du bilan d'énergie des surfaces terrestres, TRISHNA nous renseignera bientôt sur leur évapotranspiration et ce, avec une résolution inférieure à 100 m et une revisite de 2 à 3 jours sans précédent. Des applications locales sont donc parfaitement envisageables à moyen terme.

De tels développements auraient du sens dans la zone humide de la Bassée, où la nappe est proche de la surface. Ils pourraient bénéficier de l'investissement réalisé en matière d'assimilation des données SWOT lorsque cette précédente étape aura pu être menée à terme mais nécessiter également quelques aménagements du module de surface du code CAWAQS, sachant néanmoins qu'un simple modèle conceptuel peut suffire à cette fin (Gelsinari, Pauwels et al. 2021). Ils s'inscrivent de plus dans la lignée des premiers travaux réalisés à l'occasion du stage de Master de *Florian Pointeaux* en 2015, portant sur la contribution spatiale et temporelle des eaux souterraines à l'évapotranspiration dans la partie amont de la zone d'étude.

Cette contribution peut être significative localement (Yeh et Famiglietti 2009), en particulier dans les écosystèmes riverains (Carroll et al. 2015), pendant la saison de croissance et les périodes estivales (*e.g.* Weng 2000, pour la Bassée) et avec un effet mémoire qui peut s'étendre sur plusieurs années (Lam et al. 2011), en fonction des précipitations, de la demande évaporatoire atmosphérique et de la dynamique à long terme des eaux souterraines. La profondeur des eaux souterraines a été identifiée comme un facteur de contrôle dominant de la contribution des eaux souterraines à l'évapotranspiration, celle-ci diminuant à mesure que la profondeur de la nappe augmente, jusqu'à une profondeur dite d'extinction qui dépend du type de sol et de végétation (*e.g.* Chiloane et al. 2022 ; Glanville et al. 2023). Les eaux souterraines jouent un rôle essentiel dans l'apport d'eau nécessaire à la transpiration de la végétation, pas uniquement en tant que source d'eau directe mais aussi indirectement par le maintien des réserves d'humidité du sol. L'analyse des corrélations entre estimations de l'évapotranspiration issues de la télédétection et profondeurs de nappe pourra ainsi nous renseigner sur les relations spatiales et temporelles entre l'écosystème riverain et l'aquifère alluvial, influencées par les conditions climatiques tout comme par les facteurs anthropiques (Lurtz et al. 2020).

- iv) *la température de surface*, dont il a déjà été question au sujet de l'estimation de l'évapotranspiration. Ce calcul peut également concerner l'évaporation des surfaces d'eau libre, soit celles des nombreuses gravières dans le cas de la Bassée, pour une quantification au plus juste de leur bilan d'énergie, notamment dans le cadre du développement d'un module de lac du point de vue thermique (chapitre 3.3).

Je souhaiterais aussi tirer directement partie de l'information de température, fournie aussi bien en surface de façon cohérente et systématique par la télédétection thermique que localement, au niveau du dispositif de surveillance des eaux souterraines et de surface, pour aller vers une description du fonctionnement thermique de la plaine et reconstituer *in fine* la trajectoire hydro-thermique de la plaine alluviale. Ce projet, qui aurait dû être initié dans le cadre de la thèse de Gurpreet Dass, reste à l'ordre du jour. Le travail pourra s'appuyer sur les derniers développements du code de calcul CAWAQS intégrant la simulation du transport thermique couplé à l'écoulement (Kilic et al. 2023). La modélisation couplée hydro-thermique offre aussi bien des perspectives du point de vue de la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique du système, la température étant un traceur efficace et peu coûteux du comportement des hydrosystèmes (Anderson 2005), qu'en tant qu'indicateur en soi du régime thermique des nappes superficielles, notamment sous changement climatique. Ces travaux pourront être entrepris avec le soutien du CPIER Vallée de la Seine, si la demande d'aide que nous venons de déposer auprès de l'ADEME dans le cadre de l'AMI « Transition écologique et valorisation économique » est retenue.

## Horizon 2100

Le contexte de changement global me pousse en effet aussi à me tourner vers le futur et à en explorer les aspects relatifs au changement climatique, aux changements d'usage des sols qui peuvent en découler et à l'évolution de la demande en eau. Ce sujet s'inscrit dans les priorités affichées dans la prochaine phase du PIREN-Seine, en particulier du point de la vue de la vulnérabilité des territoires face aux événements extrêmes. Dans la Bassée, il s'agira ainsi d'identifier les fragilités d'une ressource en eau stratégique, tant au regard de périodes de sécheresse prolongée qui se succèdent que face aux inondations.

Du point de vue climatique, nous disposons déjà d'une part d'un scénario à l'horizon 2100, utilisant les sorties désagrégées d'un modèle de circulation générale pioché au sein de l'exercice **CMIP5** selon la trajectoire RCP8.5. Appliqué en entrée du modèle du bassin versant de la Seine, il a permis d'en évaluer la réponse dans un contexte de changement global, prenant aussi en compte l'artificialisation des sols liée à l'urbanisation et des prévisions en matière de prélèvements d'eau (Flipo, Gallois, Labarthe et al. 2020). Cette première étape est indispensable pour assurer l'emboîtement du modèle local et disposer de toutes les conditions aux limites. D'autres scénarisations climatiques devraient suivre d'ici la fin de la phase 8 du PIREN-Seine et seront approfondies en début de phase 9. Nous discutons également au sein du collectif Bassée des évolutions possibles de la demande en eau et plus généralement, du territoire.

D'autre part, nous avons à disposition une reconstruction hydrométéorologique, disponible sur plus de 150 ans, résultat d'une combinaison d'une réanalyse atmosphérique à long terme et échelle réduite et d'observations locales de précipitations et de température à l'aide d'un modèle hydrologique (Bonnet et al. 2020). Cette reconstruction conserve les fines résolutions spatiales et temporelles, nécessaires pour analyser la variabilité multi-échelle. Elle a également été utilisée comme forçage en entrée du modèle du bassin versant de la Seine, afin de reconstituer la trajectoire de l'hydrosystème depuis 1850 (Flipo, Gallois, Labarthe et al. 2020).

Une première étape de caractérisation de l'influence de la variabilité climatique passée sur les eaux souterraines à l'échelle du siècle est probablement nécessaire dans la Bassée même, en s'appuyant sur une utilisation experte des méthodes d'analyse spectrale appliquées aux chroniques disponibles les plus longues (*e.g.* Labat 2010). En effet, si le cycle hydrologique annuel est une composante importante de la variabilité totale des niveaux piézométriques, il n'est souvent pas représentatif de leur comportement global et s'y superpose une variabilité pluriannuelle à pluridécennale (*e.g.* Liesch et Wunsch 2019; Rust, Holman, Bloomfield et al. 2019). En Europe, et en particulier sur le territoire métropolitain, des modes dominants ont ainsi été mis en évidence, principalement autour d'une périodicité de 7 ans (*e.g.* Slimani et al. 2009; El Janyani et al. 2012) et dans une moindre mesure, de 16 à 32 ans (Rust, Holman, Bloomfield et al. 2019; Baulon, Allier et al. 2022). A proximité de la zone d'étude, la nappe de la craie séno-turonienne présente cependant un comportement combiné, où la variabilité annuelle domine (Baulon, Massei et al. 2022).

Les modes de variabilité pluriannuelle à pluridécennale détectés dans les niveaux piézométriques ont été associés aux oscillations climatiques à grande échelle, s'alignant étroitement avec la périodicité principale apparente d'environ 7 ans de l'oscillation nord-atlantique (**NAO**) modulée par celle autour de 16 ans du régime est-atlantique (**EA**) et à plus long terme, en lien avec la variabilité atlantique multidécennale (**AMV**) (Liesch et Wunsch 2019; Neves et al. 2019; Rust, Holman, Bloomfield et al. 2019). Néanmoins, le contrôle pluriannuel est soumis à des non-stationnarités considérables et n'a été important qu'au cours des quatre à cinq dernières décennies (Rust, Bloomfield et al. 2022).

Les variations de la circulation atmosphérique à grande échelle, en contrôlant la distribution des précipitations dans l'espace et dans le temps, influencent les processus hydrologiques, du débit des cours d'eau à la réponse des nappes (*e.g.* Massei, Laignel et al. 2010; Massei et Fournier 2012; Boé et Habets 2014; Bonnet et al. 2020, dans le bassin de la Seine). Dans ces dernières, les modulations de ces signaux sont plus importantes que celles observées dans le débit des cours d'eau (Rust, Bloomfield et al. 2022), compte tenu de leur caractère de filtres passe-bas atténuant les fluctuations à

haute fréquence et ce, d'autant plus que les temps de réponse plus longs prédominent (Rust, Cuthbert et al. 2021). Les signaux sont en effet amortis et décalés à des degrés divers selon la taille, l'emmagasinement et la transmissivité du système aquifère (Slimani et al. 2009 ; El Janyani et al. 2012 ; Liesch et Wunsch 2019), ce contrôle hydrogéologique méritant d'être mieux identifié localement (Rust, Holman, Corstanje et al. 2018).

Ceci suggère le rôle clé que pourrait jouer la variabilité climatique interne dans l'évolution des niveaux piézométriques au cours des prochaines décennies, d'ampleur possible similaire aux effets estimés du changement climatique (Goderniaux, Brouyère et al. 2011 ; Rust, Bloomfield et al. 2022), et donc susceptible d'en influencer fortement la tendance à long terme et en conséquence, les stratégies d'adaptation à prévoir en retour. Peu d'études ont cependant analysé les interactions potentielles entre la variabilité basse fréquence et le changement climatique. En outre, des changements d'amplitude, naturels ou induits par le changement climatique, sont possibles. L'existence de comportements non-stationnaires notables rend complexe la prévision à long terme des variabilités pluriannuelles à décennales (Rust, Bloomfield et al. 2022). De plus, à l'heure actuelle, les modèles climatiques dont sont tirées les projections hydrologiques peinent à reproduire correctement les comportements de basse fréquence qui ont été enregistrés historiquement, à l'origine d'une incertitude majeure dans l'évaluation du futur des eaux souterraines (Baulon, Massei et al. 2022 ; Rust, Bloomfield et al. 2022).

Or la capacité à prévoir la variabilité future des ressources en eaux souterraines dans le temps et dans l'espace est d'une importance cruciale pour leur gestion, notamment du point de vue des événements extrêmes. Le contrôle du niveau des eaux souterraines par des systèmes climatiques oscillatoires offre pourtant une source potentiellement précieuse de prévision à long terme du calendrier des extrêmes hydrogéologiques, en permettant de projeter ce comportement. Ceci est particulièrement manifeste pour les cas de sécheresse hydrogéologique, qui résultent de déficits d'humidité pluriannuels. En effet, les modes dominants de la variabilité pluriannuelle contrôlent l'occurrence des hauts et bas niveaux piézométriques, de façon moins marquée pour les hauts niveaux (Baulon, Massei et al. 2022, dans le bassin de Paris). La sévérité des sécheresses est significativement atténuée ou amplifiée par la variabilité décennale et modulée en fonction du type d'aquifère, selon que les composantes à basse fréquence constituent ou pas une part importante de la variabilité du niveau piézométrique (Baulon, Massei et al. 2022). La majorité des sécheresses enregistrées au cours de l'histoire récente présente une corrélation temporelle à l'échelle pluriannuelle ( $\sim 7$  ans), indiquant des risques accrus de sécheresse à cette échelle typique (Rust, Holman, Bloomfield et al. 2019, au Royaume-Uni). Ce mode dominant dans les extrêmes hydrogéologiques, apparu dans les années 1970, diminue cependant depuis 2005, ce qui suggère qu'une structure de fréquence différente pourrait prédominer dans la sécheresse des ressources en eau à l'avenir (Rust, Bloomfield et al. 2022). Les changements d'amplitude de la variabilité hydrologique pourraient aussi fortement influencer la sévérité des extrêmes hydrogéologiques (Baulon, Massei et al. 2022). Comme souligné précédemment, ceci limite l'applicabilité de la méthode en matière de prédiction et nécessite un ré-étalonnage continu des utilitaires de prévision. Notons néanmoins que le scénario actuellement disponible pour le bassin de la Seine a été choisi en fonction de ses aptitudes à représenter les échelles appropriées de la variabilité à basse fréquence (Flipo, Gallois, Labarthe et al. 2020). Il conviendra par la suite d'étudier la réponse des eaux souterraines à des scénarios d'évolution de la variabilité climatique.

Si l'augmentation de l'intensité, de la fréquence et de la durée des événements extrêmes météorologiques et climatiques apparaît de façon robuste dans un climat plus chaud, les déclinaisons régionales en matière d'inondations et de sécheresses hydrogéologiques

sont donc encore difficiles à prévoir, puisque fortement dépendantes des caractéristiques physiques des bassins versants, de leur effet mémoire (*cf.* chapitre 2.4.2) et de la manière dont les systèmes de circulation atmosphérique réagissent au changement climatique (Douville et al. 2021 ; Seneviratne et al. 2021). Quelques études suggèrent néanmoins une augmentation de la fréquence et de la gravité des épisodes de sécheresse des eaux souterraines dont les changements à long terme sont associés au réchauffement du fait d'une reprise évaporatoire plus importante (Bloomfield et al. 2019 ; Condon, Atchley et al. 2020). Quant aux projections d'inondations futures, elles sont souvent incertaines parce que ne prenant pas en compte les facteurs majeurs que sont les changements futurs d'occupation des sols et les mesures de prévention qui peuvent être décidées (Seneviratne et al. 2021). En France (Sauquet et al. 2022) et plus spécifiquement dans le bassin de la Seine (Flipo, Gallois, Labarthe et al. 2020), on doit s'attendre à une recharge des nappes plus concentrée en durée et qui diminue en moyenne, à des étiages plus sévères en lien avec une accentuation du contraste saisonnier des précipitations s'ajoutant à l'accroissement de l'évapotranspiration sous l'effet de la hausse des températures, à des conditions de sécheresse plus intenses, plus étendues spatialement et temporellement. Les épisodes de hauts débits pourraient être plus intenses (Roudier et al. 2016) mais plus courts sans que leur évolution apparaisse vraiment marquée. A noter que ces projections sont faites à prélèvements et usages des sols constants.

A l'échelle locale, sans pouvoir pour autant s'affranchir des forçages régionaux, il devient possible de prendre en compte non seulement les caractéristiques physiques fines du domaine d'étude mais aussi les aménagements spécifiques dont il a fait et pourrait faire l'objet ainsi que les mesures de gestion de l'eau en cours et à venir. Ces aspects sont importants à la fois pour prédire la gravité réelle des évolutions futures et dans la recherche de solutions d'adaptation collectives. C'est en ce sens que je pourrais œuvrer à proposer des trajectoires possibles de l'hydrosystème de la Bassée, depuis les années 1850 jusqu'à l'horizon 2100, en collaboration étroite avec le collectif Bassée et les collègues de Mines Paris, incluant des scénarios de changement d'occupation des sols, d'augmentation des prélèvements et diverses scénarisations du changement et de la variabilité climatiques futurs. La réflexion portera aussi sur l'impact des aménagements des cours d'eau et intégrera les aspects relatifs à la gestion des barrages-réservoirs en amont de la zone d'étude.

En s'appuyant par exemple sur la méthodologie développée au chapitre 4.4 et sur les nouvelles projections climatiques et hydrologiques régionalisées issues de l'exercice Explore2 (Sauquet et al. 2022 ; Robin et al. 2023), il est envisageable de caractériser des évolutions locales en matière de précipitations et de température puis d'en tirer une quantification de l'évolution du bilan du système aquifère, y compris à l'aide de nos propres simulations hydrogéologiques, avec une attention particulière pour la recharge en entrée d'une part, l'évapotranspiration en sortie d'autre part et les conséquences à prévoir sur le sens et l'intensité des échanges entre nappe et rivière et ce, pour des situations hydrologiques contrastées de basses et hautes eaux. La réalisation de simulations sur le temps long permettra de prendre en compte le temps de réponse des nappes aux divers forçages appliqués et d'évaluer leur résilience dans des situations critiques, notamment de sécheresse et ce, en fonction de la typologie de ces dernières (*cf.* chapitre 2.4.2). Un accent particulier sera mis sur la quantification de la contribution des eaux souterraines aux flux environnementaux et sur le calcul de débits critiques pour l'environnement (de Graaf, Gleeson et al. 2019 ; Bierkens, Sutanudjaja et al. 2021) tenant compte des spécificités de la zone d'étude (Mohan, Gleeson et al. 2023). Ce point fait l'objet de développements proposés dans les paragraphes suivants.

### Ecosystèmes dépendant des eaux souterraines

Reconnue comme l'un des hauts lieux de la biodiversité francilienne, la Bassée est le berceau d'un écosystème caractérisé par sa richesse et sa productivité, par sa forte originalité liée à la pluralité des milieux rencontrés, habitats uniques et refuges pour de nombreuses espèces inféodées aux grandes plaines alluviales. Plus grande plaine inondable du bassin de la Seine supérieure, la Bassée est un espace de maîtrise des crues et une zone tampon, au rôle régulateur face aux risques d'inondation et de sécheresse. A la transition entre terre et eau, cette zone humide est un filtre naturel assurant le maintien de la qualité de l'eau. Ainsi toute modification profonde de son fonctionnement hydrologique, de ses paysages et usages du sol est-elle susceptible d'altérer les nombreux services écosystémiques rendus par l'hydrosystème. Ceux-ci se doivent d'être préservés, voire restaurés, face aux atteintes engendrées par la double influence des activités humaines et du changement climatique, responsable de la perte et de la fragmentation des zones humides et d'une dégradation de leurs fonctions hydrologiques, qui peuvent aggraver la réponse aux inondations et aux sécheresses. Il est ainsi nécessaire dans un premier temps de répertorier ces bénéfiques offerts par la nature aux sociétés, d'identifier les pressions que ces dernières exercent et d'en évaluer les répercussions actuelles. Aujourd'hui, la gestion durable des ressources en eau souterraine ne doit pas seulement considérer leur utilisation mais aussi les effets qui s'ensuivent sur les écosystèmes qui en dépendent. Il est donc important d'identifier la nature et les types d'interactions entre les écosystèmes, les eaux de surface et les eaux souterraines afin de mieux comprendre le rôle des différentes sources d'eau dans leur maintien, selon l'évolution des conditions hydrologiques. Ces informations seront nécessaires à l'élaboration de politiques de l'eau appropriées et conformes aux exigences de la Directive Cadre sur l'Eau.

Les eaux souterraines représentent en effet une source d'eau continue et majeure pour la végétation, associée à la préservation d'habitats refuges, essentielle dans les paysages arides et semi-arides mais aussi sous des climats plus tempérés pendant les périodes défavorables de sécheresse grâce aux remontées capillaires (Glanville et al. 2023). Malgré l'influence significative de la disponibilité de l'eau sur les écosystèmes, la contribution relative des eaux souterraines demeure méconnue dans de nombreux paysages. Les recherches portant sur ces « écosystèmes dépendant des eaux souterraines » ont explosé au cours de la dernière décennie mais avec quelques biais géographiques car essentiellement concentrées sur les zones arides ou ayant subi des changements anthropiques importants (Glanville et al. 2023). Ces approches sont encore peu développées dans les pays européens. En particulier en France, les aquifères sont relativement peu intégrés dans les évaluations de services écosystémiques et dans la conception de solutions fondées sur la nature (Hérivaux et Maréchal 2019 ; Hérivaux et Maréchal 2020).

Les études portant sur les relations entre la disponibilité des eaux souterraines et la végétation, synthétisées récemment par Chiloane et al. 2022 et Glanville et al. 2023, mettent en évidence, outre l'absorption des eaux souterraines par les écosystèmes évoquée précédemment (page 136), une influence sur la productivité, la distribution spatiale et la composition de la végétation, sur sa structure et sur l'abondance des espèces. Il apparaît que les eaux souterraines sont un élément moteur de la répartition des espèces et contribuent à la diversité et à la richesse des communautés. Les réponses observées en matière de fonctions des écosystèmes, telles que l'habitat, le cycle des nutriments ou la survie, sont plus limitées parce que faisant largement appel à des méthodes expérimentales de terrain. La profondeur de la nappe a été identifiée comme un facteur déterminant d'un fonctionnement écologique essentiellement conditionné par l'amplitude des fluctuations de la profondeur de la nappe et la durée typique des périodes

de hautes comme de basses eaux (*e.g.* Weng 2000, pour les zones humides à l'amont de la Bassée). La réponse de la végétation à la profondeur de la nappe n'est cependant pas uniforme, avec différents seuils pour les prairies, les arbustes et la forêt : une nappe un peu plus profonde favorise le stockage dans la zone vadose et la remontée capillaire et ainsi la quantité d'eau disponible pour la croissance des plantes. La variation des niveaux piézométriques, induite par la variabilité des précipitations et des températures qui joue sur la recharge nette des nappes, et par les activités humaines, des prélèvements directs aux changements d'usage des sols, en passant par la régulation des cours d'eau, constitue donc la principale menace pour les écosystèmes dépendant des eaux souterraines. Les remontées de nappe peuvent provoquer un stress anoxique. Quant aux baisses, elles peuvent entraîner un stress hydrique sévère, à l'origine d'une réduction de la productivité, voire d'une altération de la composition floristique, d'autant plus importante que la baisse est rapide et ne permet pas une évolution progressive vers des espèces plus tolérantes.

Dans le contexte du changement global, nous avons donc besoin de savoir (*cf.* section précédente page 136) comment vont évoluer les niveaux piézométriques en réponse aux variations de la recharge nette, selon les prélèvements et les apports par irrigation et en fonction des aménagements à venir (Kløve, Ala-Aho et al. 2014). La réaction des écosystèmes, qu'ils soient naturels ou gérés, à l'évolution des régimes hydrogéologiques est cependant difficile à caractériser par des indicateurs appropriés rendant compte de leur vulnérabilité et la mise au point de stratégies d'adaptation efficaces pâtit de ce manque de compréhension et de l'insuffisance de nos capacités de surveillance de l'échelle locale à l'échelle mondiale (Fisher et al. 2017). Des incertitudes persistent en particulier quant aux effets des changements de fréquence et d'intensité des sécheresses sur la disponibilité spatiale et temporelle de l'eau.

La cartographie des écosystèmes dépendant des eaux souterraines à l'échelle de gestion appropriée est une première étape nécessaire à la gestion durable des aquifères qui les soutiennent (Gou et al. 2015). Les méthodes satellitaires sont devenues pour ce faire un outil puissant de suivi de l'état de la végétation et de sa réponse aux évolutions environnementales, le NDVI étant l'indice de végétation le plus couramment utilisé, en parallèle de l'acquisition d'autres données telles que l'évapotranspiration, variable clé pour relier le fonctionnement des écosystèmes aux ressources en eau (Fisher et al. 2017). Le NDVI est un bon indicateur pour identifier la végétation ayant un fort potentiel d'approvisionnement en eau souterraine, c'est-à-dire celle qui conserve un indice élevé pendant les périodes de sécheresse prolongée et une faible variabilité saisonnière et interannuelle (Gou et al. 2015). Dans la Bassée, un premier essai de détermination du NDVI à partir des images issues des satellites Landsat sur une période de 30 ans n'a pas fait apparaître de corrélation significative avec les précipitations (Teillaud 2018). L'analyse mérite d'être étendue sur le cycle hydrologique à d'autres variables représentatives de l'influence des eaux souterraines (W. Xu, F. Kong et al. 2022), qu'elles soient issues de la télédétection comme l'humidité des sols et l'évapotranspiration ou déduites des observations et enregistrements chronologiques pour ce qui est de la profondeur de la nappe, de la fréquence et de l'intensité des sécheresses et inondations. Les mesures dont nous disposons grâce à l'observatoire hydrologique concourront à la réussite de l'exercice, qui bénéficiera également des nombreux inventaires de la faune et de la flore qui ont pu être dressés dans la zone d'étude, notamment autour de la Réserve naturelle de la Bassée à l'aval et du projet de réserve auboise à l'amont. Ces travaux se feront en collaboration avec Florence Hulot du laboratoire ESE pour les aspects de télédétection ainsi qu'avec les différents acteurs de la Bassée, en particulier la Réserve naturelle et l'Association Nature du Nogentais pour ce qui concerne la végétation à l'échelle locale.

J'aimerais bien sûr les compléter par une approche de modélisation numérique pour ce qui relève du bilan hydrologique de l'hydrosystème (*e.g.* Gasca et Ross 2009) et du calcul de débits critiques environnementaux. La simulation des fluctuations piézométriques induites par le climat et les pressions anthropiques pourrait être mise en regard des exigences des espèces (Loheide II et Gorelick 2007) identifiées au sein des communautés dépendantes des eaux souterraines dans la Bassée, afin de donner une vue d'ensemble des effets de la variabilité passée et à venir des eaux souterraines sur les écosystèmes qui en sont tributaires. De façon plus poussée, l'application d'un modèle hydroécologique, ou modèle de niches hydrologiques, en parallèle du modèle hydrogéologique pour l'évaluation quantitative de ces impacts (Loheide et Booth 2011), des incertitudes associées (Visser et al. 2019) ou des projets de restauration (Booth et Loheide II 2012) représenterait un atout supplémentaire dans le cadre de la gestion future des débits environnementaux. Des collaborations peuvent être envisagées dans ce sens avec l'équipe Ecophysiologie Végétale du laboratoire Ecologie, Systématique et Evolution de l'Université Paris-Saclay, dont l'intérêt est également porté sur la réponse de la végétation aux changements de leurs conditions environnementales.

L'extension d'une telle démarche de cartographie des systèmes aquifères ayant le potentiel d'accueillir des écosystèmes dépendant des eaux souterraines à l'échelle de la France métropolitaine n'est pas à exclure, si tant est qu'elle n'ait pas été entreprise entre-temps par d'autres équipes. Le changement d'échelle nécessitera d'inclure un ensemble de variables explicatives telles que l'altitude, la pente, la densité de drainage, la lithologie, le type de sol, l'occupation des terres, la profondeur de la nappe, la présence de sources ou encore la part du débit de base dans le débit total (BFI), pour une approche d'identification la plus complète possible (Fildes et al. 2023), qui pourra s'appuyer et s'inspirer de la récente cartographie des zones humides proposée pour la France (Rapinel et al. 2023). L'expérience acquise au cours des précédents travaux de compilation de données à l'échelle globale (Schneider, Jost et al. 2017 ; Tootchi et al. 2019) sera sans nul doute précieuse. Il est aussi probable que l'exécution de méthodes d'apprentissage automatique pour définir un indice de dépendance à l'égard des eaux souterraines soit de rigueur.

■ **Projet 4.5.1 — PIREN-Seine (2025-2028).** Vulnérabilités des territoires face au changement climatique. *Phase 9.* Coordination Nicolas Flipo, Mines Paris, Julie Gobert, LEESU & Anne Jost, Metis. ■

■ **Projet 4.5.2 — AquaThermie (2024-2026).** Répondre aux enjeux socio-économiques et environnementaux liés à la température des eaux souterraines face aux changements globaux. *CPIER Vallée de la Seine.* Coordination Agnès Rivière, Mines Paris. Collaboration Mines Paris, BRGM, Metis. Soumis le 26 février 2024. ■

## 5. Conclusion

Pour clore ce document copieux<sup>1</sup>, je voudrais faire court ! Je m'inquiète néanmoins que n'y figure pas un mot clé du XXI<sup>e</sup> siècle, devenu incontournable, j'ai nommé la zone critique (Chorover et al. 2007). Oui, cette fine pellicule à la surface de la Terre où roche, sol, eau, air et organismes vivants interagissent de façon complexe. Mais sans la mentionner, n'était-elle pas bien présente ? Au fil des années, j'ai fait dialoguer au sein de cet environnement hétérogène différentes échelles spatiales, du pore au volume élémentaire représentatif, de l'échelle de Darcy à celle du versant, du système aquifère régional au globe et ce, dans divers contextes géographiques, où la variabilité du climat, du relief, des propriétés du sous-sol et des actions de l'homme forge le comportement des eaux souterraines, en particulier dans leurs échanges avec les eaux de surface. Je me suis intéressée principalement aux processus physiques qui régissent ces phénomènes, par des approches couplant l'observation à la modélisation, outils communs de leur conceptualisation. Mon intermède aux échelles continentales m'a fait prendre également conscience du rôle fondamental qu'exercent en retour les eaux souterraines sur le cycle de l'eau global (Fan 2015). J'ai noté le besoin toujours pressant de bases de données relatives à la subsurface adaptées à ces dimensions. Je me rallie aux intentions d'y associer l'œil de l'hydrogéologue spécialiste des systèmes régionaux (Reinecke, Gnann et al. 2023), par son inestimable expérience du terrain. C'est autour de ce même terrain que j'imagine de faire la synthèse entre hydrogéologie et hydrogéophysique des milieux poreux gelés. Cette expertise, j'aimerais aussi à l'avenir l'enrichir d'approches satellitaires complémentaires grâce à leur vaste couverture spatio-temporelle. Des avancées sont attendues dans le domaine de la quantification des termes du bilan hydrologique, de l'ajustement des modèles hydrogéologiques mais aussi de l'étude du couvert végétal associé aux eaux souterraines. Peut-être manque-t-il en effet au tableau ici dressé cet aspect critique des interactions entre eaux souterraines et organismes vivants. Je me propose d'apporter cette touche à ma palette à travers le prisme des écosystèmes tributaires des eaux souterraines, dans le contexte des zones humides tempérées qui m'ont intéressée jusqu'à

1. Kermit, la petite mascotte qui m'a accompagnée pendant la rédaction de ce mémoire, s'y est glissée : l'avez-vous repérée ?

présent et dans le cadre du climat de sécheresse sans précédent qui s'installe. A ce titre, les approches analytiques, étendues aux hypothèses d'hétérogénéité des systèmes, en nous informant utilement sur les ordres de grandeur en jeu (Haitjema 2006), pourront nous aider à prioriser nos actions, tant spatialement que temporellement.

Jusqu'à présent, ma carrière ne s'est pas cantonnée à l'étroitesse d'un unique sujet d'étude, fût-il de pointe, mais s'est nourrie de la diversité des thématiques abordées. J'en ai présenté l'essentiel et ce qui reste d'actualité. J'ai ainsi omis les travaux menés au début de ma carrière dans le domaine de la modélisation du climat du Pliocène supérieur ( $\sim 3$  Ma), travaux réalisés entre 2008 et 2013 dans le cadre du projet PlioMIP, dans lequel s'est inscrite la thèse de *Camille Contoux*, co-dirigée par Gilles Ramstein au LSCE. Le lecteur curieux de ce pan de ma recherche trouvera dans les lectures suivantes des informations au sujet des comparaisons modèles-données (Jost, Fauquette et al. 2009; Dowsett et al. 2013; Salzmann et al. 2013) et des exercices d'intercomparaison de modèles climatiques (Contoux, Ramstein et al. 2012; Haywood et al. 2013; R. Zhang et al. 2013; Z.-S. Zhang et al. 2013; Hill et al. 2014) que nous avons réalisés mais aussi relatives aux conditions de formation de la calotte groenlandaise (Contoux, Dumas et al. 2015; Dolan et al. 2015) et d'un méga-lac Tchad (Contoux, Jost et al. 2013).

Avoir dressé ce panorama de mes recherches m'a aidé à en concilier les différentes facettes, y découvrir une harmonie insoupçonnée et l'envie de faire fructifier l'expérience acquise par un choix éclairé des travaux à venir, s'appuyant sur ce socle de connaissances pratiques et théoriques. Sans m'empêcher par la suite de saisir les opportunités qui s'inscriront dans ces perspectives, je vois dans cette étape obligée l'occasion de redéfinir mes priorités en matière de recherche, dans un cadre toujours collectif mais que j'aimerais plus international, qu'il s'agisse de ma propre mobilité comme d'encourager celle des étudiants encadrés. Je me suis cependant déjà beaucoup évadée à travers eux, en Europe, au Moyen-Orient, en Asie orientale, en Amérique du Sud, en Afrique du Nord et de l'Ouest. En espérant vous avoir fait également voyager à la lecture de ce mémoire...

**Thèse 5.0.1 — Contoux Camille (2010-2013).** *Modélisation de la variabilité climatique dans les hautes et basses latitudes au Pliocène supérieur : du Groenland au Tchad.* Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines.



## Bibliographie

- <sup>1</sup> ABIMBOLA O., MITTELSTET A., GILMORE T. et KORUS J., Influence of Watershed Characteristics on Streambed Hydraulic Conductivity across Multiple Stream Orders. *Scientific Reports* **10** : 3696 (2020) (cf. p. 68).
- <sup>2</sup> ACWORTH I., RAU G., CUTHBERT M., LEGGETT K. et ANDERSEN M., Runoff and Focused Groundwater-Recharge Response to Flooding Rains in the Arid Zone of Australia. *Hydrogeology Journal* **29** : 737-764 (2021) (cf. p. 74, 75).
- <sup>3</sup> AESCHBACH-HERTIG W. et GLEESON T., Regional Strategies for the Accelerating Global Problem of Groundwater Depletion. *Nature Geoscience* **5** : 853-861 (2012) (cf. p. 100).
- <sup>4</sup> AISSAT R., Mise en œuvre d'algorithmes d'optimisation pour l'estimation des paramètres distribués des modèles hydrogéologiques régionaux - Application au Modèle Nord-Aquitain (MONA). Thèse de Doctorat (Université Bordeaux Montaigne, Bordeaux, France, 2021) (cf. p. 122).
- <sup>5</sup> AKCIL A. et KOLDAS S., Acid Mine Drainage (AMD): Causes, Treatment and Case Studies. *Journal of Cleaner Production, Improving Environmental, Economic and Ethical Performance in the Mining Industry. Part 2. Life Cycle and Process Analysis and Technical Issues* **14** : 1139-1145 (2006) (cf. p. 124).
- <sup>6</sup> ALAM M. S., BARBOUR S. L., ELSHORBAGY A. et HUANG M., The Impact of Climate Change on the Water Balance of Oil Sands Reclamation Covers and Natural Soil Profiles. *Journal of Hydrometeorology* **19** : 1731-1752 (2018) (cf. p. 129-131).
- <sup>7</sup> ALAM M. S., BARBOUR S. L., HUANG M. et LI Y., Using Statistical and Dynamical Downscaling to Assess Climate Change Impacts on Mine Reclamation Cover Water Balances. *Mine Water and the Environment* **39** : 699-715 (2020) (cf. p. 129).
- <sup>8</sup> ALAM S., GEBREMICHAEL M., LI R., DOZIER J. et LETTENMAIER D. P., Climate Change Impacts on Groundwater Storage in the Central Valley, California. *Climatic Change* **157** : 387-406 (2019) (cf. p. 95).

- <sup>9</sup>ALLEY W. M., CLARK B. R., ELY D. M. et FAUNT C. C., Groundwater Development Stress: Global-Scale Indices Compared to Regional Modeling. *Groundwater* **56** : 266-275 (2018) (cf. p. 99).
- <sup>10</sup>AN R., ZHANG X., WANG Y., LIU X., CHEN C. et GONG J., Freeze–Thaw Impact on Sandy Clay in Artificial Frozen Walls: An Investigation of Shear Strength and Pore-Size Distribution. *International Journal of Geomechanics* **22** : 04022230 (2022) (cf. p. 61).
- <sup>11</sup>ANAWAR H. M., Sustainable Rehabilitation of Mining Waste and Acid Mine Drainage Using Geochemistry, Mine Type, Mineralogy, Texture, Ore Extraction and Climate Knowledge. *Journal of Environmental Management* **158** : 111-121 (2015) (cf. p. 124).
- <sup>12</sup>ANAWAR H. M., Impact of Climate Change on Acid Mine Drainage Generation and Contaminant Transport in Water Ecosystems of Semi-Arid and Arid Mining Areas. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Contamination in Water* **58–60** : 13-21 (2013) (cf. p. 129).
- <sup>13</sup>ANDERSON M. P., Heat as a Ground Water Tracer. *Groundwater* **43** : 951-968 (2005) (cf. p. 136).
- <sup>14</sup>ARBOLEDA OBANDO P. F., Feedback from Groundwater and Irrigation on Past and Future Climate Simulated by the IPSL Climate Model. Thèse de Doctorat (Sorbonne Université, Paris, France, 2023) (cf. p. 90, 98).
- <sup>15</sup>ARBOLEDA OBANDO P. F., DUCHARNE A., CHERUY F., JOST A., GHATTAS J., COLIN J. et NOUS C., Influence of Hillslope Flow on Hydroclimatic Evolution Under Climate Change. *Earth's Future* **10** : e2021EF002613 (2022) (cf. p. 81, 86, 89).
- <sup>16</sup>AZMATCH T. F., SEGO D. C., ARENSON L. U. et BIGGAR K. W., Using Soil Freezing Characteristic Curve to Estimate the Hydraulic Conductivity Function of Partially Frozen Soils. *Cold Regions Science and Technology* **83–84** : 103-109 (2012) (cf. p. 63).
- <sup>17</sup>BAGHERI-GAVKOSH M., HOSSEINI S. M., ATAIE-ASHTIANI B., SOHANI Y., EBRAHIMIAN H., MOROVAT F. et ASHRAFI S., Land Subsidence: A Global Challenge. *Science of The Total Environment* **778** : 146193 (2021) (cf. p. 98).
- <sup>18</sup>BANKS E., BRUNNER P. et SIMMONS C., Vegetation Controls on Variably Saturated Processes between Surface Water and Groundwater and Their Impact on the State of Connection. *Water Resources Research* **47** : (2011) (cf. p. 68, 69).
- <sup>19</sup>BANKS E., SIMMONS C., LOVE A. et SHAND P., Assessing Spatial and Temporal Connectivity between Surface Water and Groundwater in a Regional Catchment: Implications for Regional Scale Water Quantity and Quality. *Journal of Hydrology* **404** : 30-49 (2011) (cf. p. 69).
- <sup>20</sup>BANVILLE D. R., FORTIER R. et DUPUIS C., Objective Interpretation of Induced Polarization Tomography Using a Quantitative Approach for the Investigation of Periglacial Environments. *Journal of Applied Geophysics* **130** : 218-233 (2016) (cf. p. 62).
- <sup>21</sup>BARATELLI F., PARLANTI E., GARNIER J., GUILLON S., JOST A., RIVIÈRE A., SOURZAC M., MERCIER B., MARTINEZ A., NESPOULET R., ESCHBACH D., VARRAULT G., MOUCHEL J.-M. et FLIPO N., Connectivité et réactivité de l'interface nappe-rivière dans la plaine alluviale de la Bassée. In *Interdisciplinarité en Bassée-Voulzie*, t. 7, Rapport de Synthèse de La Phase VIII Du PIREN-Seine (2023) (cf. p. 115).

- <sup>22</sup>BARATELLI F., PARLANTI E., FLIPO N., GARNIER J., GUILLON S., JOST A., RIVIÈRE A., SOURZAC M., MERCIER B., MARTINEZ A., NESPOULET R., ESCHBACH D., MOUCHEL J.-M. et VARRAULT G., Campagnes de prélèvements multi-traceurs pour la caractérisation hydro-biogéochimique de la plaine alluviale de la Bassée. (PIREN-Seine, 2021) (cf. p. 115).
- <sup>23</sup>BARATELLI F., PARLANTI E., VARRAULT G., SOURZAC M., SAAD M., JOST A., GUILLON S., RIVIÈRE A. et FLIPO N., Caractérisation hydro-géochimique de la plaine de la Bassée en période de crue. (PIREN-Seine, 2017) (cf. p. 115).
- <sup>24</sup>BARON P. et PIKETTY G., Plaine alluviale de la Bassée. Mission conjointe de l'Inspection Générale de l'Environnement et du Conseil général des Mines. (Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 2001) (cf. p. 115, 122).
- <sup>25</sup>BART R. et HOPE A., Inter-Seasonal Variability in Baseflow Recession Rates: The Role of Aquifer Antecedent Storage in Central California Watersheds. *Journal of Hydrology* **519** : 205-213 (2014) (cf. p. 38).
- <sup>26</sup>BARTLETT M. S. et PORPORATO A., A Class of Exact Solutions of the Boussinesq Equation for Horizontal and Sloping Aquifers. *Water Resources Research* **54** : 767-778 (2018) (cf. p. 22).
- <sup>27</sup>BASHIR R., AHMAD F. et BEDDOE R., Effect of Climate Change on a Monolithic Desulphurized Tailings Cover. *Water* **12** : 2645 (2020) (cf. p. 129).
- <sup>28</sup>BATLLE-AGUILAR J. et COOK P., Transient Infiltration from Ephemeral Streams: A Field Experiment at the Reach Scale. *Water Resources Research* **48** : (2012) (cf. p. 70, 74, 75).
- <sup>29</sup>BATLLE-AGUILAR J., XIE Y. et COOK P., Importance of Stream Infiltration Data for Modelling Surface Water-Groundwater Interactions. *Journal of Hydrology* **528** : 683-693 (2015) (cf. p. 74, 75).
- <sup>30</sup>BAULON L., ALLIER D., MASSEI N., BESSIERE H., FOURNIER M. et BAULT V., Influence of Low-Frequency Variability on Groundwater Level Trends. *Journal of Hydrology* **606** : 127436 (2022) (cf. p. 137).
- <sup>31</sup>BAULON L., MASSEI N., ALLIER D., FOURNIER M. et BESSIERE H., Influence of Low-Frequency Variability on High and Low Groundwater Levels: Example of Aquifers in the Paris Basin. *Hydrology and Earth System Sciences* **26** : 2829-2854 (2022) (cf. p. 137, 138).
- <sup>32</sup>BENSE V. F., KOOI H., FERGUSON G. et READ T., Permafrost Degradation as a Control on Hydrogeological Regime Shifts in a Warming Climate. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **117** : (2012) (cf. p. 50).
- <sup>33</sup>BERGHUIJS W. R., LUIJENDIJK E., MOECK C., VAN DER VELDE Y. et ALLEN S. T., Global Recharge Data Set Indicates Strengthened Groundwater Connection to Surface Fluxes. *Geophysical Research Letters* **49** : e2022GL099010 (2022) (cf. p. 79, 92).
- <sup>34</sup>BESSIÈRE H., KLINKA T. et SAPLAIROLES M., Evaluation de l'impact sur la ressource en eau souterraine de l'exploitation de granulats dans le milieu alluvionnaire de l'Ariège. RP-61982-FR (BRGM, Orléans, France, 2013) (cf. p. 117).
- <sup>35</sup>BEVERLY C. et HOCKING M., Predicting Groundwater Response Times and Catchment Impacts From Land Use Change. *Australasian Journal of Water Resources* **16** : 29-47 (2012) (cf. p. 45).

- <sup>36</sup>BIASUTTI M., Forced Sahel Rainfall Trends in the CMIP5 Archive. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **118** : 1613-1623 (2013) (cf. p. 109).
- <sup>37</sup>BIERKENS M. F. P., SUTANUDJAJA E. H. et WANDERS N., Large-Scale Sensitivities of Groundwater and Surface Water to Groundwater Withdrawal. *Hydrology and Earth System Sciences* **25** : 5859-5878 (2021) (cf. p. 97, 98, 139).
- <sup>38</sup>BIERKENS M. F. P. et WADA Y., Non-Renewable Groundwater Use and Groundwater Depletion: A Review. *Environmental Research Letters* **14** : 063002 (2019) (cf. p. 92, 97, 99).
- <sup>39</sup>BISKABORN B. K., SMITH S. L., NOETZLI J., MATTHES H., VIEIRA G., STRELETSKIY D. A., SCHOENEICH P., ROMANOVSKY V. E., LEWKOWICZ A. G., ABRAMOV A., ALLARD M., BOIKE J., CABLE W. L., CHRISTIANSEN H. H., DELALOYE R., DIEKMANN B., DROZDOV D., ETZELMÜLLER B., GROSSE G., GUGLIELMIN M., INGEMAN-NIELSEN T., ISAKSEN K., ISHIKAWA M., JOHANSSON M., JOHANNSSON H., JOO A., KAVERIN D., KHOLODOV A., KONSTANTINOV P., KRÖGER T., LAMBIEL C., LANCKMAN J.-P., LUO D., MALKOVA G., MEIKLEJOHN I., MOSKALENKO N., OLIVA M., PHILLIPS M., RAMOS M., SANNEL A. B. K., SERGEEV D., SEYBOLD C., SKRYABIN P., VASILIEV A., WU Q., YOSHIKAWA K., ZHELEZNYAK M. et LANTUIT H., Permafrost Is Warming at a Global Scale. *Nature Communications* **10** : 264 (2019) (cf. p. 49).
- <sup>40</sup>BISWAL B. et MARANI M., Geomorphological Origin of Recession Curves. *Geophysical Research Letters* **37** : (2010) (cf. p. 40).
- <sup>41</sup>BISWAL B. et NAGESH KUMAR D., Study of Dynamic Behaviour of Recession Curves. *Hydrological Processes* **28** : 784-792 (2014) (cf. p. 38).
- <sup>42</sup>BISWAL B. et NAGESH KUMAR D., What Mainly Controls Recession Flows in River Basins?, *Advances in Water Resources* **65** : 25-33 (2014) (cf. p. 40).
- <sup>43</sup>BLOOMFIELD J., MARCHANT B. P. et MCKENZIE A. A., Changes in Groundwater Drought Associated with Anthropogenic Warming. *Hydrology and Earth System Sciences* **23** : 1393-1408 (2019) (cf. p. 139).
- <sup>44</sup>BOÉ J. et HABETS F., Multi-Decadal River Flow Variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences* **18** : 691-708 (2014) (cf. p. 137).
- <sup>45</sup>BOGAART P. W., VAN DER VELDE Y., LYON S. W. et DEKKER S. C., Streamflow Recession Patterns Can Help Unravel the Role of Climate and Humans in Landscape Co-Evolution. *Hydrology and Earth System Sciences* **20** : 1413-1432 (2016) (cf. p. 44).
- <sup>46</sup>BONNET R., BOÉ J. et HABETS F., Influence of Multidecadal Variability on High and Low Flows: The Case of the Seine Basin. *Hydrology and Earth System Sciences* **24** : 1611-1631 (2020) (cf. p. 137).
- <sup>47</sup>BOOTH E. G. et LOHEIDE II S. P., Hydroecological Model Predictions Indicate Wetter and More Diverse Soil Water Regimes and Vegetation Types Following Floodplain Restoration. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **117** : (2012) (cf. p. 142).
- <sup>48</sup>BOUSSINESQ J., Sur le débit, en temps de sécheresse, d'une source alimentée par une nappe d'eaux d'infiltration. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* **136** : 1511-1517 (1903) (cf. p. 20, 25).
- <sup>49</sup>BOUSSINESQ J., Sur un mode simple d'écoulement des nappes d'eau d'infiltration à lit horizontal, avec rebord vertical tout autour, lorsqu'une partie de ce rebord est enlevée depuis la surface jusqu'au fond. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* **137** : 5-11 (1903) (cf. p. 22).

- <sup>50</sup>BOUSSINESQ J., Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal De Mathématiques Pures Et Appliquées* **10** : 5-78 (1904) (cf. p. [20](#), [22](#), [24](#), [27](#), [35](#), [37](#), [39](#)).
- <sup>51</sup>BOWRING S. P. K., LAUERWALD R., GUENET B., ZHU D., GUIMBERTEAU M., TOOTCHI A., DUCHARNE A. et CIAIS P., ORCHIDEE MICT-LEAK (R5459), a Global Model for the Production, Transport, and Transformation of Dissolved Organic Carbon from Arctic Permafrost Regions – Part 1: Rationale, Model Description, and Simulation Protocol. *Geoscientific Model Development* **12** : 3503-3521 (2019) (cf. p. [64](#)).
- <sup>52</sup>BRANDES D., HOFFMANN J. G. et MANGARILLO J. T., Base Flow Recession Rates, Low Flows, and Hydrologic Features of Small Watersheds in Pennsylvania, Usa1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **41** : 1177-1186 (2005) (cf. p. [25](#)).
- <sup>53</sup>BRESCIANI E., GODERNIAUX P. et BATELAAN O., Hydrogeological Controls of Water Table-Land Surface Interactions. *Geophysical Research Letters* **43** : 9653-9661 (2016) (cf. p. [43](#)).
- <sup>54</sup>BRONNER G., ROUSSEL J., TROMPETTE R. et CLAUER N., Genesis and Geodynamic Evolution of the Taoudeni Cratonic Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa. In *Dynamics of Plate Interiors* (American Geophysical Union (AGU), 1980), p. 81-90 (cf. p. [103](#)).
- <sup>55</sup>BRUNNER P., COOK P. et SIMMONS C., Hydrogeologic Controls on Disconnection between Surface Water and Groundwater. *Water Resources Research* **45** : (2009) (cf. p. [66-68](#)).
- <sup>56</sup>BRUNNER P., COOK P. et SIMMONS C., Disconnected Surface Water and Groundwater: From Theory to Practice. *Ground Water* **49** : 460-467 (2011) (cf. p. [69](#), [70](#)).
- <sup>57</sup>BRUNNER P., SIMMONS C. et COOK P., Spatial and Temporal Aspects of the Transition from Connection to Disconnection between Rivers, Lakes and Groundwater. *Journal of Hydrology* **376** : 159-169 (2009) (cf. p. [67](#), [70](#)).
- <sup>58</sup>BRUNNER P., THERRIEN R., RENARD P., SIMMONS C. et FRANSSSEN H.-J. H., Advances in Understanding River-Groundwater Interactions. *Reviews of Geophysics* **55** : 818-854 (2017) (cf. p. [69](#)).
- <sup>59</sup>BRUTSAERT W., The Unit Response of Groundwater Outflow from a Hillslope. *Water Resources Research* **30** : 2759-2763 (1994) (cf. p. [21](#), [22](#)).
- <sup>60</sup>BRUTSAERT W., Long-Term Groundwater Storage Trends Estimated from Streamflow Records: Climatic Perspective. *Water Resources Research* **44** : (2008) (cf. p. [22](#), [25](#)).
- <sup>61</sup>BRUTSAERT W. et HIYAMA T., The Determination of Permafrost Thawing Trends from Long-Term Streamflow Measurements with an Application in Eastern Siberia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **117** : (2012) (cf. p. [33](#)).
- <sup>62</sup>BRUTSAERT W. et NIEBER J. L., Regionalized Drought Flow Hydrographs from a Mature Glaciated Plateau. *Water Resources Research* **13** : 637-643 (1977) (cf. p. [24](#)).
- <sup>63</sup>BUSSIÈRE L., Hydrogéophysique des buttes de pergélisol et des mares de thermokarst du Québec nordique et de la Nouvelle-Aquitaine : apports à la compréhension de la paléorecharge des grands aquifères par analogue de terrain actuel. Thèse de Doctorat (Université Michel de Montaigne, Bordeaux, France et Université Laval, Québec, Canada, 2022) (cf. p. [62](#)).

- <sup>64</sup>CARETTA M., MUKHERJI A., ARFANUZZAMAN M., BETTS R., GELFAN A., HIRABAYASHI Y., LISSNER T., LIU J., GUNN E. L., MORGAN R., MWANGA S. et SUPRATID S., 2022: Water. In *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, t. 4, sous la dir. de H.-O. PÖRTNER, D. ROBERTS, M. TIGNOR, E. POLOCZANSKA, K. MINTENBECK, A. ALEGRÍAAND, M. CRAIG, S. LANGSDORF, S. LÖSCHKE, V. MÖLLER, A. OKEM et B. RAMA, Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, Etats-Unis, 2021), p. 551-712 (cf. p. 94, 128).
- <sup>65</sup>CARLIER C., WIRTH S. B., COCHAND F., HUNKELER D. et BRUNNER P., Exploring Geological and Topographical Controls on Low Flows with Hydrogeological Models. *Groundwater* **57** : 48-62 (2019) (cf. p. 42).
- <sup>66</sup>CARR E. J. et SIMPSON M. J., Accurate and Efficient Calculation of Response Times for Groundwater Flow. *Journal of Hydrology* **558** : 470-481 (2018) (cf. p. 23, 38).
- <sup>67</sup>CARRÉ C., COURBIL D., DEROUBAIX J.-F., DELOMÉNIE A., JUILLET N. et LUMBROSO S., Produire et valoriser localement les connaissances scientifiques du PIREN-Seine avec les acteurs de la Bassée-Voulzie. (PIREN-Seine, 2020) (cf. p. 112).
- <sup>68</sup>CARRÉ C., DELOMÉNIE A., GAILLARD L. et JUILLET N., Préfiguration et démarrage du collectif chercheurs – acteurs de la Bassée-Voulzie. (PIREN-Seine, 2021) (cf. p. 112).
- <sup>69</sup>CARROLL R. W., POHLL G. M., MORTON C. G. et HUNTINGTON J. L., Calibrating a Basin-Scale Groundwater Model to Remotely Sensed Estimates of Groundwater Evapotranspiration. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **51** : 1114-1127 (2015) (cf. p. 136).
- <sup>70</sup>CARSEL R. F. et PARRISH R. S., Developing Joint Probability Distributions of Soil Water Retention Characteristics. *Water Resources Research* **24** : 755-769 (1988) (cf. p. 32).
- <sup>71</sup>CHAMBERLAIN E. J. et GOW A. J., Effect of Freezing and Thawing on the Permeability and Structure of Soils. *Engineering Geology, Ground Freezing* **13** : 73-92 (1979) (cf. p. 61).
- <sup>72</sup>CHANGNON S. A., Detectiong Drought Conditions in Illinois. Circular 169 (Illinois State Water Survey, Champaign, IL, Etats-Unis, 1987) (cf. p. 26).
- <sup>73</sup>CHAPMAN T. G., Modeling Groundwater Flow over Sloping Beds. *Water Resources Research* **16** : 1114-1118 (1980) (cf. p. 21).
- <sup>74</sup>CHEN B. et KRAJEWSKI W., Recession Analysis across Scales: The Impact of Both Random and Nonrandom Spatial Variability on Aggregated Hydrologic Response. *Journal of Hydrology* **523** : 97-106 (2015) (cf. p. 25, 35).
- <sup>75</sup>CHEN B. et KRAJEWSKI W., Analysing Individual Recession Events: Sensitivity of Parameter Determination to the Calculation Procedure. *Hydrological Sciences Journal* **61** : 2887-2901 (2016) (cf. p. 44).
- <sup>76</sup>CHEN G., XU Z., RUDAKOV D., SUN Y. et LI X., Deep Groundwater Flow Patterns Induced by Mine Water Injection Activity. *International Journal of Environmental Research and Public Health* **19** : 15438 (2022) (cf. p. 93).
- <sup>77</sup>CHEN G., XU B., BIDORN B. et BURNETT W. C., Effects of Groundwater Extraction and River Regulation on Coastal Freshwater Resources. In *Blue Economy: An Ocean Science Perspective*, sous la dir. d'E. R. URBAN JR. et V. ITTEKKOT (Springer Nature, Singapore, 2022), p. 123-152 (cf. p. 93).

- <sup>78</sup>CHEN L., FORTIER D., MCKENZIE J. M., VOSS C. I. et LAMONTAGNE-HALLÉ P., Subsurface Porewater Flow Accelerates Talik Development Under the Alaska Highway, Yukon: A Prelude to Road Collapse and Final Permafrost Thaw?, *Water Resources Research* **59** : e2022WR032578 (2023) (cf. p. 48, 64).
- <sup>79</sup>CHEN W., HUANG C., CHANG M., CHANG P. et LU H., The Impact of Floods on Infiltration Rates in a Disconnected Stream. *Water Resources Research* **49** : 7887-7899 (2013) (cf. p. 74).
- <sup>80</sup>CHENG S.-H., ENGEL B. A., LIU R., WU H.-X. et WANG Y.-B., Impedance Factor of Hydraulic Conductivity for Frozen Soil Based on Ice Segregation Theory and Its Application. *Water Resources Research* **59** : e2022WR033876 (2023) (cf. p. 64).
- <sup>81</sup>CHILOANE C., DUBE T. et SHOKO C., Impacts of Groundwater and Climate Variability on Terrestrial Groundwater Dependent Ecosystems: A Review of Geospatial Assessment Approaches and Challenges and Possible Future Research Directions. *Geocarto International* **37** : 6755-6779 (2022) (cf. p. 136, 140).
- <sup>82</sup>CHILTON J. et FOSTER S., Long Datasets for Improved Understanding, Management and Protection of Groundwater. *Hydrogeology Journal* (2023) (cf. p. 133).
- <sup>83</sup>CHOROVER J., KRETZSCHMAR R., GARCIA-PICHEL F. et SPARKS D. L., Soil Biogeochemical Processes within the Critical Zone. *Elements* **3** : 321-326 (2007) (cf. p. 143).
- <sup>84</sup>COCHAND M., MOLSON J. et LEMIEUX J.-M., Groundwater Hydrogeochemistry in Permafrost Regions. *Permafrost and Periglacial Processes* **30** : 90-103 (2019) (cf. p. 50).
- <sup>85</sup>COLLENTEUR R. A., BAKKER M., CALJÉ R., KLOP S. A. et SCHAARS F., Pastas: Open Source Software for the Analysis of Groundwater Time Series. *Groundwater* **57** : 877-885 (2019) (cf. p. 114).
- <sup>86</sup>COLOMBANI N., GAIOLINI M., BUSICO G. et POSTACCHINI M., Quantifying the Impact of Evapotranspiration at the Aquifer Scale via Groundwater Modelling and MODIS Data. *Water* **13** : 950 (2021) (cf. p. 135).
- <sup>87</sup>CONDON L. E., ATCHLEY A. L. et MAXWELL R. M., Evapotranspiration Depletes Groundwater under Warming over the Contiguous United States. *Nature Communications* **11** : 873 (2020) (cf. p. 139).
- <sup>88</sup>CONDON L. E. et MAXWELL R. M., Simulating the Sensitivity of Evapotranspiration and Streamflow to Large-Scale Groundwater Depletion. *Science Advances* **5** : eaav4574 (2019) (cf. p. 98).
- <sup>89</sup>CONTOUX C., DUMAS C., RAMSTEIN G., JOST A. et DOLAN A. M., Modelling Greenland Ice Sheet Inception and Sustainability during the Late Pliocene. *Earth and Planetary Science Letters* **424** : 295-305 (2015) (cf. p. 144).
- <sup>90</sup>CONTOUX C., JOST A., RAMSTEIN G., SEPULCHRE P., KRINNER G. et SCHUSTER M., Megalake Chad Impact on Climate and Vegetation during the Late Pliocene and the Mid-Holocene. *Climate of the Past* **9** : 1417-1430 (2013) (cf. p. 144).
- <sup>91</sup>CONTOUX C., RAMSTEIN G. et JOST A., Modelling the Mid-Pliocene Warm Period Climate with the IPSL Coupled Model and Its Atmospheric Component LMDZ5A. *Geoscientific Model Development* **5** : 903-917 (2012) (cf. p. 144).
- <sup>92</sup>COOK P., Quantifying River Gain and Loss at Regional Scales. *Journal of Hydrology* **531** : 749-758 (2015) (cf. p. 69).

- <sup>93</sup>COOPER M. G., ZHOU T., BENNETT K. E., BOLTON W. R., COON E. T., FLEMING S. W., ROWLAND J. C. et SCHWENK J., Detecting Permafrost Active Layer Thickness Change From Nonlinear Baseflow Recession. *Water Resources Research* **59** : e2022WR033154 (2023) (cf. p. 36).
- <sup>94</sup>COPEREY A., REVIL A., ABDULSAMAD F., STUTZ B., DUVILLARD P. A. et RAVANEL L., Low-Frequency Induced Polarization of Porous Media Undergoing Freezing: Preliminary Observations and Modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124** : 4523-4544 (2019) (cf. p. 62).
- <sup>95</sup>COSENZA P., GHORBANI A., FLORSCH N. et REVIL A., Effects of Drying on the Low-Frequency Electrical Properties of Tournemire Argillites. *Pure and Applied Geophysics* **164** : 2043-2066 (2007) (cf. p. 61).
- <sup>96</sup>COSTANTINI M., COLIN J. et DECHARME B., Projected Climate-Driven Changes of Water Table Depth in the World's Major Groundwater Basins. *Earth's Future* **11** : e2022EF003068 (2023) (cf. p. 94, 99).
- <sup>97</sup>COWIE R., WILLIAMS M. W., WIREMAN M. et RUNKEL R. L., Use of Natural and Applied Tracers to Guide Targeted Remediation Efforts in an Acid Mine Drainage System, Colorado Rockies, USA. *Water* **6** : 745-777 (2014) (cf. p. 132).
- <sup>98</sup>CROSBIE R., TAYLOR A., DAVIS A., LAMONTAGNE S. et MUNDAY T., Evaluation of Infiltration from Losing-Disconnected Rivers Using a Geophysical Characterisation of the Riverbed and a Simplified Infiltration Model. *Journal of Hydrology* **508** : 102-113 (2014) (cf. p. 69).
- <sup>99</sup>CURRELL M., GLEESON T. et DAHLHAUS P., A New Assessment Framework for Transience in Hydrogeological Systems. *Groundwater* **54** : 4-14 (2016) (cf. p. 20).
- <sup>100</sup>CUTHBERT M., ACWORTH I., ANDERSEN M., LARSEN J., MCCALLUM A., RAU G. et TELLAM J., Understanding and Quantifying Focused, Indirect Groundwater Recharge from Ephemeral Streams Using Water Table Fluctuations. *Water Resources Research* **52** : 827-840 (2016) (cf. p. 75).
- <sup>101</sup>CUTHBERT M., GLEESON T., MOOSDORF N., BEFUS K. M., SCHNEIDER A., HARTMANN J. et LEHNER B., Global Patterns and Dynamics of Climate–Groundwater Interactions. *Nature Climate Change* **9** : 137-141 (2019) (cf. p. 20, 29, 38, 40, 43, 45, 85, 92).
- <sup>102</sup>CUTHBERT M. et TINDIMUGAYA C., The Importance of Preferential Flow in Controlling Groundwater Recharge in Tropical Africa and Implications for Modelling the Impact of Climate Change on Groundwater Resources. *Journal of Water and Climate Change* **1** : 234-245 (2011) (cf. p. 74).
- <sup>103</sup>CUTHBERT M., TAYLOR R., FAVREAU G., TODD M., SHAMSUDDUHA M., VILLHOLTH K., MACDONALD A., SCANLON B., KOTCHONI V., VOULLAMOZ J.-M., LAWSON F., ADJOMAYI P., KASHAIGILI J., SEDDON D., SORENSEN J., EBRAHIM G. Y., OWOR M., NYENJE P., NAZOU MOU Y., GONI I., OUSMANE B. I., SIBANDA T., ASCOTT M., MACDONALD D., AGYEKUM W., KOUSSOUBÉ Y., WANKE H., KIM H., WADA Y., LO M.-H., OKI T. et KUKURIC N., Observed Controls on Resilience of Groundwater to Climate Variability in Sub-Saharan Africa. *Nature* **572** : 230-234 (2019) (cf. p. 73, 75, 78).

- <sup>104</sup>DAFFLON B., HUBBARD S., ULRICH C., PETERSON J., WU Y., WAINWRIGHT H. et KNEAFSEY T. J., Geophysical Estimation of Shallow Permafrost Distribution and Properties in an Ice-Wedge Polygon-Dominated Arctic Tundra Region. *GEOPHYSICS* **81** : WA247-WA263 (2016) (cf. p. 58).
- <sup>105</sup>DAHAN O., SHANI Y., ENZEL Y., YECHIELI Y. et YAKIREVICH A., Direct Measurements of Floodwater Infiltration into Shallow Alluvial Aquifers. *Journal of Hydrology* **344** : 157-170 (2007) (cf. p. 74, 75).
- <sup>106</sup>DAHAN O., TATARSKY B., ENZEL Y., KULLS C., SEELY M. et BENITO G., Dynamics of Flood Water Infiltration and Ground Water Recharge in Hyperarid Desert. *Groundwater* **46** : 450-461 (2008) (cf. p. 74).
- <sup>107</sup>DAKOURE D., Etude Hydrogéologique et Géochimique de La Bordure Sud-Est Du Bassin Sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso - Mali) : Essai de Modélisation. Thèse de Doctorat (Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France, 2003) (cf. p. 103, 108).
- <sup>108</sup>DASS G., JOST A. et DUCHARNE A., Impact of Anthropogenic Pressures on the Hydrodynamics and Water Budget of the Alluvial Plain of La Bassée, France. In 19<sup>th</sup> AOGS, 1<sup>er</sup>-5 août, en ligne (2022) (cf. p. 117).
- <sup>109</sup>DASS G., JOST A. et DUCHARNE A., Impact of Gravel Pit Lakes on the Hydrodynamics and Water Budget of the Alluvial Plain of La Bassée, France. In XXIV International Conference Computational Methods in Water Resources, 19-23 juin, Gdańsk, Pologne (2022) (cf. p. 117, 120).
- <sup>110</sup>DASS G., JOST A., ESCHBACH D. et DUCHARNE A., Impact des aménagements de la Seine et lacs de gravières sur le fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale de la Bassée. (PIREN-Seine, 2022) (cf. p. 102, 116, 121).
- <sup>111</sup>DATRY T., LARNED S. T. et TOCKNER K., Intermittent Rivers: A Challenge for Freshwater Ecology. *BioScience* **64** : 229-235 (2014) (cf. p. 69).
- <sup>112</sup>DE GRAAF I. E. M., GLEESON T., VAN BEEK L. P. H., SUTANUDJAJA E. H. et BIERKENS M. F. P., Environmental Flow Limits to Global Groundwater Pumping. *Nature* **574** : 90-94 (2019) (cf. p. 65, 92, 97, 98, 139).
- <sup>113</sup>DE GRAAF I. E. M. et STAHL K., A Model Comparison Assessing the Importance of Lateral Groundwater Flows at the Global Scale. *Environmental Research Letters* **17** : 044020 (2022) (cf. p. 98).
- <sup>114</sup>DE GRAAF I. E. M., VAN BEEK L. P. H., GLEESON T., MOOSDORF N., SCHMITZ O., SUTANUDJAJA E. H. et BIERKENS M. F. P., A Global-Scale Two-Layer Transient Groundwater Model: Development and Application to Groundwater Depletion. *Advances in Water Resources* **102** : 53-67 (2017) (cf. p. 97).
- <sup>115</sup>DE GRANDPRÉ I., FORTIER D. et STEPHANI E., Degradation of Permafrost beneath a Road Embankment Enhanced by Heat Advected in groundwater1This Article Is One of a Series of Papers Published in This CJES Special Issue on the Theme of Fundamental and Applied Research on Permafrost in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **49** : 953-962 (2012) (cf. p. 48).
- <sup>116</sup>DE LONGUEVILLE F., HOUNTONDI Y.-C., KINDO I., GEMENNE F. et OZER P., Long-Term Analysis of Rainfall and Temperature Data in Burkina Faso (1950–2013). *International Journal of Climatology* **36** : 4393-4405 (2016) (cf. p. 104).

- <sup>117</sup>DE MARSILY G. et ABARCA-DEL-RIO R., Water and Food in the Twenty-First Century. In *Remote Sensing and Water Resources*, sous la dir. d'A. CAZENAVE, N. CHAMPOLLION, J. BENVENISTE et J. CHEN, Space Sciences Series of ISSI (Springer International Publishing, Cham, 2016), p. 313-337 (cf. p. 93).
- <sup>118</sup>DE ROOIJ G. H., Aquifer-Scale Flow Equations as Generalized Linear Reservoir Models for Strip and Circular Aquifers: Links between the Darcian and the Aquifer Scale. *Water Resources Research* **49** : 8605-8615 (2013) (cf. p. 89).
- <sup>119</sup>DE VRIES J. J., Dynamics of the Interface between Streams and Groundwater Systems in Lowland Areas, with Reference to Stream Net Evolution. *Journal of Hydrology* **155** : 39-56 (1994) (cf. p. 39).
- <sup>120</sup>DE VRIES J. J., Seasonal Expansion and Contraction of Stream Networks in Shallow Groundwater Systems. *Journal of Hydrology* **170** : 15-26 (1995) (cf. p. 39).
- <sup>121</sup>DEROUANE J., Modélisation Hydrogéologique Du Bassin Sédimentaire. (Programme VREO, SOFRECO - SAWES, Bobo Dioulasso, Burkina Faso, 2008) (cf. p. 103).
- <sup>122</sup>DESILETS S. L., FERRÉ T. et TROCH P., Effects of Stream-Aquifer Disconnection on Local Flow Patterns. *Water Resources Research* **44** : (2008) (cf. p. 69).
- <sup>123</sup>DEVOIE É. G., CRAIG J. R., CONNON R. F. et QUINTON W. L., Taliks: A Tipping Point in Discontinuous Permafrost Degradation in Peatlands. *Water Resources Research* **55** : 9838-9857 (2019) (cf. p. 64).
- <sup>124</sup>DEWANDEL B., LACHASSAGNE P., BAKALOWICZ M., WENG P. et AL-MALKI A., Evaluation of Aquifer Thickness by Analysing Recession Hydrographs. Application to the Oman Ophiolite Hard-Rock Aquifer. *Journal of Hydrology* **274** : 248-269 (2003) (cf. p. 35, 37, 42).
- <sup>125</sup>DOETSCH J., INGEMAN-NIELSEN T., CHRISTIANSEN A. V., FIANDACA G., AUKEN E. et ELBERLING B., Direct Current (DC) Resistivity and Induced Polarization (IP) Monitoring of Active Layer Dynamics at High Temporal Resolution. *Cold Regions Science and Technology* **119** : 16-28 (2015) (cf. p. 62).
- <sup>126</sup>DOLAN A. M., HUNTER S. J., HILL D. J., HAYWOOD A. M., KOENIG S. J., OTTO-BLIESNER B. L., ABE-OUCHI A., BRAGG F., CHAN W.-L., CHANDLER M. A., CONTOUX C., JOST A., KAMAE Y., LOHMANN G., LUNT D. J., RAMSTEIN G., ROSENBLOOM N. A., SOHL L., STEPANEK C., UEDA H., YAN Q. et ZHANG Z., Using Results from the PlioMIP Ensemble to Investigate the Greenland Ice Sheet during the Mid-Pliocene Warm Period. *Climate of the Past* **11** : 403-424 (2015) (cf. p. 144).
- <sup>127</sup>DÖLL P. et FIEDLER K., Global-Scale Modeling of Groundwater Recharge. *Hydrology and Earth System Sciences* **12** : 863-885 (2008) (cf. p. 92, 97).
- <sup>128</sup>DÖLL P., Vulnerability to the Impact of Climate Change on Renewable Groundwater Resources: A Global-Scale Assessment. *Environmental Research Letters* **4** : 035006 (2009) (cf. p. 92, 99).
- <sup>129</sup>DÖLL P., DOUVILLE H., GÜNTNER A., MÜLLER SCHMIED H. et WADA Y., Modelling Freshwater Resources at the Global Scale: Challenges and Prospects. *Surveys in Geophysics* **37** : 195-221 (2016) (cf. p. 94).
- <sup>130</sup>DÖLL P., MÜLLER SCHMIED H., SCHUH C., PORTMANN F. T. et EICKER A., Global-Scale Assessment of Groundwater Depletion and Related Groundwater Abstractions: Combining Hydrological Modeling with Information from Well Observations and GRACE Satellites. *Water Resources Research* **50** : 5698-5720 (2014) (cf. p. 97).

- <sup>131</sup>DÖLL P. et SCHMIED H. M., How Is the Impact of Climate Change on River Flow Regimes Related to the Impact on Mean Annual Runoff? A Global-Scale Analysis. *Environmental Research Letters* **7** : 014037 (2012) (cf. p. 69).
- <sup>132</sup>DOUVILLE H., RAGHAVAN K., RENWICK J., ALLAN R. P., ARIAS P. A., BARLOW M., CEREZO-MOTA R., CHERCHI A., GAN T. Y., GERGIS J., JIANG D., KHAN A., POKAM MBA W., ROSENFELD D., TIERNEY J. et ZOLINA O., 2021: Water Cycle Changes. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, t. 8, sous la dir. de V. MASSON-DELMOTTE, P. ZHAI, A. PIRANI, S. CONNORS, C. PÉAN, S. BERGER, N. CAUD, Y. CHEN, L. GOLDFARB, M. GOMIS, M. HUANG, K. LEITZELL, E. LONNOY, J. MATTHEWS, T. MAYCOCK, T. WATERFIELD, O. YELEKÇI, R. YU et B. ZHOU, Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, Etats-Unis, 2021), p. 1055-1210 (cf. p. 94, 139).
- <sup>133</sup>DOWSETT H. J., FOLEY K. M., STOLL D. K., CHANDLER M. A., SOHL L. E., BENTSEN M., OTTO-BLIESNER B. L., BRAGG F. J., CHAN W.-L., CONTOUX C., DOLAN A. M., HAYWOOD A. M., JONAS J. A., JOST A., KAMAE Y., LOHMANN G., LUNT D. J., NISANCIOGLU K. H., ABE-OUCHI A., RAMSTEIN G., RIESSELMAN C. R., ROBINSON M. M., ROSENBLOOM N. A., SALZMANN U., STEPANEK C., STROTHER S. L., UEDA H., YAN Q. et ZHANG Z., Sea Surface Temperature of the Mid-Piacenzian Ocean: A Data-Model Comparison. *Scientific Reports* **3** : 2013 (2013) (cf. p. 144).
- <sup>134</sup>DRALLE D. N., BOISRAMÉ G. F. et THOMPSON S. E., Spatially Variable Water Table Recharge and the Hillslope Hydrologic Response: Analytical Solutions to the Linearized Hillslope Boussinesq Equation. *Water Resources Research* **50** : 8515-8530 (2014) (cf. p. 37).
- <sup>135</sup>DRALLE D. N., KARST N. J., CHARALAMPOUS K., VEENSTRA A. et THOMPSON S. E., Event-Scale Power Law Recession Analysis: Quantifying Methodological Uncertainty. *Hydrology and Earth System Sciences* **21** : 65-81 (2017) (cf. p. 44).
- <sup>136</sup>DUPUIT J., Mémoire sur le mouvement de l'eau à travers les terrains perméables. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* **45** : 92-96 (1857) (cf. p. 20).
- <sup>137</sup>DUVILLARD P. A., MAGNIN F., REVIL A., LEGAY A., RAVANEL L., ABDULSAMAD F. et COPERREY A., Temperature Distribution in a Permafrost-Affected Rock Ridge from Conductivity and Induced Polarization Tomography. *Geophysical Journal International* **225** : 1207-1221 (2021) (cf. p. 62, 63).
- <sup>138</sup>DUVILLARD P. A., REVIL A., QI Y., AHMED A. S., COPERREY A. et RAVANEL L., Three-Dimensional Electrical Conductivity and Induced Polarization Tomography of a Rock Glacier. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123** : 9528-9554 (2018) (cf. p. 62, 63).
- <sup>139</sup>EAMUS D., ZOLFAGHAR S., VILLALOBOS-VEGA R., CLEVERLY J. et HUETE A., Groundwater-Dependent Ecosystems: Recent Insights from Satellite and Field-Based Studies. *Hydrology and Earth System Sciences* **19** : 4229-4256 (2015) (cf. p. 99).
- <sup>140</sup>EL BAROUDI M., Auscultation du pergélisol par méthodes géo-électriques : tomographie de polarisation provoquée, diagraphie et tomographie de résistivité électrique en forages. Thèse de Doctorat (Université Laval, Québec, Canada, 2018) (cf. p. 62).

- <sup>141</sup>EL JANYANI S., MASSEI N., DUPONT J.-P., FOURNIER M. et DÖRFLIGER N., Hydrological Responses of the Chalk Aquifer to the Regional Climatic Signal. *Journal of Hydrology* **464–465** : 485-493 (2012) (cf. p. 137, 138).
- <sup>142</sup>ELTAHIR E. A. B. et YEH P. J.-F., On the Asymmetric Response of Aquifer Water Level to Floods and Droughts in Illinois. *Water Resources Research* **35** : 1199-1217 (1999) (cf. p. 43).
- <sup>143</sup>ENG K. et MILLY P. C. D., Relating Low-Flow Characteristics to the Base Flow Recession Time Constant at Partial Record Stream Gauges. *Water Resources Research* **43** : (2007) (cf. p. 25).
- <sup>144</sup>ENTEKHABI D., RODRIGUEZ-ITURBE I. et CASTELLI F., Mutual Interaction of Soil Moisture State and Atmospheric Processes. *Journal of Hydrology, Soil Moisture Theories and Observations* **184** : 3-17 (1996) (cf. p. 26).
- <sup>145</sup>ERSKINE A. D. et PAPAIOANNOU A., The Use of Aquifer Response Rate in the Assessment of Groundwater Resources. *Journal of Hydrology* **202** : 373-391 (1997) (cf. p. 18, 22, 41, 43, 44).
- <sup>146</sup>ESCHBACH D. et LESTEL L., Dynamique hydro-morphologique historique de la Seine dans le secteur de la Bassée aval. (PIREN-Seine, 2018) (cf. p. 111, 116).
- <sup>147</sup>EVANS S. G. et GE S., Contrasting Hydrogeologic Responses to Warming in Permafrost and Seasonally Frozen Ground Hillslopes. *Geophysical Research Letters* **44** : 1803-1813 (2017) (cf. p. 50).
- <sup>148</sup>EVANS S. G., GE S. et LIANG S., Analysis of Groundwater Flow in Mountainous, Headwater Catchments with Permafrost. *Water Resources Research* **51** : 9564-9576 (2015) (cf. p. 50).
- <sup>149</sup>EVANS S. G., YOKELEY B., STEPHENS C. et BREWER B., Potential Mechanistic Causes of Increased Baseflow across Northern Eurasia Catchments Underlain by Permafrost. *Hydrological Processes* **34** : 2676-2690 (2020) (cf. p. 33, 35).
- <sup>150</sup>FALCONE J. A., GAGES-II: Geospatial Attributes of Gages for Evaluating Streamflow. (U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2011) (cf. p. 36).
- <sup>151</sup>FAN Y., CLARK M., LAWRENCE D. M., SWENSON S., BAND L. E., BRANTLEY S. L., BROOKS P. D., DIETRICH W. E., FLORES A., GRANT G., KIRCHNER J. W., MACKAY D. S., MCDONNELL J. J., MILLY P. C. D., SULLIVAN P. L., TAGUE C., AJAMI H., CHANEY N., HARTMANN A., HAZENBERG P., MCNAMARA J., PELLETIER J., PERKET J., ROUHOLAHNEJAD-FREUND E., WAGENER T., ZENG X., BEIGHLEY E., BUZAN J., HUANG M., LIVNEH B., MOHANTY B. P., NIJSSEN B., SAFEEQ M., SHEN C., VAN VERSEVELD W., VOLK J. et YAMAZAKI D., Hillslope Hydrology in Global Change Research and Earth System Modeling. *Water Resources Research* **55** : 1737-1772 (2019) (cf. p. 86).
- <sup>152</sup>FAN Y., LI H. et MIGUEZ-MACHO G., Global Patterns of Groundwater Table Depth. *Science* **339** : 940-943 (2013) (cf. p. 28, 87).
- <sup>153</sup>FAN Y., Groundwater in the Earth's Critical Zone: Relevance to Large-Scale Patterns and Processes. *Water Resources Research* **51** : 3052-3069 (2015) (cf. p. 143).
- <sup>154</sup>FAO, AQUASTAT Base de Données Principale. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture. Base de données accédée le [2023/07/31]. 2020 (cf. p. 91).

- <sup>155</sup>FAVREAU G., CAPPELAERE B., MASSUEL S., LEBLANC M., BOUCHER M., BOULAIN N. et LEDUC C., Land Clearing, Climate Variability, and Water Resources Increase in Semiarid Southwest Niger: A Review. *Water Resources Research* **45** : (2009) (cf. p. 92, 95).
- <sup>156</sup>FELFELANI F., LAWRENCE D. M. et POKHREL Y., Representing Intercell Lateral Groundwater Flow and Aquifer Pumping in the Community Land Model. *Water Resources Research* **57** : e2020WR027531 (2021) (cf. p. 89).
- <sup>157</sup>FERGUSON G. et GLEESON T., Vulnerability of Coastal Aquifers to Groundwater Use and Climate Change. *Nature Climate Change* **2** : 342-345 (2012) (cf. p. 98).
- <sup>158</sup>FILDES S. G., DOODY T. M., BRUCE D., CLARK I. F. et BATELAAN O., Mapping Groundwater Dependent Ecosystem Potential in a Semi-Arid Environment Using a Remote Sensing-Based Multiple-Lines-of-Evidence Approach. *International Journal of Digital Earth* **16** : 375-406 (2023) (cf. p. 142).
- <sup>159</sup>FILIPPI C., MILVILLE F. et THIÉRY D., Evaluation de La Recharge Naturelle Des Aquifères En Climat Soudano-Sahélien Par Modelisation Hydrologique Globale: Application a Dix Sites Au Burkina Faso. *Hydrological Sciences Journal* **35** : 29-48 (1990) (cf. p. 78).
- <sup>160</sup>FISHER J. B., MELTON F., MIDDLETON E., HAIN C., ANDERSON M., ALLEN R., MCCABE M. F., HOOK S., BALDOCCHI D., TOWNSEND P. A., KILIC A., TU K., MIRALLES D. D., PERRET J., LAGOUARDE J.-P., WALISER D., PURDY A. J., FRENCH A., SCHIMEL D., FAMIGLIETTI J. S., STEPHENS G. et WOOD E. F., The Future of Evapotranspiration: Global Requirements for Ecosystem Functioning, Carbon and Climate Feedbacks, Agricultural Management, and Water Resources. *Water Resources Research* **53** : 2618-2626 (2017) (cf. p. 141).
- <sup>161</sup>FLIPO N., GALLOIS N., LABARTHE B., BARATELLI F., VIENNOT P., SCHUITE J., RIVIÈRE A., BONNET R. et BOÉ J., Pluri-Annual Water Budget on the Seine Basin: Past, Current and Future Trends. In *The Seine River Basin* (Springer, Cham, 2020), p. 59-89 (cf. p. 137-139).
- <sup>162</sup>FLIPO N., GALLOIS N. et SCHUITE J., Regional Coupled Surface–Subsurface Hydrological Model Fitting Based on a Spatially Distributed Minimalist Reduction of Frequency Domain Discharge Data. *Geoscientific Model Development* **16** : 353-381 (2023) (cf. p. 82, 102, 116).
- <sup>163</sup>FLIPO N., JOST A. et GALLOIS N., Considérations sur le fonctionnement hydrologique de la Bassée. In *Interdisciplinarité en Bassée-Voulzie*, t. 7, Rapport de Synthèse de La Phase VIII Du PIREN-Seine (2023) (cf. p. 117, 118).
- <sup>164</sup>FORCHHEIMER P., Grundwasserspiegel bei Brunnenanlagen. *Zeitschrift des Osterr. Ingenieur-und-Architekten-Vereines* **44** : 629-635 (1898) (cf. p. 20).
- <sup>165</sup>FOSTER S., Salinization of Groundwater by Irrigation Return Flows. *Irrigation and Drainage* **71** : 728-734 (2022) (cf. p. 99).
- <sup>166</sup>FOX G. et DURNFORD D., Unsaturated Hyporheic Zone Flow in Stream/Aquifer Conjunctive Systems. *Advances in Water Resources, Modeling Hyporheic Zone Processes* **26** : 989-1000 (2003) (cf. p. 67).
- <sup>167</sup>FRAMPTON A., PAINTER S., LYON S. W. et DESTOUNI G., Non-Isothermal, Three-Phase Simulations of near-Surface Flows in a Model Permafrost System under Seasonal Variability and Climate Change. *Journal of Hydrology* **403** : 352-359 (2011) (cf. p. 50).

- <sup>168</sup>FREY K. E. et McCLELLAND J. W., Impacts of Permafrost Degradation on Arctic River Biogeochemistry. *Hydrological Processes* **23** : 169-182 (2009) (cf. p. 50).
- <sup>169</sup>FROLOV A., Elastic and electrical properties of frozen ground. In USSR Contribution, Permafrost, Second International Conference, July 13-28, 1973, sous la dir. de F. J. SANGER et P. J. HYDE (National Academy of Sciences, Washington D.C., Etats-Unis, 1978), p. 307-312 (cf. p. 54).
- <sup>170</sup>FUCHS E., KING J. et CARROLL K., Quantifying Disconnection of Groundwater From Managed-Ephemeral Surface Water During Drought and Conjunctive Agricultural Use. *Water Resources Research* **55** : 5871-5890 (2019) (cf. p. 68).
- <sup>171</sup>FUSTEC E., BENDJOUDI H., GAILLARD S., WENG P., BOYER F., BOËT P., SCHANEN O., CROGUENNEC S. et BILLEN G., Fonctionnement Du Territoire Bassée. (PIREN-Seine, 2001) (cf. p. 111, 115).
- <sup>172</sup>GAO M., CHEN X., LIU J., ZHANG Z. et CHENG Q.-B., Using Two Parallel Linear Reservoirs to Express Multiple Relations of Power-Law Recession Curves. *Journal of Hydrologic Engineering* **22** : 04017013 (2017) (cf. p. 37, 39, 43).
- <sup>173</sup>GASCA D. et ROSS D., The Use of Wetland Water Balances to Link Hydrogeological Processes to Ecological Effects. *Hydrogeology Journal* **17** : 115-133 (2009) (cf. p. 142).
- <sup>174</sup>GASCOIN S., DUCHARNE A., RIBSTEIN P., CARLI M. et HABETS F., Adaptation of a Catchment-Based Land Surface Model to the Hydrogeological Setting of the Somme River Basin (France). *Journal of Hydrology* **368** : 105-116 (2009) (cf. p. 27).
- <sup>175</sup>GE S., MCKENZIE J., VOSS C. et WU Q., Exchange of Groundwater and Surface-Water Mediated by Permafrost Response to Seasonal and Long Term Air Temperature Variation. *Geophysical Research Letters* **38** : (2011) (cf. p. 50).
- <sup>176</sup>GELHAR L. W., Stochastic Analysis of Phreatic Aquifers. *Water Resources Research* **10** : 539-545 (1974) (cf. p. 18, 21, 24).
- <sup>177</sup>GELHAR L. W. et WILSON J. L., Ground-Water Quality Modeling. *Groundwater* **12** : 399-408 (1974) (cf. p. 18, 24).
- <sup>178</sup>GELSINARI S., DOBLE R., DALY E. et PAUWELS V. R. N., Feasibility of Improving Groundwater Modeling by Assimilating Evapotranspiration Rates. *Water Resources Research* **56** : e2019WR025983 (2020) (cf. p. 135).
- <sup>179</sup>GELSINARI S., DOODY T. M., THOMPSON S. E., DOBLE R., DALY E. et PAUWELS V. R. N., Informing Hydrogeological Models with Remotely Sensed Evapotranspiration. *Frontiers in Water* **4** : (2022) (cf. p. 135).
- <sup>180</sup>GELSINARI S., PAUWELS V. R. N., DALY E., VAN DAM J., UIJLENHOET R., FEWSTER-YOUNG N. et DOBLE R., Unsaturated Zone Model Complexity for the Assimilation of Evapotranspiration Rates in Groundwater Modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* **25** : 2261-2277 (2021) (cf. p. 135).
- <sup>181</sup>GIANNI G., RICHON J., PERROCHET P., VOGEL A. et BRUNNER P., Rapid Identification of Transience in Streambed Conductance by Inversion of Floodwave Responses. *Water Resources Research* **52** : 2647-2658 (2016) (cf. p. 68).
- <sup>182</sup>GLANVILLE K., SHELDON F., BUTLER D. et CAPON S., Effects and Significance of Groundwater for Vegetation: A Systematic Review. *Science of The Total Environment* **875** : 162577 (2023) (cf. p. 136, 140).

- <sup>183</sup>GLEESON T., BEFUS K. M., JASECHKO S., LUIJENDIJK E. et CARDENAS M. B., The Global Volume and Distribution of Modern Groundwater. *Nature Geoscience* **9** : 161-167 (2016) (cf. p. 92).
- <sup>184</sup>GLEESON T., CUTHBERT M., FERGUSON G. et PERRONE D., Global Groundwater Sustainability, Resources, and Systems in the Anthropocene. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **48** : 431-463 (2020) (cf. p. 14, 15, 97, 98).
- <sup>185</sup>GLEESON T., MOOSDORF N., HARTMANN J. et VAN BEEK L. P. H., A Glimpse beneath Earth's Surface: GLobal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of Permeability and Porosity. *Geophysical Research Letters* **41** : 3891-3898 (2014) (cf. p. 28, 36).
- <sup>186</sup>GLEESON T., SMITH L., MOOSDORF N., HARTMANN J., DÜRR H. H., MANNING A. H., VAN BEEK L. P. H. et JELLINEK A. M., Mapping Permeability over the Surface of the Earth. *Geophysical Research Letters* **38** : (2011) (cf. p. 28).
- <sup>187</sup>GLEESON T., WAGENER T., DÖLL P., ZIPPER S. C., WEST C., WADA Y., TAYLOR R., SCANLON B., ROSOLEM R., RAHMAN S., OSHINLAJA N., MAXWELL R., LO M.-H., KIM H., HILL M., HARTMANN A., FOGG G., FAMIGLIETTI J. S., DUCHARNE A., DE GRAAF I., CUTHBERT M., CONDON L., BRESCIANI E. et BIERKENS M. F. P., GMD Perspective: The Quest to Improve the Evaluation of Groundwater Representation in Continental- to Global-Scale Models. *Geoscientific Model Development* **14** : 7545-7571 (2021) (cf. p. 99).
- <sup>188</sup>GODERNIAUX P., BROUYÈRE S., BLENKINSOP S., BURTON A., FOWLER H. J., ORBAN P. et DASSARGUES A., Modeling Climate Change Impacts on Groundwater Resources Using Transient Stochastic Climatic Scenarios. *Water Resources Research* **47** : (2011) (cf. p. 138).
- <sup>189</sup>GODERNIAUX P., DAVY P., BRESCIANI E., DE DREUZY J.-R. et LE BORGNE T., Partitioning a Regional Groundwater Flow System into Shallow Local and Deep Regional Flow Compartments. *Water Resources Research* **49** : 2274-2286 (2013) (cf. p. 40, 43).
- <sup>190</sup>GOLDSIM TECHNOLOGY GROUP LLC., GoldSim: Engineering and Environmental Simulation Software for the Mining Industry. GoldSim White Papers (GoldSim Technology Group LLC, Seattle, WA, Etats-Unis, 2017) (cf. p. 126).
- <sup>191</sup>GOMBERT P., Synthèse Sur La Géologie et l'Hydrogéologie de La Série Sédimentaire Du Sud-Ouest Du Burkina Faso. (Programme RESO, IWACO - BURGEAP, Bobo Dioulasso, Burkina Faso, 1998) (cf. p. 103).
- <sup>192</sup>GONÇALVÈS J., JOST A. et VIOLETTE S., 3D Modelling of the Permafrost Development in the Paris Basin to Ascertain Its Hydrogeologic Impact. In Colloque International AIH « Gestion Des Grands Aquifères », 30 mai-1er juin, Dijon, France (2006) (cf. p. 51).
- <sup>193</sup>GOU S., GONZALES S. et MILLER G. R., Mapping Potential Groundwater-Dependent Ecosystems for Sustainable Management. *Groundwater* **53** : 99-110 (2015) (cf. p. 141).
- <sup>194</sup>GREEN T. R., Linking Climate Change and Groundwater. In *Integrated Groundwater Management: Concepts, Approaches and Challenges*, sous la dir. d'A. J. JAKEMAN, O. BARRETEAU, R. J. HUNT, J.-D. RINAUDO et A. ROSS (Springer International Publishing, Cham, 2016), p. 97-141 (cf. p. 92, 95).

- <sup>195</sup>GRENIER C., ANBERGEN H., BENSE V., CHANZY Q., COON E., COLLIER N., COSTARD F., FERRY M., FRAMPTON A., FREDERICK J., GONÇALVÈS J., HOLMÉN J., JOST A., KOKH S., KURYLYK B., MCKENZIE J., MOLSON J., MOUCHE E., ORGOGOZO L., PANNETIER R., RIVIÈRE A., ROUX N., RÜHAAK W., SCHEIDEGGER J., SELROOS J.-O., THERRIEN R., VIDSTRAND P. et VOSS C., Groundwater Flow and Heat Transport for Systems Undergoing Freeze-Thaw: Intercomparison of Numerical Simulators for 2D Test Cases. *Advances in Water Resources* **114** : 196-218 (2018) (cf. p. 51, 55, 57).
- <sup>196</sup>GRIMM R. E. et STILLMAN D. E., Field Test of Detection and Characterisation of Subsurface Ice Using Broadband Spectral-Induced Polarisation. *Permafrost and Periglacial Processes* **26** : 28-38 (2015) (cf. p. 62).
- <sup>197</sup>GUILLON S., ESCHBACH D., BARATELLI F., PARLANTI E., SOURZAC M., MERCIER B., NESPOULET R., MARTINEZ A., JOST A., GROLEAU A., LESTEL L. et GARNIER J., Fonctionnement hydrogéologique et biogéochimique des gravières de la Bassée – Mise à jour. In *Interdisciplinarité en Bassée-Voulzie*, t. 7, Rapport de Synthèse de La Phase VIII Du PIREN-Seine (2023) (cf. p. 115).
- <sup>198</sup>GUILLON S., ESCHBACH D., GROLEAU A., BARATELLI F., PARLANTI E., SOURZAC M., GARNIER J., MERCIER B., NESPOULET R. et LESTEL L., Fonctionnement hydrogéologique et biogéochimique des gravières de la Bassée. (PIREN-Seine, 2021) (cf. p. 115).
- <sup>199</sup>GUILLON S., GIRARD J.-F., WILLIARD E., VIRLOGEUX D. et DESCOSTES M., Modelling Subsurface Contaminant Transport at a Former Open Pit U Mine in Fractured Granite (La Ribiere, France): Reducing Uncertainties with Geophysics. *Journal of Contaminant Hydrology*, soumis (2024) (cf. p. 132).
- <sup>200</sup>HADDELAND I., HEINKE J., BIEMANS H., EISNER S., FLÖRKE M., HANASAKI N., KONZMANN M., LUDWIG F., MASAKI Y., SCHEWE J., STACKE T., TESSLER Z. D., WADA Y. et WISSER D., Global Water Resources Affected by Human Interventions and Climate Change. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **111** : 3251-3256 (2014) (cf. p. 93, 95).
- <sup>201</sup>HAGEMEIER M. et KLAPHAKE A., Restoring Floodplains on the River Seine: Combining Flood Prevention with Regional Development. In *Restoring Floodplains in Europe: Policy Contexts and Project Experiences*, sous la dir. de T. MOSS et J. MONSTADT (IWA Publishing, Londres, Royaume-Uni, 2008) (cf. p. 115).
- <sup>202</sup>HAITJEMA H. M., The Role of Hand Calculations in Ground Water Flow Modeling. *Groundwater* **44** : 786-791 (2006) (cf. p. 19, 144).
- <sup>203</sup>HAITJEMA H. M. et MITCHELL-BRUKER S., Are Water Tables a Subdued Replica of the Topography?, *Groundwater* **43** : 781-786 (2005) (cf. p. 20, 40).
- <sup>204</sup>HALL F. R., Base-Flow Recessions—A Review. *Water Resources Research* **4** : 973-983 (1968) (cf. p. 25).
- <sup>205</sup>HAMAKER TAYLOR R., BAGLEE A., HARJANNE A., JIMÉNEZ-ALONSO E. et RYCERZ A., MArket Research for a Climate Services Observatory Case Study 2 Report: Mining. D5.3 (Acclimitise, Newark, Royaume-Uni, 2018), p. 56 (cf. p. 129, 130).
- <sup>206</sup>HANASAKI N., YOSHIKAWA S., POKHREL Y. et KANAE S., A Global Hydrological Simulation to Specify the Sources of Water Used by Humans. *Hydrology and Earth System Sciences* **22** : 789-817 (2018) (cf. p. 92).

- <sup>207</sup>HANCOCK G. R., VERDON-KIDD D. et LOWRY J. B. C., Soil Erosion Predictions from a Landscape Evolution Model – An Assessment of a Post-Mining Landform Using Spatial Climate Change Analogues. *Science of The Total Environment* **601–602** : 109-121 (2017) (cf. p. 128).
- <sup>208</sup>HANCOCK P. J., Human Impacts on the Stream–Groundwater Exchange Zone. *Environmental Management* **29** : 763-781 (2002) (cf. p. 93).
- <sup>209</sup>HARBAUGH A. W., MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular groundwater model: the ground-water flow process. 6-A16 (US Department of the Interior, US Geological Survey, Reston, VA, Etats-Unis, 2005) (cf. p. 40, 83, 102, 126).
- <sup>210</sup>HARGRAVE P. A., METESH J., MCBRIDE K. et ORAVETZ S., Investigative Methods for Controlling Groundwater Flow to Underground Mine Workings. 7E72G71—Acid Mine Drainage Study (USDA Forest Service Technology and Development Program, Missoula, MT, Etats-Unis, 2003) (cf. p. 132).
- <sup>211</sup>HARMAN C., SIVAPALAN M. et KUMAR P., Power Law Catchment-Scale Recessions Arising from Heterogeneous Linear Small-Scale Dynamics. *Water Resources Research* **45** : (2009) (cf. p. 38).
- <sup>212</sup>HARMAN C. et SIVAPALAN M., A Similarity Framework to Assess Controls on Shallow Subsurface Flow Dynamics in Hillslopes. *Water Resources Research* **45** : (2009) (cf. p. 43).
- <sup>213</sup>HARMAN C. et SIVAPALAN M., Effects of Hydraulic Conductivity Variability on Hillslope-Scale Shallow Subsurface Flow Response and Storage-Discharge Relations. *Water Resources Research* **45** : (2009) (cf. p. 43).
- <sup>214</sup>HAYWOOD A. M., HILL D. J., DOLAN A. M., OTTO-BLIESNER B. L., BRAGG F., CHAN W.-L., CHANDLER M. A., CONTOUX C., DOWSETT H. J., JOST A., KAMAE Y., LOHMANN G., LUNT D. J., ABE-OUCHI A., PICKERING S. J., RAMSTEIN G., ROSENBLUM N. A., SALZMANN U., SOHL L., STEPANEK C., UEDA H., YAN Q. et ZHANG Z., Large-Scale Features of Pliocene Climate: Results from the Pliocene Model Intercomparison Project. *Climate of the Past* **9** : 191-209 (2013) (cf. p. 144).
- <sup>215</sup>HE C., LIU Z., WU J., PAN X., FANG Z., LI J. et BRYAN B. A., Future Global Urban Water Scarcity and Potential Solutions. *Nature Communications* **12** : 4667 (2021) (cf. p. 93, 95).
- <sup>216</sup>HEALY R. W., Estimating Groundwater Recharge. (Cambridge University Press, Cambridge, 2010) (cf. p. 66, 73).
- <sup>217</sup>HELLWIG J., LIU Y., STAHL K. et HARTMANN A., Drought Propagation in Space and Time: The Role of Groundwater Flows. *Environmental Research Letters* **17** : 094008 (2022) (cf. p. 43).
- <sup>218</sup>HERBERT C. et DÖLL P., Global Assessment of Current and Future Groundwater Stress With a Focus on Transboundary Aquifers. *Water Resources Research* **55** : 4760-4784 (2019) (cf. p. 97).
- <sup>219</sup>HÉRIVAUX C. et MARÉCHAL J.-C., Prise en compte des services dépendants des aquifères dans les démarches d'évaluation des services écosystémiques - Rapport final. RP-68929-FR (BRGM, Orléans, France, 2019) (cf. p. 140).
- <sup>220</sup>HÉRIVAUX C. et MARÉCHAL J.-C., Services Écosystémiques et Solutions Fondées Sur La Nature: Quelle Place Pour Les Eaux Souterraines et Pour Les Hydrogéologues?, *Géologues* (2020) (cf. p. 140).

- <sup>221</sup>HERRING T., CEY E. et PIDLISECKY A., Electrical Resistivity of a Partially Saturated Porous Medium at Subzero Temperatures. *Vadose Zone Journal* **18** : 190019 (2019) (cf. p. 58).
- <sup>222</sup>HEWAGE S. A., TANG C.-S., MEHTA Y. et ZHU C., Investigating Cracking Behavior of Saline Clayey Soil under Cyclic Freezing-Thawing Effects. *Engineering Geology* **326** : 107319 (2023) (cf. p. 62).
- <sup>223</sup>HEZZI S., Evaluation Des Fluctuations Hydrologiques Dans Le Bassin de La Seine via La Télédétection Radar. Mémoire de Master (Université Paris Cité, Paris, France, 2022) (cf. p. 135).
- <sup>224</sup>HILL D. J., HAYWOOD A. M., LUNT D. J., HUNTER S. J., BRAGG F. J., CONTOUX C., STEPANEK C., SOHL L., ROSENBLOOM N. A., CHAN W.-L., KAMAE Y., ZHANG Z., ABE-OUCHI A., CHANDLER M. A., JOST A., LOHMANN G., OTTO-BLIESNER B. L., RAMSTEIN G. et UEDA H., Evaluating the Dominant Components of Warming in Pliocene Climate Simulations. *Climate of the Past* **10** : 79-90 (2014) (cf. p. 144).
- <sup>225</sup>HINZMAN A. M., SJÖBERG Y., LYON S. W., PLOUM S. W. et VAN DER VELDE Y., Increasing Non-Linearity of the Storage-Discharge Relationship in Sub-Arctic Catchments. *Hydrological Processes* **34** : 3894-3909 (2020) (cf. p. 36).
- <sup>226</sup>HOCK R., RASUL G., ADLER C., CÁCERES B., GRUBER S., HIRABAYASHI Y., JACKSON M., KÄÄB A., KANG S., KUTUZOV S., MILNER A., MOLAU U., MORIN S., ORLOVE B. et STELTZER H., 2019: High Mountain Areas. In *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, t. 8, sous la dir. de H.-O. PÖRTNER, D. ROBERTS, V. MASSON-DELMOTTE, P. ZHAI, M. TIGNOR, E. POLOCZANSKA, K. MINTENBECK, A. ALEGRÍA, M. NICOLAI, A. OKEM, J. PETZOLD, B. RAMA et N. WEYER, Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, Etats-Unis, 2021), p. 131-202 (cf. p. 49).
- <sup>227</sup>HOTTON G., BUSSIÈRE B., PABST T., BRESSON É. et ROY P., Influence of Climate Change on the Ability of a Cover with Capillary Barrier Effects to Control Acid Generation. *Hydrogeology Journal* **28** : 763-779 (2020) (cf. p. 129).
- <sup>228</sup>HU S., NIU Z., CHEN Y., LI L. et ZHANG H., Global Wetlands: Potential Distribution, Wetland Loss, and Status. *Science of The Total Environment* **586** : 319-327 (2017) (cf. p. 87).
- <sup>229</sup>HUANG H., CHEN Z., WANG T., ZHANG L., LIU T. et ZHOU G., Pattern and Degree of Groundwater Recharge from River Leakage in a Karst Canyon Area under Intensive Mine Dewatering. *Science of The Total Environment* **774** : 144921 (2021) (cf. p. 132).
- <sup>230</sup>HUGHES J. D., LANGEVIN C. D., PAULINSKI S. R., LARSEN J. D. et BRAKENHOFF D., FloPy Workflows for Creating Structured and Unstructured MODFLOW Models. *Groundwater* **62** : 124-139 (2024) (cf. p. 42).
- <sup>231</sup>HUNEAU F., DAKOURE D., CELLE-JEANTON H., VITVAR T., ITO M., TRAORE S., COMPAORE N. F., JIRAKOVA H. et LE COUSTOMER P., Flow Pattern and Residence Time of Groundwater within the South-Eastern Taoudeni Sedimentary Basin (Burkina Faso, Mali). *Journal of Hydrology* **409** : 423-439 (2011) (cf. p. 104).
- <sup>232</sup>HUSCROFT J., GLEESON T., HARTMANN J. et BÖRKER J., Compiling and Mapping Global Permeability of the Unconsolidated and Consolidated Earth: GLobal HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0). *Geophysical Research Letters* **45** : 1897-1904 (2018) (cf. p. 32).

- <sup>233</sup>INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 1<sup>re</sup> éd. (Cambridge University Press, juil. 2023) (cf. p. 49, 94, 97).
- <sup>234</sup>IRVINE D., BRUNNER P., FRANSSSEN H.-J. H. et SIMMONS C., Heterogeneous or Homogeneous? Implications of Simplifying Heterogeneous Streambeds in Models of Losing Streams. *Journal of Hydrology* **424-425** : 16-23 (2012) (cf. p. 67-69).
- <sup>235</sup>JACHENS E. R., RUPP D. E., ROQUES C. et SELKER J. S., Recession Analysis Revisited: Impacts of Climate on Parameter Estimation. *Hydrology and Earth System Sciences* **24** : 1159-1170 (2020) (cf. p. 38).
- <sup>236</sup>JANSON E., MARKOWSKA M., ŁABAJ P., WRANA A. et ZAWARTKA P., A Preliminary Assessment of Climate Change Impacts – Implications for Mining Activity in Polish Coal Regions. *Archives of Mining Sciences* **65** : 703-717 (2020) (cf. p. 130).
- <sup>237</sup>JARIHANI A. A., LARSEN J. R., CALLOW J. N., MCVICAR T. R. et JOHANSEN K., Where Does All the Water Go? Partitioning Water Transmission Losses in a Data-Sparse, Multi-Channel and Low-Gradient Dryland River System Using Modelling and Remote Sensing. *Journal of Hydrology* **529** : 1511-1529 (2015) (cf. p. 70).
- <sup>238</sup>JASECHKO S. et PERRONE D., Global Groundwater Wells at Risk of Running Dry. *Science (New York, N.Y.)* **372** : 418-421 (2021) (cf. p. 99).
- <sup>239</sup>JASECHKO S., SEYBOLD H., PERRONE D., FAN Y. et KIRCHNER J., Widespread Potential Loss of Streamflow into Underlying Aquifers across the USA. *Nature* **591** : 391-395 (2021) (cf. p. 65, 68, 90, 98).
- <sup>240</sup>JASECHKO S. et TAYLOR R., Intensive Rainfall Recharges Tropical Groundwaters. *Environmental Research Letters* **10** : 124015 (2015) (cf. p. 73, 75).
- <sup>241</sup>JENKINS G. S., ADAMOU G. et FONGANG S., The Challenges of Modeling Climate Variability and Change in West Africa. *Climatic Change* **52** : 263-286 (2002) (cf. p. 104).
- <sup>242</sup>JIANG X.-W., WAN L., WANG X.-S., GE S. et LIU J., Effect of Exponential Decay in Hydraulic Conductivity with Depth on Regional Groundwater Flow. *Geophysical Research Letters* **36** : (2009) (cf. p. 39).
- <sup>243</sup>JIMÉNEZ-MARTÍNEZ J., LONGUEVERGNE L., BORGNE T. L., DAVY P., RUSSIAN A. et BOUR O., Temporal and Spatial Scaling of Hydraulic Response to Recharge in Fractured Aquifers: Insights from a Frequency Domain Analysis. *Water Resources Research* **49** : 3007-3023 (2013) (cf. p. 37).
- <sup>244</sup>JOST A., FAUQUETTE S., KAGEYAMA M., KRINNER G., RAMSTEIN G., SUC J.-P. et VIOLETTE S., High Resolution Climate and Vegetation Simulations of the Late Pliocene, a Model-Data Comparison over Western Europe and the Mediterranean Region. *Climate of the Past* **5** : 585-606 (2009) (cf. p. 144).
- <sup>245</sup>JOST A., SCHNEIDER A., OUDIN L. et DUCHARNE A., On the Use of a Physically-Based Baseflow Timescale in Land Surface Models. In AGU Fall Meeting Abstracts (2017), H13G-1469 (cf. p. 32, 39, 41).

- <sup>246</sup>JOST A., VIOLETTE S., GONÇALVÈS J., LEDOUX E., GUYOMARD Y., GUILLOCHEAU F., KAGEYAMA M., RAMSTEIN G. et SUC J. .-.-P., Long-Term Hydrodynamic Response Induced by Past Climatic and Geomorphologic Forcing: The Case of the Paris Basin, France. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Clay in Natural and Engineered Barriers for Radioactive Waste Confinement - Part 1* **32** : 368-378 (2007) (cf. p. 20, 40, 51).
- <sup>247</sup>JOST A., WANG S., LABARTHE B. et FLIPO N., Impact of Sand and Gravel Mining on Groundwater Resources in La Bassée Alluvial Plain, France. In AGU Fall Meeting Abstracts (2016), H53G-1781 (cf. p. 117).
- <sup>248</sup>JOST A., CHADER A.-I., FLIPO N., BARATELLI F. et NESPOULET R., Variability of Interactions between Groundwater, Rivers and Gravel Pit Lakes in the Seine Alluvial Plain of La Bassée, France. In 48<sup>th</sup> IAH Congress, Bruxelles, Belgique (2021) (cf. p. 114).
- <sup>249</sup>JOST A., CHADER A.-I., FLIPO N., MOUHRI A., ABASQ L., RIVIÈRE A., CUISINIER E., BARATELLI F., WANG S., COLLEONI F. et NESPOULET R., Variabilité des interactions entre nappes, gravières et rivières dans la plaine de la Bassée, France. In 27<sup>e</sup> RST, 1<sup>er</sup>-5 novembre, Lyon, France (2021) (cf. p. 114).
- <sup>250</sup>JOST A., DASS G. et DUCHARNE A., Modélisation de l'impact des activités anthropiques dans la zone humide alluviale de la Bassée, France : le point de vue des eaux souterraines. In 28<sup>e</sup> RST, 30 octobre-3 novembre, Rennes, France (2023) (cf. p. 117).
- <sup>251</sup>JOST A., MEIGNEUX M., RIVIÈRE A. et GONÇALVÈS J., 2-D Modelling of Fluid Flow and Heat Transfer in the Paris Basin, France: An Assessment of the Impact of Permafrost during the Last Glacial/Interglacial Cycle. *Quaternary International, XVIII INQUA Congress, 21st–27th July, 2011, Bern, Switzerland* **279–280** : 227 (2012) (cf. p. 52, 53, 58).
- <sup>252</sup>JOST A., SCHNEIDER A., OUDIN L. et DUCHARNE A., On the Use of a Physically-Based Baseflow Time Constant in ORCHIDEE Land Surface Model. In 2<sup>nd</sup> International Workshop on the Impact of Groundwater in Earth System Models (IGEM), 18-19 mars, Taïpei, Taïwan (2019) (cf. p. 32, 39, 41).
- <sup>253</sup>JOST A., THIRY M., RIVIÈRE A., VIOLETTE S. et GONÇALVÈS J., Groundwater Silicification as a Proxy of Paleo-Permafrost Depth and a Constraint for a Fluid Flow and Geothermal Modelling. In EUCOP4, 4<sup>th</sup> European Conference on Permafrost, 18-21 juin, Evora, Portugal (2014) (cf. p. 52, 58).
- <sup>254</sup>JOST A., VERBEKE T., OTTLÉ C., FLIPO N., WANG S., COLLEONI F., BERNUS A. et RIVIÈRE A., Modelling Lake-Groundwater Interactions in Preparation of Future SWOT Mission: The Case of the Gravel Pit Lakes in the Seine River Alluvial Plain, France. In EGU2020 (2020), EGU2020-11618 (cf. p. 117).
- <sup>255</sup>JOST A., VIOLETTE S., GONÇALVÈS J., LEDOUX E. et ET AL., Are Large-Scale Aquifers Systems in Equilibrium with Their Environmental Conditions? A Modelling Approach on the Example of the Paris Basin. In Colloque International AIH « Gestion Des Grands Aquifères », 30 mai-1er juin, Dijon, France (2006) (cf. p. 51).
- <sup>256</sup>JOST A., WANG S., LABARTHE B. et FLIPO N., Impacts hydrodynamiques des gravières dans la plaine alluviale de la Bassée. (PIREN-Seine, 2017) (cf. p. 82, 116, 119, 121).

- <sup>257</sup>JOST A., WANG S., PICOURLAT F., COLLEONI F., VERBEKE T., LABARTHE B., FLIPO N., GALLOIS N., BARATELLI F. et RIVIÈRE A., Les Gravières, Fenêtres Ouvertes Sur La Plaine de La Bassée. In *Fonctionnement Hydrogéophysique Des Interfaces Nappe-Rivière et Conséquences Sur La Ressource En Eau*, t. 4, Rapport de Synthèse de La Phase VII Du PIREN-Seine (2019) (cf. p. 82, 116, 120).
- <sup>258</sup>JOST A., WANG S., VERBEKE T., COLLEONI F. et FLIPO N., Hydrodynamic Relationships between Gravel Pit Lakes and Aquifers: Brief Review and Insights from Numerical Investigations. *Comptes Rendus. Géoscience* **355** : 1-25 (2023) (cf. p. 81-83, 120, 122).
- <sup>259</sup>JOUGNOT D., GHORBANI A., REVIL A., LEROY P. et COSENZA P., Spectral Induced Polarization of Partially Saturated Clay-Rocks: A Mechanistic Approach. *Geophysical Journal International* **180** : 210-224 (2010) (cf. p. 61).
- <sup>260</sup>KILIC D., RIVIÈRE A., GALLOIS N., DUCHARNE A., WANG S., PEYLIN P. et FLIPO N., Assessing Water and Energy Fluxes in a Regional Hydrosystem: Case Study of the Seine Basin. *Comptes Rendus. Géoscience* **355** : 1-21 (2023) (cf. p. 85, 136).
- <sup>261</sup>KIM M., BAUSER H. H., BEVEN K. et TROCH P. A., Time-Variability of Flow Recession Dynamics: Application of Machine Learning and Learning From the Machine. *Water Resources Research* **59** : e2022WR032690 (2023) (cf. p. 38, 39, 44).
- <sup>262</sup>KIMBALL B. A., BROSHEARS R. E., BENCALA K. E. et MCKNIGHT D. M., Coupling of Hydrologic Transport and Chemical Reactions in a Stream Affected by Acid Mine Drainage. *Environmental Science & Technology* **28** : 2065-2073 (1994) (cf. p. 131).
- <sup>263</sup>KLØVE B., ALA-AHO P., BERTRAND G., BOUKALOVA Z., ERTÜRK A., GOLDSCHIEDER N., ILMONEN J., KARAKAYA N., KUPFERSBERGER H., KVÆRNER J., LUNDBERG A., MILEUSNIĆ M., MOSZCZYNSKA A., MUOTKA T., PREDA E., ROSSI P., SIERGHEIEV D., ŠIMEK J., WACHNIEW P., ANGHELUTA V. et WIDERLUND A., Groundwater Dependent Ecosystems. Part I: Hydroecological Status and Trends. *Environmental Science & Policy, Adapting to Climate Change: Reducing Water-related Risks in Europe* **14** : 770-781 (2011) (cf. p. 99).
- <sup>264</sup>KLØVE B., ALA-AHO P., BERTRAND G., GURDAK J. J., KUPFERSBERGER H., KVÆRNER J., MUOTKA T., MYKRÄ H., PREDA E., ROSSI P., UVO C. B., VELASCO E. et PULIDO-VELAZQUEZ M., Climate Change Impacts on Groundwater and Dependent Ecosystems. *Journal of Hydrology, Climatic Change Impact on Water: Overcoming Data and Science Gaps* **518** : 250-266 (2014) (cf. p. 96, 99, 141).
- <sup>265</sup>KOCH J. C., SJÖBERG Y., O'DONNELL J. A., CAREY M. P., SULLIVAN P. F. et TERSKAIA A., Sensitivity of Headwater Streamflow to Thawing Permafrost and Vegetation Change in a Warming Arctic. *Environmental Research Letters* **17** : 044074 (2022) (cf. p. 50).
- <sup>266</sup>KOŮTA M., SANDWIDI W. J. P. et DARA A. E., Recharge Estimation of Hard Rock Aquifers under Sahelian Climate Conditions Using Water Table Fluctuation: Case Study of Tougou Catchment, Burkina Faso. *Journal of Water Resource and Protection* **9** : 1428-1448 (2017) (cf. p. 76, 78).
- <sup>267</sup>KOLLET S. J. et MAXWELL R. M., Capturing the Influence of Groundwater Dynamics on Land Surface Processes Using an Integrated, Distributed Watershed Model. *Water Resources Research* **44** : (2008) (cf. p. 67, 81, 85).

- <sup>268</sup>KONG J., SHEN C., LUO Z., HUA G. et ZHAO H., Improvement of the Hillslope-Storage Boussinesq Model by Considering Lateral Flow in the Unsaturated Zone. *Water Resources Research* **52** : 2965-2984 (2016) (cf. p. 38).
- <sup>269</sup>KONG L.-W., ZENG Z.-X., BAI W. et WANG M., Engineering Geological Properties of Weathered Swelling Mudstones and Their Effects on the Landslides Occurrence in the Yanji Section of the Jilin-Hunchun High-Speed Railway. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **77** : 1491-1503 (2018) (cf. p. 61).
- <sup>270</sup>KONIKOW L. F., Contribution of Global Groundwater Depletion since 1900 to Sea-Level Rise. *Geophysical Research Letters* **38** : (2011) (cf. p. 97).
- <sup>271</sup>KONIKOW L. F., Overestimated Water Storage. *Nature Geoscience* **6** : 3-3 (2013) (cf. p. 98).
- <sup>272</sup>KOUANDA B., Modélisation Intégrée Du Complexe Mouhoun Supérieur-Sourou Dans Le Contexte Des Changements Climatiques. Thèse de Doctorat (Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Ouagadougou, Burkina Faso, 2019) (cf. p. 109).
- <sup>273</sup>KRINNER G., VIOVY N., DE NOBLET-DUCOUDRÉ N., OGÉE J., POLCHER J., FRIEDLINGSTEIN P., CIAIS P., SITCH S. et PRENTICE I. C., A Dynamic Global Vegetation Model for Studies of the Coupled Atmosphere-Biosphere System. *Global Biogeochemical Cycles* **19** : (2005) (cf. p. 27, 86).
- <sup>274</sup>KUANG X., JIAO J. J., ZHENG C., CHERRY J. A. et LI H., A Review of Specific Storage in Aquifers. *Journal of Hydrology* **581** : 124383 (2020) (cf. p. 19).
- <sup>275</sup>KULESSA B., CHANDLER D., REVIL A. et ESSERY R., Theory and Numerical Modeling of Electrical Self-Potential Signatures of Unsaturated Flow in Melting Snow. *Water Resources Research* **48** : (2012) (cf. p. 62).
- <sup>276</sup>KUNDZEWICZ Z. W. et DÖLL P., Will Groundwater Ease Freshwater Stress under Climate Change?, *Hydrological Sciences Journal* **54** : 665-675 (2009) (cf. p. 95).
- <sup>277</sup>KURUKULASURIYA D., HOWCROFT W., MOON E., MEREDITH K. et TIMMS W., Selecting Environmental Water Tracers to Understand Groundwater around Mines: Opportunities and Limitations. *Mine Water and the Environment* **41** : 357-369 (2022) (cf. p. 94, 98, 131).
- <sup>278</sup>KURYLYK B. L., MACQUARRIE K. T. B. et MCKENZIE J. M., Climate Change Impacts on Groundwater and Soil Temperatures in Cold and Temperate Regions: Implications, Mathematical Theory, and Emerging Simulation Tools. *Earth-Science Reviews* **138** : 313-334 (2014) (cf. p. 48).
- <sup>279</sup>KURYLYK B. L., MCKENZIE J. M., MACQUARRIE K. T. B. et VOSS C. I., Analytical Solutions for Benchmarking Cold Regions Subsurface Water Flow and Energy Transport Models: One-dimensional Soil Thaw with Conduction and Advection. *Advances in Water Resources* **70** : 172-184 (2014) (cf. p. 55).
- <sup>280</sup>KURYLYK B. L. et WALVOORD M. A., Permafrost Hydrogeology. In *Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems*, sous la dir. de D. YANG et D. L. KANE (Springer International Publishing, Cham, 2021), p. 493-523 (cf. p. 48, 50).
- <sup>281</sup>KURYLYK B. L. et WATANABE K., The Mathematical Representation of Freezing and Thawing Processes in Variably-Saturated, Non-Deformable Soils. *Advances in Water Resources* **60** : 160-177 (2013) (cf. p. 63).

- <sup>282</sup>L'HERMITE P., JOST A., PLAGNES V., WANG Y., BLANC-POTARD I., REGNIER D. et DESCOSTES M., Modeling Present and Future Flow in a Tailings Pile at the Former Uranium Mine of Le Cellier (France). *Water Resources Research*, soumis (2024) (cf. p. 79, 102, 126, 131, 132).
- <sup>283</sup>L'HERMITE P., PLAGNES V., JOST A. et FLORENT M., Etude du fonctionnement hydrogéologique du site minier de Bertholène (Aveyron). Rapport d'activité, 104 pp. (ORANO, 2020) (cf. p. 126).
- <sup>284</sup>L'HERMITE P., PLAGNES V., JOST A., KERN G., REILÉ B., CHAUTARD C. et DESCOSTES M., Characterizing Groundwater Flow in a Former Uranium Mine (Bertholène, France): Present Status and Future Considerations. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 44 : 101221 (2022) (cf. p. 102, 126, 131).
- <sup>285</sup>L'HÔTE Y., MAHÉ G., SOMÉ B. et TRIBOULET J.-P., Analysis of a Sahelian Annual Rainfall Index from 1896 to 2000; the Drought Continues. *Hydrological Sciences Journal* 47 : 563-572 (2002) (cf. p. 104).
- <sup>286</sup>LABARTHE B., Quantification Des Échanges Nappe-Rivière Au Sein de l'Hydrosystème Seine Par Modélisation Multi-Échelle. Thèse de Doctorat (Paris Sciences et Lettres, Paris, France, 2016) (cf. p. 116).
- <sup>287</sup>LABAT D., Wavelet Analyses in Hydrology. In *Advances in Data-Based Approaches for Hydrologic Modeling and Forecasting* (World Scientific, 2010), p. 371-410 (cf. p. 137).
- <sup>288</sup>LABONTÉ-RAYMOND P.-L., PABST T., BUSSIÈRE B. et BRESSON É., Impact of Climate Change on Extreme Rainfall Events and Surface Water Management at Mine Waste Storage Facilities. *Journal of Hydrology* 590 : 125383 (2020) (cf. p. 128, 131).
- <sup>289</sup>LACKEY G., NEUPAUER R. et PITLICK J., Effects of Streambed Conductance on Stream Depletion. *Water* 7 : 271-287 (2015) (cf. p. 68).
- <sup>290</sup>LALL U., JOSSET L. et RUSSO T., A Snapshot of the World's Groundwater Challenges. *Annual Review of Environment and Resources* 45 : 171-194 (2020) (cf. p. 95, 99).
- <sup>291</sup>LAM A., KARSSENBERG D., VAN DEN HURK B. J. J. M. et BIERKENS M. F. P., Spatial and Temporal Connections in Groundwater Contribution to Evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences* 15 : 2621-2630 (2011) (cf. p. 136).
- <sup>292</sup>LAMONTAGNE S., TAYLOR A. R., COOK P. G., CROSBIE R. S., BROWNBILL R., WILLIAMS R. M. et BRUNNER P., Field Assessment of Surface Water–Groundwater Connectivity in a Semi-Arid River Basin (Murray–Darling, Australia). *Hydrological Processes* 28 : 1561-1572 (2014) (cf. p. 69).
- <sup>293</sup>LANE C. R., D'AMICO E., CHRISTENSEN J. R., GOLDEN H. E., WU Q. et RAJIB A., Mapping Global Non-Floodplain Wetlands. *Earth System Science Data* 15 : 2927-2955 (2023) (cf. p. 87).
- <sup>294</sup>LARNED S. T., DATRY T., ARSCOTT D. B. et TOCKNER K., Emerging Concepts in Temporary-River Ecology. *Freshwater Biology* 55 : 717-738 (2010) (cf. p. 69).
- <sup>295</sup>LE BARBÉ L., LEBEL T. et TAPSOBA D., Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *Journal of Climate* 15 : 187-202 (2002) (cf. p. 104).
- <sup>296</sup>LEBEAU M. et KONRAD J.-M., An Extension of the Capillary and Thin Film Flow Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Air-Free Frozen Porous Media. *Water Resources Research* 48 : (2012) (cf. p. 63).

- <sup>297</sup>LEBLANC M. J., FAVREAU G., MASSUEL S., TWEED S. O., LOIREAU M. et CAPPELLAERE B., Land Clearance and Hydrological Change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change* **61** : 135-150 (2008) (cf. p. 95).
- <sup>298</sup>LEDUC C., FAVREAU G. et SCHROETER P., Long-Term Rise in a Sahelian Water-Table: The Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology* **243** : 43-54 (2001) (cf. p. 95).
- <sup>299</sup>LEHNER B., VERDIN K. L. et JARVIS A., New Global Hydrography Derived from Spaceborne Elevation Data. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* **89** : 93-94 (2008) (cf. p. 28, 29).
- <sup>300</sup>LEHNER B., LIERMANN C. R., REVENGA C., VÖRÖSMARTY C., FEKETE B., CROUZET P., DÖLL P., ENDEJAN M., FRENKEN K., MAGOME J., NILSSON C., ROBERTSON J. C., RÖDEL R., SINDORF N. et WISSER D., High-Resolution Mapping of the World's Reservoirs and Dams for Sustainable River-Flow Management. *Frontiers in Ecology and the Environment* **9** : 494-502 (2011) (cf. p. 93).
- <sup>301</sup>LEMIEUX J.-M., FORTIER R., TALBOT-POULIN M.-C., MOLSON J., THERRIEN R., OUELLET M., BANVILLE D., COCHAND M. et MURRAY R., Groundwater Occurrence in Cold Environments: Examples from Nunavik, Canada. *Hydrogeology Journal* **24** : 1497-1513 (2016) (cf. p. 50).
- <sup>302</sup>LESTEL L., ESCHBACH D., STEINMANN R. et GASTALDI N., ArchiSEINE : une approche géohistorique du bassin de la Seine. 18 (ARCEAU-IdF, Paris, France, 2018) (cf. p. 115).
- <sup>303</sup>LEUTHER F. et SCHLÜTER S., Impact of Freeze-Thaw Cycles on Soil Structure and Soil Hydraulic Properties. *SOIL* **7** : 179-191 (2021) (cf. p. 61, 62).
- <sup>304</sup>LI A., NIU F., ZHENG H., AKAGAWA S., LIN Z. et LUO J., Experimental Measurement and Numerical Simulation of Frost Heave in Saturated Coarse-Grained Soil. *Cold Regions Science and Technology* **137** : 68-74 (2017) (cf. p. 49).
- <sup>305</sup>LIANG X., ZHAN H., ZHANG Y.-K. et SCHILLING K., Base Flow Recession from Unsaturated-Saturated Porous Media Considering Lateral Unsaturated Discharge and Aquifer Compressibility. *Water Resources Research* **53** : 7832-7852 (2017) (cf. p. 38).
- <sup>306</sup>LIEBER E., DEMERS I., PABST T. et BRESSON É., Simulating the Effect of Climate Change on Performance of a Monolayer Cover Combined with an Elevated Water Table Placed on Acid-Generating Mine Tailings. *Canadian Geotechnical Journal* **59** : 558-568 (2022) (cf. p. 129).
- <sup>307</sup>LIESCH T. et WUNSCH A., Aquifer Responses to Long-Term Climatic Periodicities. *Journal of Hydrology* **572** : 226-242 (2019) (cf. p. 137, 138).
- <sup>308</sup>LIMBROCK J. K., WEIGAND M. et KEMNA A., Textural and Mineralogical Controls on Temperature Dependent SIP Behavior during Freezing and Thawing. EGU21-14273 (Copernicus Meetings, 2021) (cf. p. 62).
- <sup>309</sup>LIN J., ZOU W., HAN Z., ZHANG Z. et WANG X., Structural, Volumetric and Water Retention Behaviors of a Compacted Clay upon Saline Intrusion and Freeze-Thaw Cycles. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* **14** : 953-966 (2022) (cf. p. 61).
- <sup>310</sup>LIU G. et LI J., Seepage Laws in Aquifer near a Partially Penetrating River with an Intensive Extraction of Ground Water. *Science in China Series E: Technological Sciences* **40** : 489-496 (1997) (cf. p. 68).

- <sup>311</sup>LIU J., YANG H., GOSLING S. N., KUMMU M., FLÖRKE M., PFISTER S., HANASAKI N., WADA Y., ZHANG X., ZHENG C., ALCAMO J. et OKI T., Water Scarcity Assessments in the Past, Present, and Future. *Earth's Future* **5** : 545-559 (2017) (cf. p. 97).
- <sup>312</sup>LLAMAS M. R. et MARTÍNEZ-SANTOS P., Intensive Groundwater Use: Silent Revolution and Potential Source of Social Conflicts. *Journal of Water Resources Planning and Management* **131** : 337-341 (2005) (cf. p. 91).
- <sup>313</sup>LO M.-H., The Role of Groundwater in Hydrological Processes and Memory. Thèse de Doctorat (Université de Californie, Irvine, CA, Etats-Unis, 2010) (cf. p. 26, 85).
- <sup>314</sup>LOHEIDE II S. P. et GORELICK S. M., Riparian Hydroecology: A Coupled Model of the Observed Interactions between Groundwater Flow and Meadow Vegetation Patterning. *Water Resources Research* **43** : (2007) (cf. p. 142).
- <sup>315</sup>LOHEIDE S. P. et BOOTH E. G., Effects of Changing Channel Morphology on Vegetation, Groundwater, and Soil Moisture Regimes in Groundwater-Dependent Ecosystems. *Geomorphology, Geomorphology on Multiscale Feedbacks in Ecogeomorphology* **126** : 364-376 (2011) (cf. p. 142).
- <sup>316</sup>LUNARDINI V. J., Freezing of Soil with an Unfrozen Water Content and Variable Thermal Properties. (US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, 1988) (cf. p. 55).
- <sup>317</sup>LUO H., JOUGNOT D., JOST A., TENG J., MENDIETA A., LIN G. et THANH L. D., Predicting the Electrical Conductivity of Partially Saturated Frozen Porous Media, a Fractal Model for Wide Ranges of Temperature and Salinity. *Water Resources Research* **60** : e2023WR034845 (2024) (cf. p. 54, 58, 61-63).
- <sup>318</sup>LUO H., JOUGNOT D., JOST A., TENG J. et THANH L. D., A Capillary Bundle Model for the Electrical Conductivity of Saturated Frozen Porous Media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **128** : e2022JB025254 (2023) (cf. p. 54, 58, 61-63).
- <sup>319</sup>LUO Z., SHEN C., KONG J., HUA G., GAO X., ZHAO Z., ZHAO H. et LI L., Effects of Unsaturated Flow on Hillslope Recession Characteristics. *Water Resources Research* **54** : 2037-2056 (2018) (cf. p. 38).
- <sup>320</sup>LURTZ M. R., MORRISON R. R., GATES T. K., SENAY G. B., BHASKAR A. S. et KETCHUM D. G., Relationships between Riparian Evapotranspiration and Groundwater Depth along a Semiarid Irrigated River Valley. *Hydrological Processes* **34** : 1714-1727 (2020) (cf. p. 136).
- <sup>321</sup>LYON S. W., DESTOUNI G., GIESLER R., HUMBORG C., MÖRTH M., SEIBERT J., KARLSSON J. et TROCH P. A., Estimation of Permafrost Thawing Rates in a Sub-Arctic Catchment Using Recession Flow Analysis. *Hydrology and Earth System Sciences* **13** : 595-604 (2009) (cf. p. 32, 33).
- <sup>322</sup>LYON S. W. et DESTOUNI G., Changes in Catchment-Scale Recession Flow Properties in Response to Permafrost Thawing in the Yukon River Basin. *International Journal of Climatology* **30** : 2138-2145 (2010) (cf. p. 33).
- <sup>323</sup>MACALLISTER D. J., KRISHAN G., BASHARAT M., CUBA D. et MACDONALD A. M., A Century of Groundwater Accumulation in Pakistan and Northwest India. *Nature Geoscience* **15** : 390-396 (2022) (cf. p. 97).

- <sup>324</sup>MACDONALD A., LARK M., TAYLOR R., ABIYE T., FALLAS H., FAVREAU G., GONI I., KEBEDE S., SCANLON B., SORENSSEN J., TIJANI M., UPTON K. et WEST C., Mapping Groundwater Recharge in Africa from Ground Observations and Implications for Water Security. *Environmental Research Letters* **16** : 034012 (2021) (cf. p. 73, 75, 78).
- <sup>325</sup>MACKAY J. R., Sub-Pingo Water Lenses, Tuktoyaktuk Peninsula, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* **15** : 1219-1227 (1978) (cf. p. 51).
- <sup>326</sup>MAHÉ G., Surface/Groundwater Interactions in the Bani and Nakambe Rivers, Tributaries of the Niger and Volta Basins, West Africa. *Hydrological Sciences Journal* **54** : 704-712 (2009) (cf. p. 95, 104).
- <sup>327</sup>MAIERHOFER T., HAUCK C., HILBICH C., KEMNA A. et FLORES-OROZCO A., Spectral Induced Polarization Imaging to Investigate an Ice-Rich Mountain Permafrost Site in Switzerland. *The Cryosphere* **16** : 1903-1925 (2022) (cf. p. 62, 63).
- <sup>328</sup>MAILLET E., Essais d'hydraulique souterraine & fluviale. (Librairie scientifique A. Hermann, Paris, France, 1905) (cf. p. 23).
- <sup>329</sup>MARANI M., ELTAHIR E. et RINALDO A., Geomorphic Controls on Regional Base Flow. *Water Resources Research* **37** : 2619-2630 (2001) (cf. p. 40, 43).
- <sup>330</sup>MARSLAND P. A. et HALL D. H., Gravel Extraction and Water Resources Management of the Denge Gravel Aquifer, Kent, England. In *Groundwater Management: Quantity and Quality (Proceedings of the Benidorm Symposium, October 1989)*, 188 (IAHS Publ., 1989) (cf. p. 80).
- <sup>331</sup>MASSEI N. et FOURNIER M., Assessing the Expression of Large-Scale Climatic Fluctuations in the Hydrological Variability of Daily Seine River Flow (France) between 1950 and 2008 Using Hilbert–Huang Transform. *Journal of Hydrology* **448–449** : 119-128 (2012) (cf. p. 137).
- <sup>332</sup>MASSEI N., LAIGNEL B., DELOFFRE J., MESQUITA J., MOTELAY A., LAFITE R. et DURAND A., Long-Term Hydrological Changes of the Seine River Flow (France) and Their Relation to the North Atlantic Oscillation over the Period 1950–2008. *International Journal of Climatology* **30** : 2146-2154 (2010) (cf. p. 137).
- <sup>333</sup>MATTHEWS E. et FUNG I., Methane Emission from Natural Wetlands: Global Distribution, Area, and Environmental Characteristics of Sources. *Global Biogeochemical Cycles* **1** : 61-86 (1987) (cf. p. 87).
- <sup>334</sup>MAXWELL R. M. et KOLLET S. J., Interdependence of Groundwater Dynamics and Land-Energy Feedbacks under Climate Change. *Nature Geoscience* **1** : 665-669 (2008) (cf. p. 67).
- <sup>335</sup>MCKENZIE J. M., VOSS C. I. et SIEGEL D. I., Groundwater Flow with Energy Transport and Water–Ice Phase Change: Numerical Simulations, Benchmarks, and Application to Freezing in Peat Bogs. *Advances in Water Resources* **30** : 966-983 (2007) (cf. p. 55).
- <sup>336</sup>MCMILLAN H. K., CLARK M. P., BOWDEN W. B., DUNCAN M. et WOODS R. A., Hydrological Field Data from a Modeller's Perspective: Part 1. Diagnostic Tests for Model Structure. *Hydrological Processes* **25** : 511-522 (2011) (cf. p. 39).
- <sup>337</sup>M McNABB A. et WAKE G. C., Heat Conduction and Finite Measures for Transition Times between Steady States. *IMA Journal of Applied Mathematics* **47** : 193-206 (1991) (cf. p. 23).

- <sup>338</sup>MÉGNIEN C., BERTON Y., DASSIBAT C., DIFFRE P., DUERMAEL G., JONQUET P., RAMPON G., STANUDIN B., RAMON S. et BEAUFOND S., Possibilité Aquifère Des Alluvions Du Val de Seine Entre Nogent-sur-Seine et Montereau. DSGR. 65. A76 (Ministère de l'industrie, BRGM, Paris, France, 1965) (cf. p. 116, 121).
- <sup>339</sup>MENDIETA A., MAINEULT A., LEROY P. et JOUGNOT D., Spectral Induced Polarization of Heterogeneous Non-Consolidated Clays. *Geophysical Journal International* **233** : 436-447 (2023) (cf. p. 61).
- <sup>340</sup>MERRITT M. L. et KONIKOW L. F., Documentation of a Computer Program to Simulate Lake-Aquifer Interaction Using the MODFLOW Ground Water Flow Model and the MOC3D Solute-Transport Model. Water-Resources Investigations Report, USGS Numbered Series 2000-4167 (U.S. Geological Survey, 2000) (cf. p. 83).
- <sup>341</sup>MESSAGER M. L., LEHNER B., COCKBURN C., LAMOUREUX N., PELLA H., SNELDER T., TOCKNER K., TRAUTMANN T., WATT C. et DATRY T., Global Prevalence of Non-Perennial Rivers and Streams. *Nature* **594** : 391-397 (2021) (cf. p. 69).
- <sup>342</sup>MIGUEZ-MACHO G., FAN Y., WEAVER C. P., WALKO R. et ROBOCK A., Incorporating Water Table Dynamics in Climate Modeling: 2. Formulation, Validation, and Soil Moisture Simulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **112** : (2007) (cf. p. 85, 90).
- <sup>343</sup>MING F., CHEN L., LI D. et WEI X., Estimation of Hydraulic Conductivity of Saturated Frozen Soil from the Soil Freezing Characteristic Curve. *Science of The Total Environment* **698** : 134132 (2020) (cf. p. 63).
- <sup>344</sup>MING F., ZHANG M., PEI W. et CHEN L., A New Hydraulic Conductivity Model of Frozen Soil Considering the Hysteresis Effect Based on Fractal Theory. *Geoderma* **442** : 116790 (2024) (cf. p. 63).
- <sup>345</sup>MIRONOV D., Parameterization of lakes in numerical weather prediction: Part 1. Description of a lake model. 11 (COSMO, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany, 2008) (cf. p. 118).
- <sup>346</sup>MOECK C., GRECH-CUMBO N., PODGORSKI J., BRETZLER A., GURDAK J. J., BERG M. et SCHIRMER M., A Global-Scale Dataset of Direct Natural Groundwater Recharge Rates: A Review of Variables, Processes and Relationships. *Science of The Total Environment* **717** : 137042 (2020) (cf. p. 79).
- <sup>347</sup>MOHAN C., GLEESON T., FORSTNER T., FAMIGLIETTI J. S. et DE GRAAF I., Quantifying Groundwater's Contribution to Regional Environmental-Flows in Diverse Hydrologic Landscapes. *Water Resources Research* **59** : e2022WR033153 (2023) (cf. p. 139).
- <sup>348</sup>MOHAN C., WESTERN A. W., WEI Y. et SAFT M., Predicting Groundwater Recharge for Varying Land Cover and Climate Conditions – a Global Meta-Study. *Hydrology and Earth System Sciences* **22** : 2689-2703 (2018) (cf. p. 92).
- <sup>349</sup>MOLLEMA P. N. et ANTONELLINI M., Water and (Bio)Chemical Cycling in Gravel Pit Lakes: A Review and Outlook. *Earth-Science Reviews* **159** : 247-270 (2016) (cf. p. 80, 117).
- <sup>350</sup>MONERIE P.-A., SANCHEZ-GOMEZ E., GAETANI M., MOHINO E. et DONG B., Future Evolution of the Sahel Precipitation Zonal Contrast in CESM1. *Climate Dynamics* **55** : 2801-2821 (2020) (cf. p. 109).

- <sup>351</sup>MOORE J. E. et JENKINS C. T., An Evaluation of the Effect of Groundwater Pumpage on the Infiltration Rate of a Semipervious Streambed. *Water Resources Research* **2** : 691-696 (1966) (cf. p. 67, 68).
- <sup>352</sup>MORRIS D. A. et JOHNSON A. I., Summary of Hydrologic and Physical Properties of Rock and Soil Materials, as Analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey, 1948-60. 1839-D (U.S. Government Printing Office, 1967) (cf. p. 28).
- <sup>353</sup>MOUNIROU L. A., Etude Du Ruissellement et de l'Érosion à Différentes Échelles Spatiales Sur Le Bassin Versant de Tougou En Zone Sahélienne Du Burkina Faso : Quantification et Transposition Des Données. Thèse de Doctorat (Université de Montpellier 2, Montpellier, France, 2012) (cf. p. 76).
- <sup>354</sup>MUDLER J., HÖRDT A., KREITH D., SUGAND M., BAZHIN K., LEBEDEVA L. et RADIĆ T., Broadband Spectral Induced Polarization for the Detection of Permafrost and an Approach to Ice Content Estimation – a Case Study from Yakutia, Russia. *The Cryosphere* **16** : 4727-4744 (2022) (cf. p. 62).
- <sup>355</sup>MUKHERJEE A., BHANJA S. N. et WADA Y., Groundwater Depletion Causing Reduction of Baseflow Triggering Ganges River Summer Drying. *Scientific Reports* **8** : 12049 (2018) (cf. p. 98).
- <sup>356</sup>MÜLLER SCHMIED H., CÁCERES D., EISNER S., FLÖRKE M., HERBERT C., NIEMANN C., PEIRIS T. A., POPAT E., PORTMANN F. T., REINECKE R., SCHUMACHER M., SHADKAM S., TELTEU C.-E., TRAUTMANN T. et DÖLL P., The Global Water Resources and Use Model WaterGAP v2.2d: Model Description and Evaluation. *Geoscientific Model Development* **14** : 1037-1079 (2021) (cf. p. 91, 92).
- <sup>357</sup>NAURATH L., WEIDNER C., RÜDE T. R. et BANNING A., A New Approach to Quantify Na-Fluorescein (Uranine) in Acid Mine Waters. *Mine Water and the Environment* **30** : 231-236 (2011) (cf. p. 132).
- <sup>358</sup>NEILSON B. T., CARDENAS M. B., O'CONNOR M. T., RASMUSSEN M. T., KING T. V. et KLING G. W., Groundwater Flow and Exchange Across the Land Surface Explain Carbon Export Patterns in Continuous Permafrost Watersheds. *Geophysical Research Letters* **45** : 7596-7605 (2018) (cf. p. 50).
- <sup>359</sup>NEVES M. C., JEREZ S. et TRIGO R. M., The Response of Piezometric Levels in Portugal to NAO, EA, and SCAND Climate Patterns. *Journal of Hydrology* **568** : 1105-1117 (2019) (cf. p. 137).
- <sup>360</sup>NGO-DUC T., LAVAL K., RAMILLIEN G., POLCHER J. et CAZENAVE A., Validation of the Land Water Storage Simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Data. *Water Resources Research* **43** : (2007) (cf. p. 29).
- <sup>361</sup>NOORDUIJN S., SHANAFIELD M., TRIGG M., HARRINGTON G., COOK P. et PEETERS L., Estimating Seepage Flux from Ephemeral Stream Channels Using Surface Water and Groundwater Level Data. *Water Resources Research* **50** : 1474-1489 (2014) (cf. p. 75).
- <sup>362</sup>NORDSTROM D. K., Acid Rock Drainage and Climate Change. *Journal of Geochemical Exploration, Abandoned and Active Mining Sites: From Contamination to Remediation* **100** : 97-104 (2009) (cf. p. 124, 129).
- <sup>363</sup>NYGREN M., BARTHEL R., ALLEN D. M. et GIESE M., Exploring Groundwater Drought Responsiveness in Lowland Post-Glacial Environments. *Hydrogeology Journal* **30** : 1937-1961 (2022) (cf. p. 43, 45).

- <sup>364</sup>O'CONNOR M. T., CARDENAS M. B., NEILSON B. T., NICHOLAIDES K. D. et KLING G. W., Active Layer Groundwater Flow: The Interrelated Effects of Stratigraphy, Thaw, and Topography. *Water Resources Research* **55** : 6555-6576 (2019) (cf. p. 35).
- <sup>365</sup>OBU J., How Much of the Earth's Surface Is Underlain by Permafrost?, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **126** : e2021JF006123 (2021) (cf. p. 49).
- <sup>366</sup>OBU J., WESTERMANN S., BARTSCH A., BERDNIKOV N., CHRISTIANSEN H. H., DASHTSEREN A., DELALOYE R., ELBERLING B., ETZELMÜLLER B., KHOLODOV A., KHOMUTOV A., KÄÄB A., LEIBMAN M. O., LEWKOWICZ A. G., PANDA S. K., ROMANOVSKY V., WAY R. G., WESTERGAARD-NIELSEN A., WU T., YAMKHIN J. et ZOU D., Northern Hemisphere Permafrost Map Based on TTOP Modelling for 2000–2016 at 1 km<sup>2</sup> Scale. *Earth-Science Reviews* **193** : 299-316 (2019) (cf. p. 49).
- <sup>367</sup>OCDE, Mining and Green Growth in the EECCA Region. OECD Green Growth Studies, Editions OCDE (Paris, France, 2019) (cf. p. 128, 130).
- <sup>368</sup>ODELL S. D., BEBBINGTON A. et FREY K. E., Mining and Climate Change: A Review and Framework for Analysis. *The Extractive Industries and Society* **5** : 201-214 (2018) (cf. p. 129, 130).
- <sup>369</sup>OKAY G., COSENZA P., GHORBANI A., CAMERLYNCK C., CABRERA J., FLORSCH N. et REVIL A., Localization and Characterization of Cracks in Clay-Rocks Using Frequency and Time-Domain Induced Polarization. *Geophysical Prospecting* **61** : 134-152 (2013) (cf. p. 61).
- <sup>370</sup>OLDENBORGER G. A. et LEBLANC A.-M., Monitoring Changes in Unfrozen Water Content with Electrical Resistivity Surveys in Cold Continuous Permafrost. *Geophysical Journal International* **215** : 965-977 (2018) (cf. p. 58).
- <sup>371</sup>OLHOEFT G. R., Electrical Properties of Natural Clay Permafrost. *Canadian Journal of Earth Sciences* **14** : 16-24 (1977) (cf. p. 54).
- <sup>372</sup>OPIE S., TAYLOR R. G., BRIERLEY C. M., SHAMSUDDUHA M. et CUTHBERT M., Climate–Groundwater Dynamics Inferred from GRACE and the Role of Hydraulic Memory. *Earth System Dynamics* **11** : 775-791 (2020) (cf. p. 44, 92).
- <sup>373</sup>ORGANISATION DES NATIONS UNIES, World Urbanization Prospects: The 2018 Revision. ST/ESA/SER.A/420 (New York, NY, Etats-Unis, 2019) (cf. p. 109).
- <sup>374</sup>ORGANISATION DES NATIONS UNIES, Rapport Mondial Des Nations Unies Sur La Mise En Valeur Des Ressources En Eau 2022 : Eaux Souterraines : Rendre Visible l'invisible. (UNESCO, Paris, 2022) (cf. p. 91, 97, 109).
- <sup>375</sup>ORGANISATION DES NATIONS UNIES, World Population Prospects 2022: Summary of Results. UN DESA/POP/2022/TR/NO. 3 (New York, NY, Etats-Unis, 2022) (cf. p. 109).
- <sup>376</sup>OSMAN Y. et BRUEN M., Modelling Stream–Aquifer Seepage in an Alluvial Aquifer: An Improved Loosing-Stream Package for MODFLOW. *Journal of Hydrology* **264** : 69-86 (2002) (cf. p. 67).
- <sup>377</sup>OTHMAN M. A. et BENSON C. H., Effect of Freeze–Thaw on the Hydraulic Conductivity and Morphology of Compacted Clay. *Canadian Geotechnical Journal* **30** : 236-246 (1993) (cf. p. 61).

- <sup>378</sup>OTTLÉ C., BERNUS A., VERBEKE T., PÉTRUS K., YIN Z., BIANCAMARIA S., JOST A., DESROCHES D., POTTIER C., PERRIN C., DE LAVENNE A., FLIPO N. et RIVIÈRE A., Characterization of SWOT Water Level Errors on Seine Reservoirs and La Bassée Gravel Pits: Impacts on Water Surface Energy Budget Modeling. *Remote Sensing* **12** : 2911 (2020) (cf. p. 112, 120).
- <sup>379</sup>OUÉDRAOGO A. A., JOST A., PLAGNES V., L'HERMITE P., BLANC-POTARD I., CHAUTARD C. et DESCOSTES M., Simulation of Water Flow in a Tailings Pile at the Former Uranium Mine at Le Cellier (Lozère, France). *Hydrogeology Journal* **30** : 2135-2152 (2022) (cf. p. 102, 126).
- <sup>380</sup>PANTHOU G., LEBEL T., VISCHEL T., QUANTIN G., SANE Y., BA A., NDIAYE O., DIONGUE-NIANG A. et DIOPKANE M., Rainfall Intensification in Tropical Semi-Arid Regions: The Sahelian Case. *Environmental Research Letters* **13** : 064013 (2018) (cf. p. 109).
- <sup>381</sup>PARADIS C. J., JOHNSON R. H., TIGAR A. D., SAUER K. B., MARINA O. C. et REIMUS P. W., Field Experiments of Surface Water to Groundwater Recharge to Characterize the Mobility of Uranium and Vanadium at a Former Mill Tailing Site. *Journal of Contaminant Hydrology* **229** : 103581 (2020) (cf. p. 131).
- <sup>382</sup>PARTINGTON D., THERRIEN R., SIMMONS C. et BRUNNER P., Blueprint for a Coupled Model of Sedimentology, Hydrology, and Hydrogeology in Streambeds. *Reviews of Geophysics* **55** : 287-309 (2017) (cf. p. 68).
- <sup>383</sup>PASSY P. et PUISAIS A., Apport de la télédétection optique au suivi des crues dans la Bassée. (PIREN-Seine, 2022) (cf. p. 135).
- <sup>384</sup>PEARCE T. D., FORD J. D., PRNO J., DUERDEN F., PITTMAN J., BEAUMIER M., BERRANG-FORD L. et SMIT B., Climate Change and Mining in Canada. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* **16** : 347-368 (2011) (cf. p. 128-130).
- <sup>385</sup>PEAUDECERF P., Effets des gravières sur le comportement hydrodynamique des nappes d'eau souterraines. *La Houille Blanche*, 133-140 (1975) (cf. p. 80).
- <sup>386</sup>PEKEL J.-F., COTTAM A., GORELICK N. et BELWARD A. S., High-Resolution Mapping of Global Surface Water and Its Long-Term Changes. *Nature* **540** : 418-422 (2016) (cf. p. 80, 85).
- <sup>387</sup>PENG X., ZHANG T., FRAUENFELD O. W., MU C., WANG K., WU X., GUO D., LUO J., HJORT J., AALTO J., KARJALAINEN O. et LUOTO M., Active Layer Thickness and Permafrost Area Projections for the 21st Century. *Earth's Future* **11** : e2023EF003573 (2023) (cf. p. 50).
- <sup>388</sup>PENMAN H. L., Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **193** : 120-145 (1948) (cf. p. 118).
- <sup>389</sup>PEPIN N., BRADLEY R. S., DIAZ H. F., BARAER M., CACERES E. B., FORSYTHE N., FOWLER H., GREENWOOD G., HASHMI M. Z., LIU X. D., MILLER J. R., NING L., OHMURA A., PALAZZI E., RANGWALA I., SCHÖNER W., SEVERSKIY I., SHAHGEDANOVA M., WANG M. B., WILLIAMSON S. N., YANG D. Q. et MOUNTAIN RESEARCH INITIATIVE EDW WORKING GROUP, Elevation-Dependent Warming in Mountain Regions of the World. *Nature Climate Change* **5** : 424-430 (2015) (cf. p. 49).
- <sup>390</sup>PETERSON D. et WILSON J. L., Variably Saturated Flow between Streams and Aquifers. Tech Completion Rep 233 (Socorro : New Mexico Water Resources Research Institute, 1988) (cf. p. 67, 68).

- <sup>391</sup>PHILLIPS J., Climate Change and Surface Mining: A Review of Environment-Human Interactions & Their Spatial Dynamics. *Applied Geography* **74** : 95-108 (2016) (cf. p. 128-130).
- <sup>392</sup>PICCIONI F., CASENAVE C., LEMAIRE B. J., LE MOIGNE P., DUBOIS P. et VINÇON-LEITE B., The Thermal Response of Small and Shallow Lakes to Climate Change: New Insights from 3D Hindcast Modelling. *Earth System Dynamics* **12** : 439-456 (2021) (cf. p. 85).
- <sup>393</sup>PICOURLAT F., JOST A., TEILLAUD S., PASSY P. et BARATELLI F., Impact des aménagements anthropiques dans la plaine de la Bassée : le cas des gravières. (PIREN-Seine, 2018) (cf. p. 115, 116, 120).
- <sup>394</sup>PLOUM S. W., LYON S. W., TEULING A. J., LAUDON H. et VAN DER VELDE Y., Soil Frost Effects on Streamflow Recessions in a Subarctic Catchment. *Hydrological Processes* **33** : 1304-1316 (2019) (cf. p. 35, 36).
- <sup>395</sup>POLUBARINOVA-KOCHINA P. Y., Theory of Ground Water Movement. Traduit en anglais par R. J. M. De Wiest (Princeton University Press, Princeton, NJ, Etats-Unis, 1962) (cf. p. 22).
- <sup>396</sup>PONCELET C., Du Bassin Au Paramètre : Jusqu'où Peut-on Régionaliser Un Modèle Hydrologique Conceptuel ?, Thèse de Doctorat (Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France, 2016) (cf. p. 37).
- <sup>397</sup>PRANCEVIC J. P. et KIRCHNER J. W., Topographic Controls on the Extension and Retraction of Flowing Streams. *Geophysical Research Letters* **46** : 2084-2092 (2019) (cf. p. 69).
- <sup>398</sup>PRYET A., LABARTHE B., SALEH F., AKOPIAN M. et FLIPO N., Reporting of Stream-Aquifer Flow Distribution at the Regional Scale with a Distributed Process-Based Model. *Water Resources Management* **29** : 139-159 (2015) (cf. p. 122).
- <sup>399</sup>QUICHIMBO E. A., SINGER M. B. et CUTHBERT M., Characterising Groundwater-Surface Water Interactions in Idealised Ephemeral Stream Systems. *Hydrological Processes* **34** : 3792-3806 (2020) (cf. p. 67-69, 74).
- <sup>400</sup>RAPINEL S., PANHELLEUX L., GAYET G., VANACKER R., LEMERCIER B., LAROCHE B., CHAMBAUD F., GUELMAMI A. et HUBERT-MOY L., National Wetland Mapping Using Remote-Sensing-Derived Environmental Variables, Archive Field Data, and Artificial Intelligence. *Heliyon* **9** : e13482 (2023) (cf. p. 142).
- <sup>401</sup>RAU G., HALLORAN L. J., CUTHBERT M., ANDERSEN M., ACWORTH I. et TELLAM J., Characterising the Dynamics of Surface Water-Groundwater Interactions in Intermittent and Ephemeral Streams Using Streambed Thermal Signatures. *Advances in Water Resources* **107** : 354-369 (2017) (cf. p. 75).
- <sup>402</sup>RAWLINS M. A., CAI L., STUEFER S. L. et NICOLSKY D., Changing Characteristics of Runoff and Freshwater Export from Watersheds Draining Northern Alaska. *The Cryosphere* **13** : 3337-3352 (2019) (cf. p. 50).
- <sup>403</sup>REID M. E. et DREISS S. J., Modeling the Effects of Unsaturated, Stratified Sediments on Groundwater Recharge from Intermittent Streams. *Journal of Hydrology* **114** : 149-174 (1990) (cf. p. 74).
- <sup>404</sup>REINECKE R., GNANN S., STEIN L., BIERKENS M., DE GRAAF I., GLEESON T., OUDEESSINK G., SUTANUDJAJA E., RUZ-VARGAS C., VERKAIK J. et WAGENER T., Considerable Gaps in Our Global Knowledge of Potential Groundwater Accessibility. *EarthArXiv eprints, X5SM0R* (2023) (cf. p. 87, 99, 100, 143).

- <sup>405</sup>REINECKE R., MÜLLER SCHMIED H., TRAUTMANN T., ANDERSEN L. S., BUREK P., FLÖRKE M., GOSLING S. N., GRILLAKIS M., HANASAKI N., KOUTROULIS A., POKHREL Y., THIERY W., WADA Y., YUSUKE S. et DÖLL P., Uncertainty of Simulated Groundwater Recharge at Different Global Warming Levels: A Global-Scale Multi-Model Ensemble Study. *Hydrology and Earth System Sciences* **25** : 787-810 (2021) (cf. p. 94).
- <sup>406</sup>REIS B. J. dos, BATISTA G. T., TARGA M. D. S. et CATELANI C. D. S., Influência das cavas de extração de areia no balanço hídrico do vale do Paraíba do Sul. *Rem: Revista Escola de Minas* **59** : 391-396 (2006) (cf. p. 117).
- <sup>407</sup>REISENAUER A. E., Methods for Solving Problems of Multidimensional, Partially Saturated Steady Flow in Soils. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* **68** : 5725-5733 (1963) (cf. p. 68).
- <sup>408</sup>RESCH M. et LESTEL L., Les impacts des aménagements sur la plaine alluviale de la Bassée. Une approche géohistorique. (PIREN-Seine, 2022) (cf. p. 111).
- <sup>409</sup>REUIL A., BINLEY A., MEJUS L. et KESSOURI P., Predicting Permeability from the Characteristic Relaxation Time and Intrinsic Formation Factor of Complex Conductivity Spectra. *Water Resources Research* **51** : 6672-6700 (2015) (cf. p. 62).
- <sup>410</sup>REUIL A., RAZDAN M., JULIEN S., COPERREY A., ABDULSAMAD F., GHORBANI A., GASQUET D., SHARMA R. et ROSSI M., Induced Polarization Response of Porous Media with Metallic Particles — Part 9: Influence of Permafrost. *GEOPHYSICS* **84** : E337-E355 (2019) (cf. p. 62).
- <sup>411</sup>REYNOLDS C. A., JACKSON T. J. et RAWLS W. J., Estimating Soil Water-Holding Capacities by Linking the Food and Agriculture Organization Soil Map of the World with Global Pedon Databases and Continuous Pedotransfer Functions. *Water Resources Research* **36** : 3653-3662 (2000) (cf. p. 32).
- <sup>412</sup>RICHEY A. S., THOMAS B. F., LO M.-H., FAMIGLIETTI J. S., SWENSON S. et RODELL M., Uncertainty in Global Groundwater Storage Estimates in a Total Groundwater Stress Framework. *Water Resources Research* **51** : 5198-5216 (2015) (cf. p. 92).
- <sup>413</sup>RIVIÈRE A., GONÇALVÈS J., JOST A. et FONT M., Experimental and Numerical Assessment of Transient Stream–Aquifer Exchange during Disconnection. *Journal of Hydrology* **517** : 574-583 (2014) (cf. p. 70-72).
- <sup>414</sup>RIVIÈRE A., JOST A., GONÇALVÈS J. et FONT M., Pore Water Pressure Evolution below a Freezing Front under Saturated Conditions: Large-scale Laboratory Experiment and Numerical Investigation. *Cold Regions Science and Technology* **158** : 76-94 (2019) (cf. p. 59, 63).
- <sup>415</sup>ROBIN Y., CORRE L., MARSON P., BERNUS S., VRAC M. et THAO S., Projections Climatiques Régionalisées : Correction de Biais et Changements Futurs. In *Explore2* (Recherche Data Gov, 2023) (cf. p. 139).
- <sup>416</sup>ROCHA D., FEYEN J. et DASSARGUES A., Comparative Analysis between Analytical Approximations and Numerical Solutions Describing Recession Flow in Unconfined Hillslope Aquifers. *Hydrogeology Journal* **15** : 1077-1091 (2007) (cf. p. 37, 42).
- <sup>417</sup>ROQUES C., RUPP D. E., DE DREUZY J.-R., LONGUEVERGNE L., JACHENS E. R., GRANT G., AQUILINA L. et SELKER J. S., Recession Discharge from Compartmentalized Bedrock Hillslopes. *Hydrology and Earth System Sciences* **26** : 4391-4405 (2022) (cf. p. 39, 42).

- <sup>418</sup>ROQUES C., RUPP D. E. et SELKER J. S., Improved Streamflow Recession Parameter Estimation with Attention to Calculation of  $-dQ/dt$ . *Advances in Water Resources* **108** : 29-43 (2017) (cf. p. 44).
- <sup>419</sup>ROSSETTO R., DE FILIPPIS G., BORSI I., FOGLIA L., CANNATA M., CRIOLLO R. et VÁZQUEZ-SUÑÉ E., Integrating Free and Open Source Tools and Distributed Modelling Codes in GIS Environment for Data-Based Groundwater Management. *Environmental Modelling & Software* **107** : 210-230 (2018) (cf. p. 113).
- <sup>420</sup>ROUDIER P., ANDERSSON J. C. M., DONNELLY C., FEYEN L., GREUILL W. et LUDWIG F., Projections of Future Floods and Hydrological Droughts in Europe under a +2°C Global Warming. *Climatic Change* **135** : 341-355 (2016) (cf. p. 139).
- <sup>421</sup>ROUSSEAU-GUEUTIN P., LOVE A. J., VASSEUR G., ROBINSON N. I., SIMMONS C. T. et DE MARSILY G., Time to Reach Near-Steady State in Large Aquifers. *Water Resources Research* **49** : 6893-6908 (2013) (cf. p. 19, 20, 22, 23, 38, 43).
- <sup>422</sup>RUPP D. E. et SELKER J. S., Drainage of a Horizontal Boussinesq Aquifer with a Power Law Hydraulic Conductivity Profile. *Water Resources Research* **41** : (2005) (cf. p. 22, 39).
- <sup>423</sup>RUPP D. E. et SELKER J. S., On the Use of the Boussinesq Equation for Interpreting Recession Hydrographs from Sloping Aquifers. *Water Resources Research* **42** : (2006) (cf. p. 36, 38, 39).
- <sup>424</sup>RUSAGARA R., KOÏTA M., PLAGNES V. et JOST A., Groundwater Recharge Pathways to a Weathered-Rock Aquifer System in a Dryland Catchment in Burkina Faso. *Hydrogeology Journal* (2022) (cf. p. 76-78).
- <sup>425</sup>RUSSIAN A., DENTZ M., LE BORGNE T., CARRERA J. et JIMENEZ-MARTINEZ J., Temporal Scaling of Groundwater Discharge in Dual and Multicontinuum Catchment Models. *Water Resources Research* **49** : 8552-8564 (2013) (cf. p. 38, 43).
- <sup>426</sup>RUST W., BLOOMFIELD J., CUTHBERT M., CORSTANJE R. et HOLMAN I., The Importance of Non-Stationary Multiannual Periodicities in the North Atlantic Oscillation Index for Forecasting Water Resource Drought. *Hydrology and Earth System Sciences* **26** : 2449-2467 (2022) (cf. p. 137, 138).
- <sup>427</sup>RUST W., CUTHBERT M., BLOOMFIELD J., CORSTANJE R., HOWDEN N. et HOLMAN I., Exploring the Role of Hydrological Pathways in Modulating Multi-Annual Climate Teleconnection Periodicities from UK Rainfall to Streamflow. *Hydrology and Earth System Sciences* **25** : 2223-2237 (2021) (cf. p. 138).
- <sup>428</sup>RUST W., HOLMAN I., BLOOMFIELD J., CUTHBERT M. et CORSTANJE R., Understanding the Potential of Climate Teleconnections to Project Future Groundwater Drought. *Hydrology and Earth System Sciences* **23** : 3233-3245 (2019) (cf. p. 137, 138).
- <sup>429</sup>RUST W., HOLMAN I., CORSTANJE R., BLOOMFIELD J. et CUTHBERT M., A Conceptual Model for Climatic Teleconnection Signal Control on Groundwater Variability in Europe. *Earth-Science Reviews* **177** : 164-174 (2018) (cf. p. 138).
- <sup>430</sup>RUTLEDGE A. T., Computer Programs for Describing the Recession of Ground-water Discharge and for Estimating Mean Ground-water Recharge and Discharge from Streamflow Records: Update. Water-Resources Investigations Report 98-4148 (U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 1998) (cf. p. 32).
- <sup>431</sup>RUTLEDGE A. T., Use of the Analytical Modeling of Recession to Describe a Dual-Aquifer Effect. *Hydrogeology Journal* **30** : 315-325 (2022) (cf. p. 37, 38, 43).

- <sup>432</sup>RÜTTINGER L. et SHARMA V., Climate Change and Mining: A Foreign Policy Perspective. (adelpi, Berlin, Allemagne, 2016) (cf. p. 130).
- <sup>433</sup>SAFEGE., Etude B Modélisation Hydraulique de La Vallée de La Petite Seine. (Voies Navigables de France, Paris, France, 2011) (cf. p. 122, 123).
- <sup>434</sup>SAKO A., SAWADOGO S., NIMI M. et OUÉDRAOGO M., Hydrogeochemical and Pollution Characterization of a Shallow Glauconitic Sandstone Aquifer in a Peri-Urban Setting of Bobo-Dioulasso, Southwestern Burkina Faso. *Environmental Earth Sciences* **79** : 296 (2020) (cf. p. 109).
- <sup>435</sup>SALZMANN U., DOLAN A. M., HAYWOOD A. M., CHAN W.-L., VOSS J., HILL D. J., ABE-OUCHI A., OTTO-BLIESNER B., BRAGG F. J., CHANDLER M. A., CONTOUX C., DOWSETT H. J., JOST A., KAMAE Y., LOHMANN G., LUNT D. J., PICKERING S. J., POUND M. J., RAMSTEIN G., ROSENBLUM N. A., SOHL L., STEPANEK C., UEDA H. et ZHANG Z., Challenges in Quantifying Pliocene Terrestrial Warming Revealed by Data–Model Discord. *Nature Climate Change* **3** : 969-974 (2013) (cf. p. 144).
- <sup>436</sup>SAPLAIROLES M., DESPRATS J.-F., DELPONT G. et BOURGUIGNON A., Evaluation de l'impact Sur La Ressource En Eaux Souterraines de l'exploitation de Granulats Dans Le Milieu Alluvionnaire de La Garonne (Haute-Garonne). RP-55673-FR (BRGM, Paris, France, 2007), 60 p. 2 ann. (Cf. p. 117).
- <sup>437</sup>SAUQUET E., THIREL G., VERGNES J.-P. et HABETS F., Etude d'Impact Du Changement Climatique Sur Le Régime Hydrologique En France Métropolitaine – Synthèse Bibliographique. In *Explore2* (Recherche Data Gouv, 2022) (cf. p. 139).
- <sup>438</sup>SAURET E., Etude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso). Thèse de Doctorat (Université de Liège, Liège, Belgique, 2013) (cf. p. 103, 104).
- <sup>439</sup>SCANLON B. R., FAKHREDDINE S., RATEB A., DE GRAAF I., FAMIGLIETTI J., GLEESON T., GRAFTON R. Q., JOBBAGY E., KEBEDE S., KOLUSU S. R., KONIKOW L. F., LONG D., MEKONNEN M., SCHMIED H. M., MUKHERJEE A., MACDONALD A., REEDY R. C., SHAMSUDDUHA M., SIMMONS C. T., SUN A., TAYLOR R. G., VILLHOLTH K. G., VÖRÖSMARTY C. J. et ZHENG C., Global Water Resources and the Role of Groundwater in a Resilient Water Future. *Nature Reviews Earth & Environment* **4** : 87-101 (2023) (cf. p. 95, 97, 99).
- <sup>440</sup>SCANLON B. R., KEESE K. E., FLINT A. L., FLINT L. E., GAYE C. B., EDMUNDS W. M. et SIMMERS I., Global Synthesis of Groundwater Recharge in Semiarid and Arid Regions. *Hydrological Processes* **20** : 3335-3370 (2006) (cf. p. 65, 70, 92).
- <sup>441</sup>SCHALLER M. F. et FAN Y., River Basins as Groundwater Exporters and Importers: Implications for Water Cycle and Climate Modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **114** : (2009) (cf. p. 39, 40, 45).
- <sup>442</sup>SCHANEN O., Analyse et modélisation de l'impact hydrodynamique et biogéochimique des lacs de gravières sur la nappe alluviale du val de Seine. Thèse de Doctorat (Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France, 1998) (cf. p. 80, 115).
- <sup>443</sup>SCHANEN O., BENDJOUDI H., LEVASSOR A. et FUSTEC E., Quantification des écoulements nappe-gravières, en zone alluviale, par optimisation du bilan hydrologique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **326** : 107-112 (1998) (cf. p. 120).

- <sup>444</sup>SCHILLING O., COOK P., GRIERSON P., DOGRAMACI S. et SIMMONS C., Controls on Interactions Between Surface Water, Groundwater, and Riverine Vegetation Along Intermittent Rivers and Ephemeral Streams in Arid Regions. *Water Resources Research* **57** : e2020WR028429 (2021) (cf. p. 69, 74).
- <sup>445</sup>SCHILLING O., IRVINE D., FRANSSSEN H.-J. H. et BRUNNER P., Estimating the Spatial Extent of Unsaturated Zones in Heterogeneous River-Aquifer Systems. *Water Resources Research* **53** : 10583-10602 (2017) (cf. p. 68, 69).
- <sup>446</sup>SCHMUTZ M., GHORBANI A., VAUDELET P. et REVIL A., Spectral Induced Polarization Detects Cracks and Distinguishes between Open- and Clay-filled Fractures. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* **16** : 85-91 (2011) (cf. p. 61).
- <sup>447</sup>SCHNEIDER A., JOST A., COULON C., SILVESTRE M., THÉRY S. et DUCHARNE A., Global-Scale River Network Extraction Based on High-Resolution Topography and Constrained by Lithology, Climate, Slope, and Observed Drainage Density. *Geophysical Research Letters* **44** : 2773-2781 (2017) (cf. p. 20, 28, 29, 69, 142).
- <sup>448</sup>SCHNEIDER A., DUCHARNE A. et JOST A., Evaluation of a Physically-Based Base Flow Time Constant in ORCHIDEE Land-Surface Model at Global Scale. In CMWR, 3-7 juin, Saint-Malo, France (2018) (cf. p. 32, 37).
- <sup>449</sup>SCHREINER-MCGRAW A. P. et AJAMI H., Delayed Response of Groundwater to Multi-Year Meteorological Droughts in the Absence of Anthropogenic Management. *Journal of Hydrology* **603** : 126917 (2021) (cf. p. 43).
- <sup>450</sup>SCHREINER-MCGRAW A. P., AJAMI H. et VIVONI E. R., Extreme Weather Events and Transmission Losses in Arid Streams. *Environmental Research Letters* **14** : 084002 (2019) (cf. p. 75).
- <sup>451</sup>SCHUSTER P. F., SCHAEFER K. M., AIKEN G. R., ANTWEILER R. C., DEWILD J. F., GRZYIEC J. D., GUSMEROLI A., HUGELIUS G., JAFAROV E., KRABbenhOFT D. P., LIU L., HERMAN-MERCER N., MU C., ROTH D. A., SCHAEFER T., STRIEGL R. G., WICKLAND K. P. et ZHANG T., Permafrost Stores a Globally Significant Amount of Mercury. *Geophysical Research Letters* **45** : 1463-1471 (2018) (cf. p. 50).
- <sup>452</sup>SCHUUR E. A., ABBOTT B. W., COMMANE R., ERNAKOVICH J., EUSKIRCHEN E., HUGELIUS G., GROSSE G., JONES M., KOVEN C., LESHYK V., LAWRENCE D., LORANTY M. M., MAURITZ M., OLEFELDT D., NATALI S., RODENHIZER H., SALMON V., SCHÄDEL C., STRAUSS J., TREAT C. et TURETSKY M., Permafrost and Climate Change: Carbon Cycle Feedbacks From the Warming Arctic. *Annual Review of Environment and Resources* **47** : 343-371 (2022) (cf. p. 50).
- <sup>453</sup>SENEVIRATNE S. I., ZHANG X., ADNAN M., BADI W., DEREZYNSKI C., DI LUCA A., GHOSH S., ISKANDAR I., KOSSIN J., LEWIS S., OTTO F., PINTO I., SATOH M., VICENTE-SERRANO S., WEHNER M. et ZHOU B., 2021: Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, t. 11, sous la dir. de V. MASSON-DELMOTTE, P. ZHAI, A. PIRANI, S. CONNORS, C. PÉAN, S. BERGER, N. CAUD, Y. CHEN, L. GOLDFARB, M. GOMIS, M. HUANG, K. LEITZELL, E. LONNOY, J. MATTHEWS, T. MAYCOCK, T. WATERFIELD, O. YELEKÇI, R. YU et B. ZHOU, Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, Etats-Unis, 2021), p. 1513-1766 (cf. p. 128, 139).

- <sup>454</sup>SERGEANT F., THERRIEN R., ANCTIL F. et GATEL L., Simulating the Recession Dynamics of Arctic Catchments in the Context of a Thawing Permafrost. *Journal of Hydrology* **623** : 129847 (2023) (cf. p. 35).
- <sup>455</sup>SERGEANT F., THERRIEN R., OUDIN L., JOST A. et ANCTIL F., Evolution of Arctic Rivers Recession Flow: Global Assessment and Data-Based Attribution Analysis. *Journal of Hydrology* **601** : 126577 (2021) (cf. p. 33, 34, 36, 37, 44, 50).
- <sup>456</sup>SHAN W., LIU Y., HU Z. et XIAO J., A Model for the Electrical Resistivity of Frozen Soils and an Experimental Verification of the Model. *Cold Regions Science and Technology* **119** : 75-83 (2015) (cf. p. 58).
- <sup>457</sup>SHANAFIELD M., BOURKE S., ZIMMER M. et COSTIGAN K., An Overview of the Hydrology of Non-Perennial Rivers and Streams. *WIREs Water* **8** : e1504 (2021) (cf. p. 69).
- <sup>458</sup>SHANAFIELD M. et COOK P., Transmission Losses, Infiltration and Groundwater Recharge through Ephemeral and Intermittent Streambeds: A Review of Applied Methods. *Journal of Hydrology* **511** : 518-529 (2014) (cf. p. 74).
- <sup>459</sup>SHANAFIELD M., COOK P., BRUNNER P., MCCALLUM J. et SIMMONS C., Aquifer Response to Surface Water Transience in Disconnected Streams. *Water Resources Research* **48** : (2012) (cf. p. 69, 75).
- <sup>460</sup>SHANAFIELD M., GUTIÉRREZ-JURADO K., WHITE N., HATCH M. et KEANE R., Catchment-Scale Characterization of Intermittent Stream Infiltration; a Geophysics Approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **125** : e2019JF005330 (2020) (cf. p. 74).
- <sup>461</sup>SHARMA D., KADU A. et BISWAL B., Universal Recession Constants and Their Potential to Predict Recession Flow. *Journal of Hydrology* **626** : 130244 (2023) (cf. p. 38, 44).
- <sup>462</sup>SHAW S. B. et RIHA S. J., Examining Individual Recession Events Instead of a Data Cloud: Using a Modified Interpretation of  $dQ/Dt-Q$  Streamflow Recession in Glaciated Watersheds to Better Inform Models of Low Flow. *Journal of Hydrology* **434-435** : 46-54 (2012) (cf. p. 44).
- <sup>463</sup>SHIKLOMANOV I. A., World Freshwater Resources. In *Water in Crisis: A Guide to World's Freshwater Resources*, sous la dir. de P. H. GLEICK (Oxford University Press: New York, NY, 1993), p. 13-24 (cf. p. 91).
- <sup>464</sup>SIEBERT S., BURKE J., FAURES J. M., FRENKEN K., HOOGEVEEN J., DÖLL P. et PORTMANN F. T., Groundwater Use for Irrigation – a Global Inventory. *Hydrology and Earth System Sciences* **14** : 1863-1880 (2010) (cf. p. 93).
- <sup>465</sup>SIEBERT S., KUMMU M., PORKKA M., DÖLL P., RAMANKUTTY N. et SCANLON B. R., A Global Data Set of the Extent of Irrigated Land from 1900 to 2005. *Hydrology and Earth System Sciences* **19** : 1521-1545 (2015) (cf. p. 93).
- <sup>466</sup>SIMPSON M. J., Calculating Groundwater Response Times for Flow in Heterogeneous Porous Media. *Groundwater* **56** : 337-342 (2018) (cf. p. 19, 23, 38, 43).
- <sup>467</sup>SIMPSON M. J., JAZAEI F. et CLEMENT T. P., How Long Does It Take for Aquifer Recharge or Aquifer Discharge Processes to Reach Steady State?, *Journal of Hydrology* **501** : 241-248 (2013) (cf. p. 23).
- <sup>468</sup>ŠIMŮNEK J., VAN GENUCHTEN M. T. et ŠEJNA M., Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes. *Vadose Zone Journal* **7** : 587-600 (2008) (cf. p. 79, 102, 126).

- <sup>469</sup>SJÖBERG Y., COON E., K. SANNEL A. B., PANNETIER R., HARP D., FRAMPTON A., PAINTER S. L. et LYON S. W., Thermal Effects of Groundwater Flow through Subarctic Fens: A Case Study Based on Field Observations and Numerical Modeling. *Water Resources Research* **52** : 1591-1606 (2016) (cf. p. 48).
- <sup>470</sup>SJÖBERG Y., FRAMPTON A. et LYON S. W., Using Streamflow Characteristics to Explore Permafrost Thawing in Northern Swedish Catchments. *Hydrogeology Journal* **21** : 121-131 (2013) (cf. p. 33, 50).
- <sup>471</sup>SLIMANI S., MASSEI N., MESQUITA J., VALDÉS D., FOURNIER M., LAIGNEL B. et DUPONT J.-P., Combined Climatic and Geological Forcings on the Spatio-Temporal Variability of Piezometric Levels in the Chalk Aquifer of Upper Normandy (France) at Pluridecennial Scale. *Hydrogeology Journal* **17** : 1823-1832 (2009) (cf. p. 137, 138).
- <sup>472</sup>SOGREAH INGÉNIERIE., Etude Des Ressources En Eau Souterraine de La Zone Sédimentaire de La Région de Bobo Dioulasso. (Ministère de l'eau, Burkina Faso, 1994) (cf. p. 104).
- <sup>473</sup>SOLDI M., GUARRACINO L. et JOUGNOT D., A Simple Hysteretic Constitutive Model for Unsaturated Flow. *Transport in Porous Media* **120** : 271-285 (2017) (cf. p. 58).
- <sup>474</sup>SØNDERGAARD M., LAURIDSEN T. L., JOHANSSON L. S. et JEPPESEN E., Gravel Pit Lakes in Denmark: Chemical and Biological State. *Science of The Total Environment* **612** : 9-17 (2018) (cf. p. 80).
- <sup>475</sup>ST. JACQUES J.-M. et SAUCHYN D. J., Increasing Winter Baseflow and Mean Annual Streamflow from Possible Permafrost Thawing in the Northwest Territories, Canada. *Geophysical Research Letters* **36** : (2009) (cf. p. 50).
- <sup>476</sup>STEINMANN R., LESTEL L. et DUMONT A., Approche géohistorique de la Seine dans la Bassée durant les deux derniers siècles. (PIREN-Seine, 2016) (cf. p. 111, 115).
- <sup>477</sup>STEPANENKO V. M., GOYETTE S., MARTYNOV A., PERROUD M., FANG X. et MIRONOV D., First Steps of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP. *Boreal Environment Research* **15** : 191-202 (2010) (cf. p. 85).
- <sup>478</sup>STOELZLE M., STAHL K. et WEILER M., Are Streamflow Recession Characteristics Really Characteristic?, *Hydrology and Earth System Sciences* **17** : 817-828 (2013) (cf. p. 25, 37, 44).
- <sup>479</sup>STOELZLE M., STAHL K., MORHARD A. et WEILER M., Streamflow Sensitivity to Drought Scenarios in Catchments with Different Geology. *Geophysical Research Letters* **41** : 6174-6183 (2014) (cf. p. 43, 44).
- <sup>480</sup>STOELZLE M., STAHL K. et WEILER M., As simple as possible? Drought recognition based on streamflow recession. In 10<sup>th</sup> International Conference on Hydroinformatics HIC 2012, 14-18 juillet, Hambourg, Allemagne (2012) (cf. p. 44).
- <sup>481</sup>STOELZLE M., WEILER M., STAHL K., MORHARD A. et SCHUETZ T., Is There a Superior Conceptual Groundwater Model Structure for Baseflow Simulation?, *Hydrological Processes* **29** : 1301-1313 (2015) (cf. p. 32).
- <sup>482</sup>SWENSON S. C., CLARK M., FAN Y., LAWRENCE D. M. et PERKET J., Representing Intrahillslope Lateral Subsurface Flow in the Community Land Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **11** : 4044-4065 (2019) (cf. p. 89).
- <sup>483</sup>SWILLEY J. S., TIJERINA-KREUZER D., TRAN H. V., ZHANG J., YANG C., CONDON L. E. et MAXWELL R. M., Continental Scale Hydrostratigraphy: Comparing Geologically Informed Data Products to Analytical Solutions. *Groundwater* **62** : 75-92 (2024) (cf. p. 36).

- <sup>484</sup>SYLLA M. B., PAL J. S., FAYE A., DIMOBE K. et KUNSTMANN H., Climate Change to Severely Impact West African Basin Scale Irrigation in 2 °C and 1.5 °C Global Warming Scenarios. *Scientific Reports* **8** : 14395 (2018) (cf. p. 109).
- <sup>485</sup>SZILAGYI J., GRIBOVSKI Z. et KALICZ P., Estimation of Catchment-Scale Evapotranspiration from Baseflow Recession Data: Numerical Model and Practical Application Results. *Journal of Hydrology* **336** : 206-217 (2007) (cf. p. 38).
- <sup>486</sup>SZILAGYI J., PARLANGE M. B. et ALBERTSON J. D., Recession Flow Analysis for Aquifer Parameter Determination. *Water Resources Research* **34** : 1851-1857 (1998) (cf. p. 35, 37, 42).
- <sup>487</sup>TALBAOUI M., Etude Des Périmètres de Protection Des Sources de Nasso et Des Forages de l'ONEA. (Programme VREO, SOFRECO - SAWES, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso, 2009) (cf. p. 103, 104, 108).
- <sup>488</sup>TALLAKSEN L. M., A Review of Baseflow Recession Analysis. *Journal of Hydrology* **165** : 349-370 (1995) (cf. p. 25).
- <sup>489</sup>TANG L., WANG K., JIN L., YANG G., JIA H. et TAOUM A., A Resistivity Model for Testing Unfrozen Water Content of Frozen Soil. *Cold Regions Science and Technology* **153** : 55-63 (2018) (cf. p. 58).
- <sup>490</sup>TANG Q., KURTZ W., SCHILLING O., BRUNNER P., VEREECKEN H. et HENDRICKS FRANSSEN H. .-.J., The Influence of Riverbed Heterogeneity Patterns on River-Aquifer Exchange Fluxes under Different Connection Regimes. *Journal of Hydrology* **554** : 383-396 (2017) (cf. p. 68, 69).
- <sup>491</sup>TANG R., ZHOU G., JIAO W. et JI Y., Theoretical Model of Hydraulic Conductivity for Frozen Saline/Non-Saline Soil Based on Freezing Characteristic Curve. *Cold Regions Science and Technology* **165** : 102794 (2019) (cf. p. 63).
- <sup>492</sup>TASHIE A., PAVELSKY T. et BAND L. E., An Empirical Reevaluation of Streamflow Recession Analysis at the Continental Scale. *Water Resources Research* **56** : e2019WR025448 (2020) (cf. p. 35, 37, 38, 44).
- <sup>493</sup>TASHIE A., SCAIFE C. I. et BAND L. E., Transpiration and Subsurface Controls of Streamflow Recession Characteristics. *Hydrological Processes* **33** : 2561-2575 (2019) (cf. p. 38).
- <sup>494</sup>TAYLOR K., BANKS D. et WATSON I., Heat as a Natural, Low-Cost Tracer in Mine Water Systems: The Attenuation and Retardation of Thermal Signals in a Reducing and Alkalinity Producing Treatment System (RAPS). *International Journal of Coal Geology, Abandoned Coal Mines: From Environmental Liabilities to Low-Carbon Energy Assets* **164** : 48-57 (2016) (cf. p. 132).
- <sup>495</sup>TAYLOR R. G., KOUSSIS A. D. et TINDIMUGAYA C., Groundwater and Climate in Africa—a Review. *Hydrological Sciences Journal* **54** : 655-664 (2009) (cf. p. 105).
- <sup>496</sup>TAYLOR R. G., SCANLON B. R., DÖLL P., RODELL M., VAN BEEK L., WADA Y., LONGUEVERGNE L., LEBLANC M., FAMIGLIETTI J. S., EDMUNDS M., KONIKOW L., GREEN T. R., CHEN J., TANIGUCHI M., BIERKENS M. F. P., MACDONALD A., FAN Y., MAXWELL R. M., YECHIELI Y., GURDAK J. J., ALLEN D. M., SHAMSUDDUHA M., HISCOCK K., YEH P. J.-F., HOLMAN I. et TREIDEL H., Ground Water and Climate Change. *Nature Climate Change* **3** : 322-329 (2013) (cf. p. 92, 95).
- <sup>497</sup>TEILLAUD S., Suivi temporel de l'état de la végétation de la zone humide de la Bassée (bassin de la Seine) par télédétection spatiale. Mémoire de Master (Sorbonne Université, Paris, France, 2018) (cf. p. 141).

- <sup>498</sup>TENG J., DONG A., YAN H., TONG C. et ZHANG S., Predicting the Hydraulic Conductivity of Frozen Coarse-Grained Soils. *Journal of Hydrology* **617** : 129048 (2023) (cf. p. 63).
- <sup>499</sup>TENG J., YAN H., LIANG S., ZHANG S. et SHENG D., Generalising the Kozeny-Carman Equation to Frozen Soils. *Journal of Hydrology* **594** : 125885 (2021) (cf. p. 63).
- <sup>500</sup>TEULING A. J., A Hot Future for European Droughts. *Nature Climate Change* **8** : 364-365 (2018) (cf. p. 98).
- <sup>501</sup>THOMAS B. F., VOGEL R. M. et FAMIGLIETTI J. S., Objective Hydrograph Baseflow Recession Analysis. *Journal of Hydrology* **525** : 102-112 (2015) (cf. p. 35).
- <sup>502</sup>THOMAS B. F., VOGEL R. M., KROLL C. N. et FAMIGLIETTI J. S., Estimation of the Base Flow Recession Constant under Human Interference. *Water Resources Research* **49** : 7366-7379 (2013) (cf. p. 25).
- <sup>503</sup>THORNTHWAITTE C. W., An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* **38** : 55-94 (1948) (cf. p. 107, 130).
- <sup>504</sup>TIJERINA-KREUZER D., SWILLEY J. S., TRAN H. V., ZHANG J., WEST B., YANG C., CONDON L. E. et MAXWELL R. M., Continental Scale Hydrostratigraphy: Basin-Scale Testing of Alternative Data-Driven Approaches. *Groundwater* **62** : 93-110 (2024) (cf. p. 36).
- <sup>505</sup>TIROGO J., JOST A., BIAOU A., KOUSSOUBÉ Y., RIBSTEIN P. et DAKOURÉ D., Impacts of Climate Change and Pumping on Groundwater Resources in the Kou River Basin, Burkina Faso. *Comptes Rendus. Géoscience* **355** : 1-25 (2023) (cf. p. 102-106, 108).
- <sup>506</sup>TIROGO J., JOST A., BIAOU A., VALDES-LAO D., KOUSSOUBÉ Y. et RIBSTEIN P., Climate Variability and Groundwater Response: A Case Study in Burkina Faso (West Africa). *Water* **8** : 171 (2016) (cf. p. 102, 105-107).
- <sup>507</sup>TOOTCHI A., JOST A. et DUCHARNE A., Multi-Source Global Wetland Maps Combining Surface Water Imagery and Groundwater Constraints. *Earth System Science Data* **11** : 189-220 (2019) (cf. p. 86, 88, 142).
- <sup>508</sup>TÓTH J., A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* **68** : 4795-4812 (1963) (cf. p. 39, 40).
- <sup>509</sup>TOWNLEY L. R., The Response of Aquifers to Periodic Forcing. *Advances in Water Resources* **18** : 125-146 (1995) (cf. p. 19).
- <sup>510</sup>TROTTER L., SAFT M., PEEL M. C. et FOWLER K. J. A., Recession Constants Are Non-Stationary: Impacts of Multi-Annual Drought on Catchment Recession Behaviour and Storage Dynamics. *Journal of Hydrology* **630** : 130707 (2024) (cf. p. 43, 44).
- <sup>511</sup>VALDES D., CHEN N., DUMONT M., MARLIN C., BLANCHOUH H., GUÉRIN R., GUILLEMOTEAU J., ALLIOT F., NESPOULET R., AUBRY E., ROUELLE M., FAUCHARD C., GOMBERT P. et RIBSTEIN P., Transfer of Water and Contaminants in the Chalk Unsaturated Zone – Underground Quarry of Saint-Martin-le-Nœud. *Geological Society, London, Special Publications* **517** : 413-434 (2023) (cf. p. 79).
- <sup>512</sup>VAN DE GRIEND A. A., DE VRIES J. J. et SEYHAN E., Groundwater Discharge from Areas with a Variable Specific Drainage Resistance. *Journal of Hydrology* **259** : 203-220 (2002) (cf. p. 35).

- <sup>513</sup>VAN DER PLOEG M. J., HALDORSEN S., LEIJNSE A. et HEIM M., Subpermafrost Groundwater Systems: Dealing with Virtual Reality While Having Virtually No Data. *Journal of Hydrology* **475** : 42-52 (2012) (cf. p. 51).
- <sup>514</sup>VASSEUR G., ROUSSEAU-GUEUTIN P. et DE MARSILY G., Time Constant of Hydraulic-Head Response in Aquifers Subjected to Sudden Recharge Change: Application to Large Basins. *Hydrogeology Journal* **23** : 915-934 (2015) (cf. p. 23, 37, 38, 43).
- <sup>515</sup>VAUCLIN M., KHANJI D. et VACHAUD G., Experimental and Numerical Study of a Transient, Two-Dimensional Unsaturated-Saturated Water Table Recharge Problem. *Water Resources Research* **15** : 1089-1101 (1979) (cf. p. 71).
- <sup>516</sup>VAUTE L., DURENDEAU B., FOURNIGUET G., SOULAS C. et MATHIEU E., Schéma d'aménagement et de gestion des eaux du Bassin ferrifère lorrain. Séquence n° 1 : l'état des lieux. RP-55434-FR (BRGM, Orléans, France, 2007) (cf. p. 93, 98).
- <sup>517</sup>VAUTE L., KHIAT M.-O., DOUCHE A., FOURNIGUET G., FRAPPIER G., GOUBOT M.-J. et JOSEFIK M., Construction et Mise En Œuvre d'un Simulateur Hydrologique et Chimique Du Bassin Ferrifère Lorrain – Phase 1 : Synthèse Hydrogéologique. RP-53277-FR (BRGM, Orléans, France, 2005) (cf. p. 94).
- <sup>518</sup>VÁZQUEZ-SUÑÉ E., CAPINO B., ABARCA E. et CARRERA J., Estimation of Recharge from Floods in Disconnected Stream-Aquifer Systems. *Ground Water* **45** : 579-589 (2007) (cf. p. 75).
- <sup>519</sup>VELIS M., CONTI K. I. et BIERMANN F., Groundwater and Human Development: Synergies and Trade-Offs within the Context of the Sustainable Development Goals. *Sustainability Science* **12** : 1007-1017 (2017) (cf. p. 100).
- <sup>520</sup>VERGNES J.-P., DECHARME B., ALKAMA R., MARTIN E., HABETS F. et DOUVILLE H., A Simple Groundwater Scheme for Hydrological and Climate Applications: Description and Offline Evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology* **13** : 1149-1171 (2012) (cf. p. 90).
- <sup>521</sup>VILLENEUVE S., COOK P., SHANAFIELD M., WOOD C. et WHITE N., Groundwater Recharge via Infiltration through an Ephemeral Riverbed, Central Australia. *Journal of Arid Environments* **117** : 47-58 (2015) (cf. p. 74, 75).
- <sup>522</sup>VISSER A. G., BEEVERS L. et PATIDAR S., A Coupled Modelling Framework to Assess the Hydroecological Impact of Climate Change. *Environmental Modelling & Software* **114** : 12-28 (2019) (cf. p. 142).
- <sup>523</sup>WADA Y., WISSER D. et BIERKENS M. F. P., Global Modeling of Withdrawal, Allocation and Consumptive Use of Surface Water and Groundwater Resources. *Earth System Dynamics* **5** : 15-40 (2014) (cf. p. 93).
- <sup>524</sup>WADA Y., Impacts of Groundwater Pumping on Regional and Global Water Resources. In *Terrestrial Water Cycle and Climate Change* (American Geophysical Union (AGU), 2016), p. 71-101 (cf. p. 93, 95, 98, 99).
- <sup>525</sup>WADA Y., VAN BEEK L. P. H. et BIERKENS M. F. P., Nonsustainable Groundwater Sustaining Irrigation: A Global Assessment. *Water Resources Research* **48** : (2012) (cf. p. 93).
- <sup>526</sup>WADA Y., VAN BEEK L. P. H., VAN KEMPEN C. M., RECKMAN J. W. T. M., VASAK S. et BIERKENS M. F. P., Global Depletion of Groundwater Resources. *Geophysical Research Letters* **37** : (2010) (cf. p. 92, 97).

- <sup>527</sup>WADA Y., VAN BEEK L. P. H., WANDERS N. et BIERKENS M. F. P., Human Water Consumption Intensifies Hydrological Drought Worldwide. *Environmental Research Letters* **8** : 034036 (2013) (cf. p. 98).
- <sup>528</sup>WAIBEL M. S., GANNETT M. W., CHANG H. et HULBE C. L., Spatial Variability of the Response to Climate Change in Regional Groundwater Systems – Examples from Simulations in the Deschutes Basin, Oregon. *Journal of Hydrology* **486** : 187-201 (2013) (cf. p. 40, 45).
- <sup>529</sup>WALKER G. R., GILFEDDER M., DAWES W. R. et RASSAM D. W., Predicting Aquifer Response Time for Application in Catchment Modeling. *Groundwater* **53** : 475-484 (2015) (cf. p. 23, 38).
- <sup>530</sup>WALVOORD M. A. et KURYLYK B. L., Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost—A Review. *Vadose Zone Journal* **15** : vjz2016.01.0010 (2016) (cf. p. 48, 50, 64).
- <sup>531</sup>WALVOORD M. A. et STRIEGL R. G., Increased Groundwater to Stream Discharge from Permafrost Thawing in the Yukon River Basin: Potential Impacts on Lateral Export of Carbon and Nitrogen. *Geophysical Research Letters* **34** : (2007) (cf. p. 50).
- <sup>532</sup>WALVOORD M. A., VOSS C. I., EBEL B. A. et MINSLEY B. J., Development of Perennial Thaw Zones in Boreal Hillslopes Enhances Potential Mobilization of Permafrost Carbon. *Environmental Research Letters* **14** : 015003 (2019) (cf. p. 64).
- <sup>533</sup>WANG C.-Y., MANGA M. et HANNA J. C., Can Freezing Cause Floods on Mars?, *Geophysical Research Letters* **33** : (2006) (cf. p. 51).
- <sup>534</sup>WANG D. et CAI X., Detecting Human Interferences to Low Flows through Base Flow Recession Analysis. *Water Resources Research* **45** : (2009) (cf. p. 38).
- <sup>535</sup>WANG P., HUANG Q., POZDNIAKOV S. P., LIU S., MA N., WANG T., ZHANG Y., YU J., XIE J., FU G., FROLOVA N. L. et LIU C., Potential Role of Permafrost Thaw on Increasing Siberian River Discharge. *Environmental Research Letters* **16** : 034046 (2021) (cf. p. 50).
- <sup>536</sup>WANG P., POZDNIAKOV S. et VASILEVSKIY P., Estimating Groundwater-Ephemeral Stream Exchange in Hyper-Arid Environments: Field Experiments and Numerical Simulations. *Journal of Hydrology* **555** : 68-79 (2017) (cf. p. 68, 69).
- <sup>537</sup>WANG S., FLIPO N., BORDET A., BERNIER J., MERCHAT M. et ROCHER V., Transport de chaleur par la Seine à la traversée de l'agglomération parisienne. (PIREN-Seine, 2021) (cf. p. 85).
- <sup>538</sup>WANG S., JOST A., LABARTHE B. et FLIPO N., Création du module Libwet de simulation des interactions gravières-aquifères. (PIREN-Seine, 2016) (cf. p. 82, 116).
- <sup>539</sup>WANG W., DAI Z., ZHAO Y., LI J., DUAN L., WANG Z. et ZHU L., A Quantitative Analysis of Hydraulic Interaction Processes in Stream-Aquifer Systems. *Scientific Reports* **6** : 19876 (2016) (cf. p. 68).
- <sup>540</sup>WANG W., LI J., FENG X., CHEN X. et YAO K., Evolution of Stream-Aquifer Hydrologic Connectedness during Pumping – Experiment. *Journal of Hydrology* **402** : 401-414 (2011) (cf. p. 67, 68).
- <sup>541</sup>WANG W., LI J., WANG W., CHEN X., CHENG D. et JIA J., Estimating Streambed Parameters for a Disconnected River. *Hydrological Processes* **28** : 3627-3641 (2014) (cf. p. 68).
- <sup>542</sup>WATANABE K. et FLURY M., Capillary Bundle Model of Hydraulic Conductivity for Frozen Soil. *Water Resources Research* **44** : (2008) (cf. p. 63).

- <sup>543</sup>WELLENS J., TRAORÉ F., DIALLO M. et TYCHON B., A Framework for the Use of Decision-Support Tools at Various Spatial Scales for the Management of Irrigated Agriculture in West-Africa. *Agricultural Sciences* **4** : 9-15 (2013) (cf. p. 103).
- <sup>544</sup>WENG P., Fonctionnement hydrologique d'une zone humide alluviale, relations avec l'aquifère sous-jacent et les rivières : exemple de la Seine Moyenne. Thèse de Doctorat (Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France, 2000) (cf. p. 136, 141).
- <sup>545</sup>WHITE E. et KAPLAN D., Restore or Retreat? Saltwater Intrusion and Water Management in Coastal Wetlands. *Ecosystem Health and Sustainability* **3** : e01258 (2017) (cf. p. 98).
- <sup>546</sup>WILSON I. G., The Effects of Gravel Extraction on Groundwater Hydrology. Thèse de Doctorat (University of Oxford, Oxford, Royaume-Uni, 1984) (cf. p. 80).
- <sup>547</sup>WITTENBERG H., Effects of Season and Man-Made Changes on Baseflow and Flow Recession: Case Studies. *Hydrological Processes* **17** : 2113-2123 (2003) (cf. p. 38).
- <sup>548</sup>WOLKERSDORFER C., Mine Water Tracing. *Geological Society, London, Special Publications* **198** : 47-60 (2002) (cf. p. 132).
- <sup>549</sup>WOLKERSDORFER C., Water Management at Abandoned Flooded Underground Mines. (Springer, Berlin, Heidelberg, 2008) (cf. p. 132).
- <sup>550</sup>WOLKERSDORFER C., GÖBEL J. et HASCHE-BERGER A., Assessing Subsurface Flow Hydraulics of a Coal Mine Water Bioremediation System Using a Multi-Tracer Approach. *International Journal of Coal Geology, Abandoned Coal Mines: From Environmental Liabilities to Low-Carbon Energy Assets* **164** : 58-68 (2016) (cf. p. 132).
- <sup>551</sup>WOLKERSDORFER C., NORDSTROM D. K., BECKIE R. D., CICERONE D. S., ELLIOT T., EDRAKI M., VALENTE T., FRANÇA S. C. A., KUMAR P., LUCERO R. A. O. et SOLER I GIL A., Guidance for the Integrated Use of Hydrological, Geochemical, and Isotopic Tools in Mining Operations. *Mine Water and the Environment* **39** : 204-228 (2020) (cf. p. 128, 129, 132).
- <sup>552</sup>WU W.-Y., LO M.-H., WADA Y., FAMIGLIETTI J. S., REAGER J. T., YEH P. J.-F., DUCARNE A. et YANG Z.-L., Divergent Effects of Climate Change on Future Groundwater Availability in Key Mid-Latitude Aquifers. *Nature Communications* **11** : 3710 (2020) (cf. p. 94, 95).
- <sup>553</sup>WU Y., NAKAGAWA S., KNEAFSEY T. J., DAFFLON B. et HUBBARD S., Electrical and Seismic Response of Saline Permafrost Soil during Freeze - Thaw Transition. *Journal of Applied Geophysics* **146** : 16-26 (2017) (cf. p. 54).
- <sup>554</sup>XIAN Y., JIN M., LIU Y. et SI A., Impact of Lateral Flow on the Transition from Connected to Disconnected Stream–Aquifer Systems. *Journal of Hydrology* **548** : 353-367 (2017) (cf. p. 68, 69).
- <sup>555</sup>XIE Y., COOK P. G., BRUNNER P., IRVINE D. J. et SIMMONS C. T., When Can Inverted Water Tables Occur Beneath Streams?, *Groundwater* **52** : 769-774 (2014) (cf. p. 67-69).
- <sup>556</sup>XU J., LI Y., LAN W. et WANG S., Shear Strength and Damage Mechanism of Saline Intact Loess after Freeze-Thaw Cycling. *Cold Regions Science and Technology* **164** : 102779 (2019) (cf. p. 61).
- <sup>557</sup>XU J., LI Y., REN C., WANG S., VANAPALLI S. K. et CHEN G., Influence of Freeze-Thaw Cycles on Microstructure and Hydraulic Conductivity of Saline Intact Loess. *Cold Regions Science and Technology* **181** : 103183 (2021) (cf. p. 61).

- <sup>558</sup>XU M., KANG S., WANG X., WU H., HU D. et YANG D., Climate and Hydrological Changes in the Ob River Basin during 1936–2017. *Hydrological Processes* **34** : 1821–1836 (2020) (cf. p. 50).
- <sup>559</sup>XU P., WENG B., GONG X., XIA K., YAN D. et WANG H., Estimation of Shallow Groundwater Recharge in Central Qinghai-Tibet Plateau by Combining Unsaturated Zone Simulation and Improved Water Table Fluctuation Method. *Journal of Hydrology* **630** : 130689 (2024) (cf. p. 79).
- <sup>560</sup>XU W., KONG F., MAO R., SONG J., SUN H., WU Q., LIANG D. et BAI H., Identifying and Mapping Potential Groundwater-Dependent Ecosystems for a Semi-Arid and Semi-Humid Area in the Weihe River, China. *Journal of Hydrology* **609** : 127789 (2022) (cf. p. 141).
- <sup>561</sup>XU W., LI K., CHEN L., KONG W. et LIU C., The Impacts of Freeze–Thaw Cycles on Saturated Hydraulic Conductivity and Microstructure of Saline–Alkali Soils. *Scientific Reports* **11** : 18655 (2021) (cf. p. 61).
- <sup>562</sup>XU Y. et BEEKMAN H., Review: Groundwater Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Southern Africa. *Hydrogeology Journal* **27** : 929–943 (2019) (cf. p. 66, 73).
- <sup>563</sup>YANG Z., LV J., SHI W., JIA C., WANG C., HONG Y. et LING X., Experimental Study of the Freeze Thaw Characteristics of Expansive Soil Slope Models with Different Initial Moisture Contents. *Scientific Reports* **11** : 23177 (2021) (cf. p. 62).
- <sup>564</sup>YEH P. J.-F. et FAMIGLIETTI J. S., Regional Groundwater Evapotranspiration in Illinois. *Journal of Hydrometeorology* **10** : 464–478 (2009) (cf. p. 136).
- <sup>565</sup>YI Y., KIMBALL J. S., CHEN R. H., MOGHADDAM M., REICHLER R. H., MISHRA U., ZONA D. et OECHEL W. C., Characterizing Permafrost Active Layer Dynamics and Sensitivity to Landscape Spatial Heterogeneity in Alaska. *The Cryosphere* **12** : 145–161 (2018) (cf. p. 35).
- <sup>566</sup>YOFE TIROGO J., Etude Du Fonctionnement Hydrodynamique de l’aquifère Sédimentaire Du Bassin Du Kou Au Sud-Ouest Du Burkina Faso. Thèse de Doctorat (Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France – Institut International d’Ingénierie de l’Eau et de l’Environnement, Ouagadougou, Burkina Faso, 2016) (cf. p. 106).
- <sup>567</sup>YONABA R. O., Dynamique spatio-temporelle des états de surface et influence sur le ruissellement sur un bassin de type sahélien : cas du bassin de Tougou (Nord Burkina Faso). Thèse de Doctorat (Institut International d’Ingénierie de l’Eau et de l’Environnement, Ouagadougou, Burkina Faso, 2020) (cf. p. 76).
- <sup>568</sup>YOUNG N. L., LEMIEUX J.-M., DELOTTIER H., FORTIER R. et FORTIER P., A Conceptual Model for Anticipating the Impact of Landscape Evolution on Groundwater Recharge in Degrading Permafrost Environments. *Geophysical Research Letters* **47** : e2020GL087695 (2020) (cf. p. 79).
- <sup>569</sup>YUE J., HUANG X., ZHAO L. et WANG Z., Study on the Factors Affecting Cracking of Earthen Soil under Dry Shrinkage and Freeze–Thaw Conditions. *Scientific Reports* **12** : 1816 (2022) (cf. p. 62).
- <sup>570</sup>ZARATE E., HOBLEY D., MACDONALD A., SWIFT R., CHAMBERS J., KASHAIGILI J., MUTAYOBA E., TAYLOR R. et CUTHBERT M., The Role of Superficial Geology in Controlling Groundwater Recharge in the Weathered Crystalline Basement of Semi-Arid Tanzania. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **36** : 100833 (2021) (cf. p. 73–75).

- <sup>571</sup>ZECHARIAS Y. B. et BRUTSAERT W., Recession Characteristics of Groundwater Outflow and Base Flow from Mountainous Watersheds. *Water Resources Research* **24** : 1651-1658 (1988) (cf. p. 25, 27).
- <sup>572</sup>ZHAN S., SONG C., WANG J., SHENG Y. et QUAN J., A Global Assessment of Terrestrial Evapotranspiration Increase Due to Surface Water Area Change. *Earth's Future* **7** : 266-282 (2019) (cf. p. 118).
- <sup>573</sup>ZHANG R., YAN Q., ZHANG Z. S., JIANG D., OTTO-BLIESNER B. L., HAYWOOD A. M., HILL D. J., DOLAN A. M., STEPANEK C., LOHMANN G., CONTOUX C., BRAGG F., CHAN W.-L., CHANDLER M. A., JOST A., KAMAE Y., ABE-OUCHI A., RAMSTEIN G., ROSENBLOOM N. A., SOHL L. et UEDA H., Mid-Pliocene East Asian Monsoon Climate Simulated in the PlioMIP. *Climate of the Past* **9** : 2085-2099 (2013) (cf. p. 144).
- <sup>574</sup>ZHANG X., LI D., CHEN L., MING F. et LIU Y., A New Integral Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Saturated Frozen Soil. *Journal of Hydrology* **603** : 126838 (2021) (cf. p. 63).
- <sup>575</sup>ZHANG Z.-S., NISANCIOGLU K. H., CHANDLER M. A., HAYWOOD A. M., OTTO-BLIESNER B. L., RAMSTEIN G., STEPANEK C., ABE-OUCHI A., CHAN W.-L., BRAGG F. J., CONTOUX C., DOLAN A. M., HILL D. J., JOST A., KAMAE Y., LOHMANN G., LUNT D. J., ROSENBLOOM N. A., SOHL L. E. et UEDA H., Mid-Pliocene Atlantic Meridional Overturning Circulation Not Unlike Modern. *Climate of the Past* **9** : 1495-1504 (2013) (cf. p. 144).
- <sup>576</sup>ZHAO G., GAO H. et CAI X., Estimating Lake Temperature Profile and Evaporation Losses by Leveraging MODIS LST Data. *Remote Sensing of Environment* **251** : 112104 (2020) (cf. p. 85).
- <sup>577</sup>ZHAO G., LI Y., ZHOU L. et GAO H., Evaporative Water Loss of 1.42 Million Global Lakes. *Nature Communications* **13** : 3686 (2022) (cf. p. 118).
- <sup>578</sup>ZHU D., CIAIS P., KRINNER G., MAIGNAN F., JORNET PUIG A. et HUGELIUS G., Controls of Soil Organic Matter on Soil Thermal Dynamics in the Northern High Latitudes. *Nature Communications* **10** : 3172 (2019) (cf. p. 35).
- <sup>579</sup>ZOURÉ C., QUELOZ P., KOÏTA M., NIANG D., FOWÉ T., YONABA R., CONSUEGRA D., YACOUBA H. et KARAMBIRI H., Modelling the Water Balance on Farming Practices at Plot Scale: Case Study of Tougou Watershed in Northern Burkina Faso. *CATENA* **173** : 59-70 (2019) (cf. p. 76).

## Sigles

- CaWaQS** CAtchment WAter Quality Simulator. 82  
**FLake** Freshwater Lake model. 118  
**GR4J** Génie Rural à 4 paramètres Journalier. 130  
**2iE** Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement. 75
- ACP** Analyse en composantes principales. 102  
**ADEME** Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie. 136  
**ADES** Accès aux Données sur les Eaux souterraines. 113  
**AESN** Agence de l'Eau Seine-Normandie. 116  
**AMF** Après-Mines France. 124  
**AMI** Appel à manifestation d'intérêt. 136  
**AMV** "Atlantic Multidecadal Variability" ou variabilité atlantique multidécaennale. 137  
**ANR** Agence nationale de la recherche. 27
- BFI** Base Flow Index. 142  
**BNPE** Banque nationale des prélèvements quantitatifs en eau. 116  
**BRGM** Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 116
- Capsule** Centre d'Accompagnement pour la Pédagogie et SUpport à L'Expérimentation. 42  
**CEREGE** Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement. 55  
**CMIP** "Coupled Model Intercomparison Project", c'est-à-dire Projet d'intercomparaison des modèles couplés. 137  
**CNES** Centre national d'études spatiales. 83  
**CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques. 86  
**CNRS** Centre national de la recherche scientifique. 27  
**CPIER** Contrat de Plan Interrégional Etat-Régions. 136
- EA** "East Atlantic", c'est-à-dire régime est-atlantique. 137

- EC2CO** Ecosphère Continentale et Côtière. 51
- EDP** Equation aux Dérivées Partielles. 18
- ENSEGID** Ecole Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement durable. 122
- EPTB** Etablissement Public Territorial de Bassin. 110
- ESE** Ecologie, Systématique et Evolution. 141
- FIRE** Fédération Ile-de-France de Recherche sur l'Environnement. 53
- GAGES** Geospatial Attributes of Gages for Evaluating Streamflow. 36
- GDE** "Groundwater dependent ecosystems", c'est-à-dire écosystèmes dépendant des eaux souterraines. 99
- GDW** "Groundwater-driven wetlands", c'est-à-dire zones humides alimentées par les eaux souterraines. 87
- GEOPS** Géosciences Paris-Saclay. 53
- GEV** Generalized Extreme Value. 102
- GLHYMPS** GLobal HYdrogeology MaPS. 28
- GRACE** Gravity Recovery and Climate Experiment. 97
- GRDB** Global Runoff Data Base. 31
- GRIN** Global River Network. 32
- HBAN** Hydrosystèmes et bioprocédés. 83
- HHGE** Hydrologie Hydrogéologie Géochimie environnementale. 113
- IGN** Institut national de l'information géographique et forestière. 115
- INSU** Institut national des sciences de l'Univers. 27
- IPSL** Institut Pierre Simon Laplace. 27
- LADYSS** Laboratoire Dynamiques sociales et Recomposition des Espaces. 112
- LEESU** Laboratoire Eau Environnement et Systèmes Urbains. 142
- LMD** Laboratoire de Météorologie Dynamique. 86
- LSCE** Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. 51
- M2C** Morphodynamique Côtière et Continentale. 51
- MAT** "Mean action time". 23
- MCO** Mine à ciel ouvert. 94
- MITI** Mission pour les initiatives transverses et interdisciplinaires. 61
- MODIS** Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. 135
- NAO** "North Atlantic Oscillation" ou oscillation nord-atlantique. 137
- NDVI** "Normalized Difference Vegetative Index" ou indice de végétation par différence normalisée. 133
- NEEDS** Nucléaire : Energie, Environnement, Déchets, Société. 126
- NGF** Nivellement général de la France. 120
- NTU** National Taiwan University. 27
- OAT** Observation Analysis Tool. 113
- ODD** Objectifs de développement durable. 99
- ONEA** Office national de l'eau et de l'assainissement, Burkina Faso. 103
- OSU** Observatoire des Sciences de l'Univers. 133
- PIREN-Seine** Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine. 82

- PlioMIP** Pliocene Model Intercomparison Project. 144
- PRODIG** Pôle de Recherche pour l'Organisation et la Diffusion de l'Information Géographique. 135
- RCP** Representative Concentration Pathway. 101
- RFW** "Regularly flooded wetlands", c'est-à-dire zones humides régulièrement inondées. 87
- SAFRAN** Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie. 118
- SAGE** Schéma d'aménagement et de gestion des eaux. 110
- SDDEA** Syndicat Départemental des Eaux de l'Aube. 112
- SGL** Seine Grands Lacs. 110
- SSP** Shared Socioeconomic Pathway. 89
- SWOT** Surface Water Ocean Topography. 80
- TDR** "Time Domain Reflectometry" ou réflectométrie dans le domaine temporel. 53
- TI** "Topographic index" ou indice topographique. 87
- TOSCA** Terre solide, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère. 83
- TRISHNA** Thermal infrared Imaging Satellite for High-resolution Natural resource Assessment. 135
- USGS** United States Geological Survey. 36
- VER** Volume élémentaire représentatif. 58
- VNF** Voies Navigables de France. 110
- WTR** Water table ratio. 40





## Nomenclature

$\alpha$	fraction de bassin versant contributive au débit de base (-)
$\alpha_c$	coefficient de compressibilité du milieu poreux ( $\text{Pa}^{-1}$ )
$\Delta\sigma'$	variation de la contrainte effective (Pa)
$\Delta h$	différence de charge hydraulique (m)
$\Delta l$	demi-taille de maille dans le sens de l'écoulement (m)
$\Delta p$	variation de la pression interstitielle (Pa)
$\Delta t$	pas de temps (s)
$\delta$	densité de drainage ( $\text{m}^{-1}$ )
$\epsilon$	tolérance (-)
$\eta$	maximum de charge hydraulique (m)
$\Gamma$	terme puits/source de production de pression ( $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$ )
$\bar{h}$	épaisseur moyenne de la nappe libre (m)
$\lambda$	conductivité thermique du milieu poreux ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$\mu$	viscosité dynamique de l'eau (Pa s)
$\omega$	porosité totale (-)
$\omega_d$	porosité de drainage (-)
$\rho$	masse volumique du milieu poreux ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\rho_i$	masse volumique de la glace ( $\text{kg m}^{-3}$ )

$\rho_w$	masse volumique de l'eau ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\sigma$	conductivité électrique ( $\text{S m}^{-1}$ )
$\tau$	temps caractéristique ou temps de réponse (s)
$A$	surface du bassin versant ( $\text{m}^2$ )
$a$	paramètre de récession ( $\text{m}^{3(1-b)} \text{s}^{b-2}$ )
$A_g$	surface de la gravière ( $\text{m}^2$ )
$A_{cr}$	zone de drainage critique ( $\text{m}^2$ )
$B$	longueur du versant, c'est-à-dire la distance entre le cours d'eau et la ligne de partage des eaux à l'amont (m)
$b$	paramètre de récession (-)
$C$	conductance spécifique ( $\text{s}^{-1}$ )
$C_n$	conductance ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$C_t$	capacité thermique massique du milieu poreux ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$C_{tw}$	capacité thermique massique de l'eau ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )
$C_{up}$	conductance recalibrée à l'échelle de la fraction de bas-pays ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$D$	diffusivité hydraulique de l'aquifère ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$d$	profondeur de la nappe sous le plan horizontal de repère ou la rivière (m)
$d_m$	dénivelée maximale du terrain par rapport à la cote moyenne des eaux de surface (m)
$E$	évaporation de l'eau libre ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$e$	épaisseur non gelée (m)
$E_F$	facteur d'échange (-)
$e_g$	épaisseur des berges ou du lit de la gravière (m)
$e_l$	épaisseur du lit de la rivière (m)
$ET$	évapotranspiration ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$f$	paramètre de linéarisation (-)
$g$	accélération de la pesanteur ( $\text{m s}^{-2}$ )
$g_i$	paramètre du réservoir souterrain d'ORCHIDEE ( $\text{s m}^{-1}$ )
$H$	épaisseur initialement saturée de l'aquifère (m)
$h$	charge hydraulique (m)
$h_c$	charge hydraulique constante (m)

---

$h_g$	cote de la gravière (m)
$h_r$	profondeur de la rivière (m)
$h_0$	charge hydraulique initiale (m)
$I$	infiltration ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$i$	pente du substratum de l'aquifère (-)
$K$	conductivité hydraulique de l'aquifère à saturation ( $\text{m s}^{-1}$ )
$k$	perméabilité intrinsèque ( $\text{m}^2$ )
$K_g$	conductivité hydraulique des berges ou du lit de la gravière ( $\text{m s}^{-1}$ )
$k_i$	indice topographique (m)
$K_l$	conductivité hydraulique du lit de la rivière ( $\text{m s}^{-1}$ )
$k_r$	perméabilité relative (-)
$L$	longueur de référence relative à la géométrie de l'écoulement (m)
$l$	longueur d'un tronçon de rivière (m)
$L_e$	longueur réelle d'un tube capillaire tortueux (m)
$L_f$	chaleur latente de l'eau ( $\text{J kg}^{-1}$ )
$L_l$	longueur totale de tous les tronçons de rivière (m)
$N$	nombre d'interfaces gravière-aquifère
$P$	précipitations ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$p$	pression (Pa)
$Q$	débit par unité de surface ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$ )
$q$	terme puits ou source, positif si sortant ( $\text{s}^{-1}$ )
$Q_0$	débit de récession initial ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$Q_b$	débit de base ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$q_b$	débit souterrain par unité de longueur ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$ )
$q_s$	débit spécifique ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$ )
$Q_v$	débit moyen passé ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$Q_{in}$	débit entrant d'eau souterraine ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$Q_{out}$	débit sortant d'eau souterraine ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$R$	ruissellement ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
$r$	rayon d'un tube capillaire (m)

---

$R_f$	facteur de réduction ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )
$S$	coefficient d'emmagasinement (-)
$S_s$	coefficient d'emmagasinement spécifique ( $\text{m}^{-1}$ )
$s_i$	saturation en glace (-)
$T$	transmissivité ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$t$	temps (s)
$T_c$	transmissivité de la nappe captive ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$T_e$	température (K)
$T_f$	période de la fonction de forçage (s)
$T_l$	transmissivité de la nappe libre ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )
$z_m$	cote du substratum de l'aquifère (m)
$z_t$	cote du toit de l'aquifère (m)
$d_e$	déplacement vertical (m)