



HAL
open science

Comment modéliser les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique ? : une approche “ multi-observables ” à différentes échelles

Luca Guillaumot

► **To cite this version:**

Luca Guillaumot. Comment modéliser les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique ? : une approche “ multi-observables ” à différentes échelles. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2018. Français. NNT : 2018REN1B069 . tel-02111617

HAL Id: tel-02111617

<https://theses.hal.science/tel-02111617>

Submitted on 26 Apr 2019

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

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

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1

COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Luca GUILLAUMOT

Comment modéliser les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique ?

Une approche « multi-observables » à différentes échelles.

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 20/12/2018

Unité de recherche : Géosciences Rennes, UMR 6118

Rapporteurs avant soutenance :

Florence Habets
Nicolas Massei

Directrice de recherche au CNRS (UPMC Sorbonne Université)
Professeur de l'Université de Rouen

Composition du Jury :

Examineurs :

Florence Habets
Nicolas Massei
Jean-Martial Cohard
Pascal Audigane
Jean-Raynald de Dreuzy

Directrice de recherche au CNRS (UPMC Sorbonne Univ.)
Professeur de l'Université de Rouen
Maître de conférences de l'Université Grenoble Alpes
Ingénieur de recherche au BRGM
Directeur de Recherche au CNRS (Géosciences Rennes)

Directeur de thèse : Olivier Bour
Co-directeur de thèse : Laurent Longuevergne

Professeur de l'Université de Rennes 1
Directeur de recherche au CNRS (Géosciences Rennes)

Invité

Yoshihide Wada

Chercheur et directeur adjoint du programme Water à l'IIASA (Autriche)

Résumé

Les systèmes aquifères constituent la partie souterraine du cycle hydrologique. Ils transfèrent les pluies infiltrées à travers les sols sur des distances variables. Après un temps caractéristique de l'ordre du mois au millier d'années, les eaux souterraines regagnent la surface en alimentant les rivières et en satisfaisant en partie l'évapotranspiration. Les aquifères sont ainsi une ressource en eau majeure pour l'Homme et les écosystèmes. La prédiction de leur réponse aux pressions anthropiques et climatiques se heurte à deux difficultés (1) la faible densité d'informations directes sur les milieux géologiques et leur grande hétérogénéité (2) la complexité des échanges entre la surface et la profondeur. L'enjeu est donc de développer des modèles représentant au mieux les processus aux différentes échelles spatiotemporelles.

Pour aborder cette question, nous étudions le contenu informatif de différents types d'observables (piézométrie, débit de rivière, déformation de surface...) afin de déterminer comment ils peuvent améliorer la paramétrisation des modèles. Notre travail s'appuie sur la modélisation hydrologique du site de Ploemeur (échelle locale) et du bassin du Rhin (échelle continentale). Dans les deux cas, des modèles simples sont développés en utilisant des solutions analytiques et numériques. Le modèle ModFlow a également été couplé à un modèle hydrologique. À petite échelle, les résultats illustrent l'intérêt de différents types de données transitoires pour contraindre les processus. À grande échelle, le modèle développé ainsi que les observables permettent d'affiner le rôle des systèmes aquifères dans la disponibilité de l'eau en surface. Les deux approches illustrent un contrôle des flux à différentes échelles par la topographie, la géologie et l'hétérogénéité.

Abstract

Groundwater systems (GW) constitute an important part of the hydrological cycle. GW transfer water infiltrated through soils on variable distances. After a characteristic time ranging from the month to thousand of years, GW reach the surface supporting rivers and evapotranspiration. Thus, they are a major resource for human and ecosystems. Predicting GW response to human and climate pressures is limited by (1) the scarcity of direct information on the highly heterogeneous geological media (2) the complexity of surface-depth exchanges. So, it seems necessary to develop models representing at best the processes at different spatiotemporal scales.

To address this issue, we study the informative content of different observation types (piezometry, streamflow, surface deformation...) to assess how they can improve models parametrization. Our work is based on GW modeling of the Ploemeur site (local scale) and of the Rhine basin (continental scale). For both approaches, simple models are developed, using analytical or numerical solutions. Also, the ModFlow model was coupled to an hydrological model. At small scale, results show the interest of temporal and multidisciplinary data to better constrain processes. At large scale, the developed model, as well as observations, allows to precise the role of GW for water availability on surface. Both approaches highlight a flows control at different scales by topography, geology and heterogeneity.



Contexte et Remerciements

Cette thèse a été encadrée par Laurent Longuevergne et Olivier Bour, je tiens à les remercier. D'abord parce qu'ils m'ont fait confiance pour réaliser ce projet. Initialement, l'idée de la thèse était de s'appuyer sur deux expériences à taille réelle pour étudier les aquifères et leur relation avec la surface. Il s'agissait d'une mise en pompage pour l'eau potable et de l'arasement d'un barrage pour la restauration d'un cours d'eau. Finalement, les deux projets ont été retardés. Sortant de l'ENSG de Nancy, le sujet m'avait semblé très intéressant car il me donnait l'occasion d'appliquer les lois de la physique pour comprendre notre environnement (ma vision de l'"hydro" était alors assez différente, je me rends compte maintenant que je ne savais pas où je mettais les pieds).

Avec du recul, l'arrivée à Géosciences Rennes s'est passée exceptionnellement bien. D'une part grâce à la gentillesse de tout le monde et la bienveillance de mes encadrants. D'autre part grâce à tous les doctorants du laboratoire et d'autres. Ils m'ont intégré et ont toujours été présents pour rigoler, se plaindre, boire un coup, jouer au foot ou au volley, faire des vidéos et des photos pour les thésards qui partent, et travailler parfois. J'espère qu'il en sera toujours ainsi. Merci à tous les doctorants que j'ai côtoyé durant cette thèse, sans oublier Marie-Françoise. Merci également à Angela, Leonardo et Quentin (désormais doctorant au laboratoire) pour leur travail de stage rigoureux et impliqué.

Cela me ramène au contenu de cette thèse. Elle résulte de nombreux travaux rendus accessibles par les chercheurs du monde. J'ai probablement oublié d'en citer certains. La thèse est parfois compliquée et j'espère que ce manuscrit sera aussi compréhensible que ceux que j'ai pu lire ces trois années. Mon approche porte essentiellement sur le sens des modèles. Ces derniers donnent du sens aux données. Par extension, toute réflexion que l'on peut avoir en tête est un modèle. Cette réflexion se base sur des connaissances théoriques, des informations issues des mesures, et est éventuellement intuitive. On n'en présente rarement les échecs qui sont pourtant majoritaires. À chaque fois que j'ai eu une hypothèse ou une idée en tête, il m'a été difficile de ne pas la mettre en œuvre. Les données de terrain contiennent énormément d'informations et il existe de nombreuses techniques pour les étudier. Pour cela, je remercie encore Laurent et Olivier pour m'avoir guidé. Ils m'ont aidé à comprendre les verrous scientifiques de l'hydro(géo)logie et m'ont donné des outils pour les résoudre.

Merci au jury qui m'a confié cette bourse de thèse, elle m'a permis de m'épanouir (dans la difficulté et avec beaucoup de travail certes). J'espère en avoir fait bon usage. Merci à l'équipe de l'IISA pour son accueil. Yoshi, Yusuke et Peter m'ont permis de faire partie d'un projet ambitieux : modéliser le cycle de l'eau à l'échelle continentale. Merci aux examinateurs et aux rapporteurs de la thèse, leurs remarques la rendent meilleure. Merci également à mes relecteurs : Luc, Quentin, Jonathan et Nina qui ont trouvé du temps bien que je les ai prévenus au dernier moment.

Je remercie aussi toute ma grande famille pour leur soutien et leurs encouragements. Enfin, rien ne me fait plus plaisir que de remercier mes parents et mes sœurs. Je leur dois beaucoup car ils ont toujours cru en moi. Lucille, merci de m'accompagner et de me supporter au quotidien.

Table des matières

| | |
|--|------------|
| Table des matières | vii |
| Liste des figures | ix |
| 1 Introduction | 1 |
| 1.1 Le cycle de l'eau sur les continents | 2 |
| 1.2 Comment modéliser ce cycle ? | 25 |
| 1.3 Approche proposée | 35 |
| 2 Présentation des sites d'étude | 41 |
| 2.1 L'observatoire de Ploemeur | 42 |
| 2.2 L'observatoire de Guidel | 55 |
| 2.3 Le bassin du Rhin | 59 |
| 3 Présentation des modèles hydrologiques et hydrogéologiques | 65 |
| 3.1 Modèle hydrogéologique 1D analytique | 66 |
| 3.2 Modèle hydrogéologique numérique : ModFlow | 70 |
| 3.3 Modèle hydrogéologique de transport, MT3DMS | 76 |
| 3.4 Modèle hydrologique à grande échelle (Global Hydrological Model) | 78 |
| 4 Quelles informations extraire de la piézométrie ? | 89 |
| 4.1 Démarche | 90 |
| 4.2 Contenu informatif des niveaux piézométriques moyens | 92 |
| 4.3 Contenu informatif des fluctuations temporelles | 97 |
| 4.4 Le régime transitoire à travers le modèle numérique 2D | 127 |
| 4.5 Déstabilisation de l'aquifère par le pompage sur Ploemeur | 131 |
| 4.6 Quelles connaissances acquises et quels manques ? | 134 |
| 5 Complémentarité entre la piézométrie et le débit de rivière | 139 |
| 5.1 Comment combler le déficit d'information de la piézométrie ? | 140 |
| 5.2 Modélisation en régime permanent | 142 |
| 5.3 Modélisation en régime transitoire | 146 |
| 5.4 Quelles connaissances acquises et quels manques ? | 151 |
| 6 La déformation en surface | 153 |
| 6.1 Démarche | 154 |
| 6.2 Les données GPS | 155 |
| 6.3 Les données inclinométriques | 160 |
| 6.4 Conclusion sur le contenu informatif des mesures de déformation | 168 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 7 | Intégration d'un modèle de transport de soluté | 173 |
| 7.1 | Démarche | 174 |
| 7.2 | Modélisation des concentrations en CFC | 176 |
| 7.3 | Modélisation du pôle chimique correspondant au puits F9 | 180 |
| 7.4 | Conclusion sur le contenu informatif de chimie de l'eau | 182 |
| 8 | La modélisation hydrologique à grande échelle | 183 |
| 8.1 | Introduction | 184 |
| 8.2 | Paramètres et structure du modèle hydrogéologique | 184 |
| 8.3 | Sensibilité du modèle CWATM-ModFlow à la résolution et aux paramètres : comparaison avec les observations | 190 |
| 8.4 | Conclusions et perspectives | 206 |
| 9 | Conclusions et Perspectives | 211 |
| 9.1 | Rappel de la problématique | 212 |
| 9.2 | Le contenu informatif des données | 212 |
| 9.3 | Le rôle des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique | 218 |
| 9.4 | Perspectives | 219 |
| 10 | Références | 221 |

Liste des figures

| | | |
|------|--|----|
| 1.1 | Le cycle de l'eau sur les continents avec les flux moyens à l'échelle mondiale | 2 |
| 1.2 | Modèle conceptuel de la circulation de l'eau dans les milieux souterrains en fonction du climat | 3 |
| 1.3 | Le rôle des systèmes souterrains d'après Y. Fan | 5 |
| 1.4 | Comparaison entre le débit de rivière et les pluies efficaces sur différents bassins versants bretons | 6 |
| 1.5 | Représentation schématique de l'évolution possible de la loi de probabilité d'un phénomène hydrologique | 8 |
| 1.6 | Schéma de la Zone Critique | 9 |
| 1.7 | Variabilité spatiale des bassins et variabilité temporelle des processus associés | 11 |
| 1.8 | Niveau piézométrique moyen d'après un modèle homogène et un modèle contenant une zone moins perméable | 12 |
| 1.9 | Comparaison des échelles intégrées par différentes méthodes d'observation | 13 |
| 1.10 | Schéma de la représentativité des forages et du problème d'inversion en contexte hétérogène | 13 |
| 1.11 | Comparaison du niveau piézométrique entre un modèle d'aquifère homogène et hétérogène | 15 |
| 1.12 | Schéma des flux hydrologiques dans les sols | 17 |
| 1.13 | Contribution des événements journaliers aux flux totaux en France | 22 |
| 1.14 | Signal fréquentiel des mesures météorologiques et hydrologiques | 25 |
| 1.15 | Schéma sur la complexité optimale des modèles | 32 |
| | | |
| 2.1 | Localisation des sites d'étude de Ploemeur et Guidel | 43 |
| 2.2 | Le site de pompage de Ploemeur vu depuis la colline de granite | 44 |
| 2.3 | Contexte géologique du site de Ploemeur | 46 |
| 2.4 | Carte piézométrique moyenne du site de Ploemeur | 47 |
| 2.5 | Concentrations en gaz CFC dans les eaux de pluies depuis 1940 | 48 |
| 2.6 | Concentrations en CFC113 dans les forages de Ploemeur | 49 |
| 2.7 | Évolution saisonnière de la direction du plan de déformation mesuré par les inclinomètres LB1 N75E et N328E | 51 |
| 2.8 | Schéma conceptuel de l'aquifère fracturé de Ploemeur | 52 |
| 2.9 | Un autre schéma conceptuel de l'aquifère fracturé de Ploemeur | 53 |
| 2.10 | Évolution de la ressource en eau à travers la piézométrie sur Ploemeur en fonction des forages anthropiques et climatiques | 54 |
| 2.11 | Évolution des pôles chimiques dans l'eau pompée à Ploemeur | 55 |
| 2.12 | Vue Google Earth du site de Guidel | 56 |
| 2.13 | Débit de rivière mesuré à Guidel | 58 |
| 2.14 | Comparaison entre les cumuls du débit de la rivière et de la recharge par les pluies | 58 |

| | |
|--|-----|
| 2.15 Réseau piézométrique et de mesure du débit sur le bassin du Rhin | 62 |
| 2.16 Bilan de masse du bassin du Rhin à partir des observations à pas mensuel | 64 |
| 3.1 Modèle de Thornthwaite pour calculer la recharge des aquifères et l'évapotranspiration réelle | 67 |
| 3.2 Schéma des modèles analytiques développés pour représenter les aquifères | 69 |
| 3.3 Topographie et exemple d'une simulation du modèle ModFlow du site de Ploemeur | 71 |
| 3.4 Description du modèle à deux couches développé pour le site de Ploemeur | 72 |
| 3.5 Impact de la conductance sur le modèle de Guidel | 75 |
| 3.6 Les processus inclus dans le modèle CWATM | 82 |
| 3.7 Architecture du couplage entre CWATM et ModFlow | 84 |
| 3.8 Les processus sous-maillages implémentés dans le modèle couplé CWATM-ModFlow | 87 |
| 4.1 Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres du modèle stationnaire de Ploemeur | 93 |
| 4.2 Évolution du critère du modèle stationnaire de Ploemeur en fonction à la fois de la transmissivité et de la recharge | 94 |
| 4.3 Exemple d'une simulation en régime stationnaire du modèle ModFlow du site de Ploemeur en considérant une zone moins perméable | 95 |
| 4.4 Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres du modèle stationnaire de Ploemeur en considérant une zone moins perméable | 96 |
| 4.5 Évolution du minimum du critère sur la piézométrie en fonction de la transmissivité du modèle numérique de Ploemeur | 129 |
| 4.6 Comparaison de la capacité à restituer les fluctuations piézométriques mesurées à PSRI entre le modèle analytique et le modèle numérique | 130 |
| 4.7 Évolution du minimum du critère sur la piézométrie en fonction du coefficient d'emmagasinement du modèle numérique de Guidel | 131 |
| 4.8 Comparaison entre l'état initial et pompé à Ploemeur | 131 |
| 4.9 Exemple de modélisation des fluctuations piézométriques au niveau du piézomètre F9 | 132 |
| 4.10 Estimation du flux naturel au cours des premières années de pompage à partir de la modélisation de la piézométrie en F9 | 133 |
| 5.1 Modèle hydrogéologique de Guidel | 143 |
| 5.2 Impact de la transmissivité sur le débit moyen modélisé à Guidel | 144 |
| 5.3 Impact de la transmissivité et de la recharge sur les observables de Guidel | 145 |
| 5.4 Inversion conjointe sur les observables de Guidel | 146 |
| 5.5 Comparaison entre le débit observé et celui obtenu par un modèle homogène | 147 |
| 5.6 Comparaison entre le débit observé et celui obtenu par un modèle homogène sur plusieurs années | 148 |
| 5.7 Impact d'une évapotranspiration forcée dans la zone humide au niveau du piézomètre PZ19 | 149 |
| 5.8 Modèle géologique de Guidel réalisé à partir de l'inversion des données géophysiques et du logiciel Gocad | 151 |
| 6.1 Déplacement vertical au niveau de la station GPS et fluctuations piézométriques au niveau du piézomètre F19 | 155 |
| 6.2 Corrélation entre la déformation verticale par GPS et la piézométrie sur le site de Ploemeur | 157 |
| 6.3 Comparaison des niveaux piézométriques entre les modèles à une et deux couches | 158 |

| | | |
|------|---|-----|
| 6.4 | Réponse au pompage dans les deux couches du modèle de Ploemeur à pas journalier | 159 |
| 6.5 | Schéma conceptuel de l'inclinomètre LB1 sur Ploemeur | 160 |
| 6.6 | Comparaison entre le tilt N75E et la piézométrie | 161 |
| 6.7 | Schéma du modèle hydromécanique utilisé | 164 |
| 6.8 | Carte piézométrique de différents modèles hydrogéologiques pour modéliser le tilt | 165 |
| 6.9 | Représentation des meilleures simulations hydromécaniques obtenues par rapport au tilt N75E normalisé | 166 |
| 6.10 | Évolution du critère minimal en fonction de certains paramètres du modèle n°4 | 168 |
| 6.11 | La meilleure représentation du tilt N75E normalisé | 170 |
| 6.12 | Évolution du critère minimal en fonction du coefficient d'emmagasinement de la zone moins perméable et du type d'observation | 171 |
| 7.1 | Exemple de carte des concentrations obtenues avec le modèle de Ploemeur | 177 |
| 7.2 | Erreur minimale du modèle de transport des CFC12 en fonction de la porosité du modèle homogène | 178 |
| 7.3 | Carte des concentrations en CFC obtenues avec un modèle hétérogène | 179 |
| 7.4 | Carte des concentrations en CFC obtenues avec un modèle à deux couches | 179 |
| 7.5 | Évolution temporelle de la concentration en CFC113 dans les forages pour différents modèles conceptuels | 180 |
| 7.6 | Définition d'une zone de concentration imposée sur le modèle de Ploemeur | 181 |
| 7.7 | Évolution de la corrélation entre les données observées et simulées en fonction du volume du réservoir chimique proche du pompage | 181 |
| 8.1 | Évolution de la topographie et de la piézométrie modélisée en fonction de la résolution | 186 |
| 8.2 | Évolution de la proportion de zones humides et des flux latéraux modélisés en fonction de la résolution | 187 |
| 8.3 | Contribution des aquifères au bilan hydrologique en fonction de l'échelle et de la transmissivité | 188 |
| 8.4 | Cartes des perméabilités et des porosités sur le bassin du Rhin, extraites de GLHYMPS | 189 |
| 8.5 | Aperçu du modèle hydrogéologique sur le petit bassin étudié | 191 |
| 8.6 | Comparaison entre les niveaux piézométriques moyens mesurés et modélisés sur la zone test | 193 |
| 8.7 | Carte piézométrique moyenne modélisée sur la zone test | 194 |
| 8.8 | Comparaison des observations et des modèles CWATM et CWATM-ModFlow à l'échelle du bassin du Rhin | 197 |
| 8.9 | Évolution du débit moyen du Rhin, des Alpes aux Pays-Bas | 198 |
| 8.10 | Comparaison entre les profondeurs des niveaux piézométriques moyens mesurés et modélisés sur le bassin du Rhin | 200 |
| 8.11 | Comparaison des fluctuations temporelles du niveau piézométrique mesuré et modélisé au niveau d'un forage situé dans la plaine d'Alsace | 201 |
| 8.12 | Approche Budyko sur le bassin du Rhin | 203 |
| 8.13 | Ratios de l'évapotranspiration sur les précipitations d'après le modèle CWATM et le modèle couplé pour le bassin du Rhin | 204 |
| 8.14 | Contribution relative des flux latéraux au bilan évapotranspiratoire sur le bassin du Rhin d'après les données satellites | 205 |
| 8.15 | Variogrammes des contributions latérales à la disponibilité en eau d'après les données satellites et les modèles | 206 |
| 8.16 | Schéma représentant la variabilité sous-maille des échanges entre le sol et l'aquifère dans CWATM-ModFlow | 207 |

| | |
|--|-----|
| 8.17 Contribution souterraine normalisée par les précipitations d'après la dernière version du modèle couplé sur le bassin du Rhin | 208 |
| 8.18 Norme des flux latéraux souterrains en chaque maille du modèle couplé | 209 |

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

| | |
|---|-----------|
| 1.1 Le cycle de l'eau sur les continents | 2 |
| 1.1.1 Introduction générale | 2 |
| 1.1.2 La Zone Critique | 6 |
| 1.1.3 L'hétérogénéité : une caractéristique majeure du sous-sol | 9 |
| 1.1.4 La redistribution de l'eau à travers différents processus | 15 |
| 1.1.5 Les forçages temporels : impact de l'Homme et du climat | 21 |
| 1.2 Comment modéliser ce cycle ? | 25 |
| 1.2.1 Enjeux de la modélisation | 25 |
| 1.2.2 Les principales approches de modélisation | 27 |
| 1.2.3 Les incertitudes dans la modélisation hydrologique | 29 |
| 1.2.4 Quelle complexité pour les modèles ? | 31 |
| 1.2.5 Les observations disponibles | 33 |
| 1.3 Approche proposée | 35 |
| 1.3.1 Problématiques étudiées | 35 |
| 1.3.2 Démarche proposée | 36 |
| 1.3.3 Plan de la thèse | 37 |

1.1 Le cycle de l'eau sur les continents

1.1.1 Introduction générale

Bilan à l'échelle mondiale

Le cycle de l'eau sur les continents est globalement bien connu. L'eau s'évapore à la surface des océans, puis elle est transportée par l'atmosphère avant de retomber quelques jours plus tard sur les océans et les continents. Une partie de cette eau s'évapore à nouveau de la surface des continents par évaporation au niveau des sols et par la transpiration des plantes : on parle alors d'évapotranspiration. Ainsi, près de 60 % des précipitations se retrouvent de nouveau dans la circulation atmosphérique par le processus d'évapotranspiration. L'autre partie des précipitations alimente les cours d'eau par ruissellement ou s'infiltrate dans les sols avant d'alimenter à son tour les rivières. Les estimations des flux annuels moyens à l'échelle mondiale sont issues d'observations locales éventuellement extrapolées par des modèles ou des bilans de masse (figure 1.1). Mais les flux hydrologiques restent très variables dans le temps et l'espace, ils sont dépendants de nombreuses variables et donc difficilement prédictibles. Ils varient dans le temps sous l'action du climat mais sont modulés de façon incertaine par les réservoirs terrestres : les couvertures neigeuses, les lacs naturels et artificiels, la partie superficielle du sol et les aquifères souterrains [Kuppel et al., 2017].

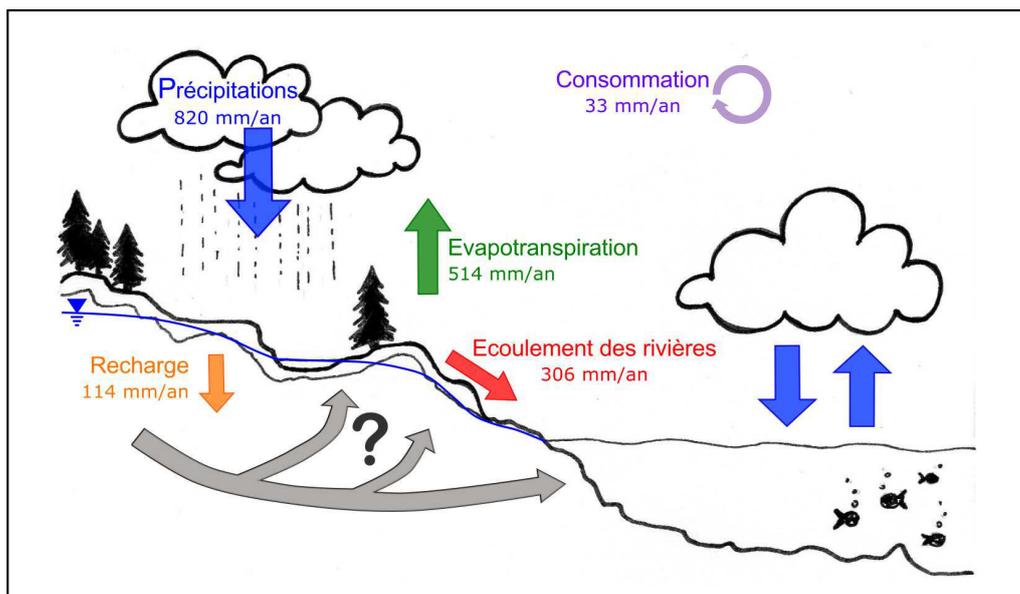


FIGURE 1.1 – Le cycle de l'eau sur les continents avec les flux moyens à l'échelle mondiale (valeurs d'après De Graaf [2016]; Oki and Kanae [2006]; Schmied et al. [2016], généralement sans considérer l'Antarctique et le Groenland). La "Recharge", modélisée par Wada et al. [2010], désigne l'eau s'infiltrant depuis les sols vers les aquifères, elle est aussi égale à l'écoulement souterrain moyen ou encore à la "décharge" des eaux souterraines (somme des flèches grises). La "Consommation" désigne les prélèvements anthropiques brutes d'après l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture [2016] (FAO), incluant l'évaporation des réservoirs mais n'incluant pas l'eau d'irrigation qui repart dans les nappes.

L'eau tombant des nuages suit différents chemins : interception par les végétaux, stockage sous forme de neige, évapotranspiration, ruissellement ou infiltration dans le sol. Ensuite, l'eau évaporée apportera de nouvelles pluies au centre des continents, la neige fondra ou se sublimerait et approvisionnera les rivières, tout comme l'eau ruisselée, avant de rejoindre les océans. Et la boucle sera bouclée. Non ! Qu'advient-il exactement de l'eau infiltrée dans les sols ? Est-elle sto-

ckée sous terre et immédiatement puisée par les plantes? Comment expliquer que les rivières coulent toujours pendant les sécheresses? Comment expliquer les sources et les zones humides permanentes? La figure 1.1 montre que l'eau infiltrée sous terre participe à nouveau au cycle hydrologique. Toutefois, les interactions entre les systèmes souterrains et la surface, dont les flux rechargeant les nappes, sont très mal contraintes à différentes échelles spatiales et temporelles. Il en résulte que la représentation des processus de redistribution des précipitations, avant l'évapotranspiration et l'écoulement dans les rivières, est incertaine.

La partie souterraine du cycle hydrologique

La partie souterraine et invisible du cycle de l'eau joue un rôle important. En général, les hydrogéologues désignent par le terme *aquifère* les formations géologiques suffisamment poreuses et perméables pour que l'eau puisse s'y écouler, voire y être exploitée. La notion de ressource en eau des aquifères caractérise l'*hydrogéologie* qui consiste à chercher et comprendre les réservoirs souterrains afin de les gérer durablement. En réalité, toutes les formations sont plus ou moins poreuses et alimentées directement ou indirectement par les précipitations.

Sur Terre, les aquifères constituent un volume d'eau très important. Ils sont avec les glaces le principal réservoir d'eau douce de la planète (de l'ordre de 20.10^6 km^3 , soit une lame d'eau d'environ 180 m sur la surface des continents) [Aeschbach-Hertig and Gleeson, 2012; Gleeson et al., 2016; Oki and Kanae, 2006]. L'eau s'y écoule à des vitesses variant sur plus d'une dizaine d'ordres de grandeur autour d'une moyenne de quelques mètres par jour, sur des distances allant du mètre au millier de kilomètres [Alley et al., 2002]. Cette grande diversité des vitesses d'écoulement s'explique par la grande gamme de perméabilités des roches [Gleeson et al., 2011b], c'est à dire leur capacité à conduire l'eau à travers la porosité ou des fractures. La figure 1.2 illustre conceptuellement la circulation de l'eau à travers les milieux souterrains.

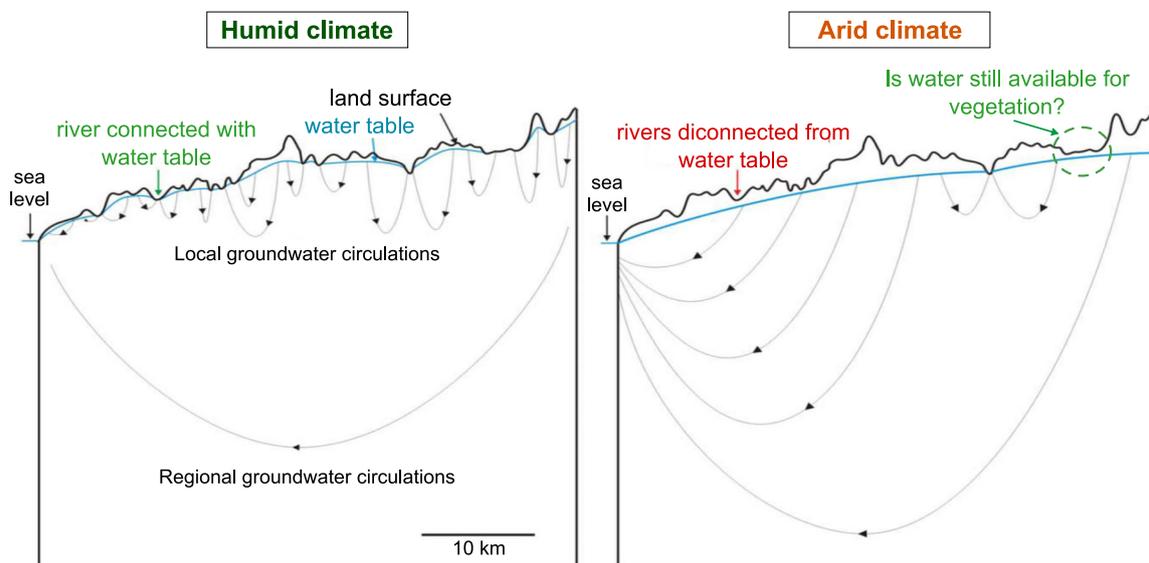


FIGURE 1.2 – Modèle conceptuel de la circulation de l'eau dans les milieux souterrains en fonction du climat. **À gauche** : le taux de recharge de l'aquifère par les pluies efficaces est élevé. **À droite** : le taux de recharge de l'aquifère par les pluies efficaces est faible. Modifié d'après Goderniaux et al. [2013].

Les systèmes aquifères sont alimentés par l'eau qui s'infiltré dans les sols pendant les pluies et à travers les lacs et rivières. Mais l'eau qui recharge les aquifères ressort ensuite en réalimentant la surface de la Terre, sans cela le niveau des nappes serait en constante augmentation! Ce cycle hydrologique souterrain est essentiel dans la redistribution temporelle et spatiale de l'eau à la sur-

face. Temporellement, les réservoirs souterrains sont généralement suffisamment volumineux et peu perméables pour avoir un temps de réponse supérieur au mois. Spatialement, l'eau s'écoule généralement des hauts vers les bas topographiques sur des distances variables. Ce sont pour ces raisons que les aquifères peuvent stocker l'eau en période humide et "se vider" progressivement en alimentant les rivières ou les zones humides. Sur la partie gauche de la figure 1.2, les niveaux d'eau sont proches de la surface car les précipitations moyennes sont importantes, il en résulte des circulations souterraines assez courtes et de nombreuses rivières sont alimentées par l'aquifère. Sur la partie droite de la figure 1.2, les faibles précipitations induisent des niveaux piézométriques plus bas et des distances de transport bien plus grandes. Dans ce cas, la majorité des rivières ne sont plus connectées à l'aquifère voire n'existent plus si elles dépendaient intégralement de cette interaction. Conceptuellement, les systèmes aquifères interagissent verticalement avec la surface lors de leur recharge et lorsqu'ils alimentent les rivières et les zones humides. Entre ces deux processus ils transportent l'eau latéralement.

D'après la figure 1.2, la notion d'écoulement des hauts vers les bas topographiques est remise en cause. Dans un cas la majorité des écoulements souterrains suit le gradient topographique local, dans l'autre cas elle suit le gradient topographique régional. Le modèle de Tóth [1963] montre que c'est la distribution des niveaux d'eau qui permet d'expliquer ces boucles de circulations souterraines et la redistribution des flux représentés sur la figure précédente. La représentation des écoulements sur la figure sous-entend aussi que les niveaux d'eau et les circulations associées dépendent du taux de recharge des aquifères et de la structure de la topographie. Les niveaux sont plutôt profonds dans les hauts topographiques et plutôt proches de la surface dans les bas topographiques là où les écoulements souterrains convergent. Nous allons voir par la suite que la forme du relief, les structures géologiques souterraines et l'échelle d'observation peuvent remettre en cause cette logique.

Le rôle critique des écoulements souterrains : écosystème et soutien des rivières

Lorsque le niveau d'eau (dit piézométrique) dans les aquifères est suffisamment haut et rencontre la zone racinaire, l'eau souterraine peut être utilisée par les plantes qui vont alors la restituer à l'atmosphère par transpiration. À ce titre, Fan [2015]; Fan et al. [2017] montrent que les niveaux piézométriques contraignent la profondeur des racines et donc la distribution des différents types de végétaux sur les continents (figure 1.3). D'autres auteurs ont modélisé la régulation par les eaux souterraines de l'humidité de la partie superficielle du sol [Keune et al., 2016; Maxwell and Condon, 2016], essentielle aux végétaux. Enfin, le niveau d'eau dans l'aquifère est parfois suffisamment élevé localement pour affleurer en surface. Par conséquent, l'eau souterraine jaillit ou suinte du sol créant ainsi des sources ou des zones humides et alimentant certaines portions de rivières. Ce processus se produit généralement par convergence des écoulements souterrains vers les creux topographiques (figure 1.2).

La figure 1.3 décrit qualitativement le rôle des systèmes aquifères sur la redistribution de l'eau en surface. Les aquifères transportent l'eau latéralement de différentes façon en fonction du climat et des propriétés des systèmes souterrains. Ils la redistribuent aux rivières et aux plantes en fonction de la profondeur des niveaux d'eau. La disponibilité en eau à la surface s'écarte donc sensiblement des gradients climatiques et dépend d'échelles spatiales différentes.

Cependant, la contribution de ces systèmes souterrains au débit des rivières fait toujours débat. Quelle part des pluies ruisselle réellement en surface? Sur la part qui s'infiltré, combien alimente réellement les aquifères? Si il ne fait aucun doute que le débit des cours d'eau est fourni par les pluies, les mécanismes par lesquels les bassins versants restituent ces volumes de pluie dans le temps demeurent peu quantifiables [Jasechko et al., 2016]. Principalement car les milieux souterrains, non observables directement, sont hétérogènes à différentes échelles. Les forçages temporels et l'hétérogénéité des milieux naturels rendent les comportements hydrologiques complexes et non linéaires. Il est donc difficile de généraliser des observations locales ou de modéliser

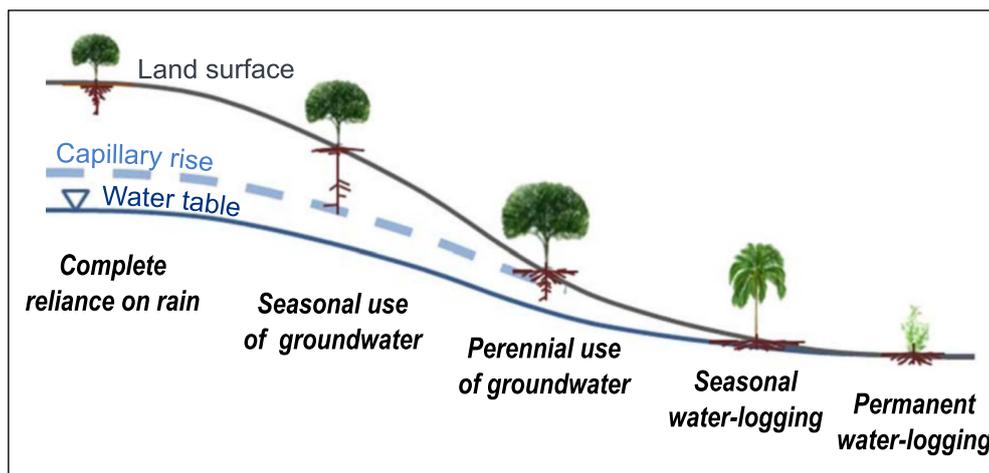


FIGURE 1.3 – *Le rôle des systèmes souterrains d'après Y. Fan. Relation schématique entre la profondeur des racines des plantes et le niveau piézométrique des aquifères. Modifié d'après Fan [2015].*

physiquement les processus à l'échelle des bassins versants. D'autant plus que les incertitudes sur les mesures se répercutent dans les modèles et leurs conclusions.

D'après la figure 1.2, les circulations souterraines transgressent plus ou moins les frontières des bassins hydrographiques définis par la topographie. Ces circulations impactent donc les bilans hydrologiques des bassins versants. Certaines zones semblent déficitaires de ces interactions avec les systèmes souterrains, d'autres semblent bénéficiaires. Ainsi, les pluies locales ne sont pas les seules à alimenter les rivières dans les bassins versants. En effet, au premier ordre les bassins hydrogéologiques sont une réplique des bassins hydrographiques de surface (ou topographiques) [Tóth, 1963]. Cependant, la structure des écoulements profonds diffère légèrement de celle de la surface et impacte les bilans hydrologiques en surface.

Des observations donnent une idée de l'amplitude de ces interactions. Par exemple, le ratio du débit de rivière sur les pluies efficaces (la pluie moins l'évapotranspiration modélisée) a été calculé sur différents bassins versants bretons (figure 1.4). Ce ratio est équivalent au bilan de masse en surface du bassin versant. Si le ratio est supérieur à 1, cela signifie qu'une partie du débit sortant du bassin versant provient des bassins voisins. Inversement, si le ratio est inférieur à 1, cela signifie qu'une part de la pluie tombée sur le bassin s'échappe vers ses bassins voisins situés plus en aval. Il apparaît que ce ratio s'éloigne significativement de 1 pour les bassins versants dont la superficie est inférieure à 1000 km². Le cycle hydrologique est donc en partie décorrélaté de la surface. D'après le graphique, plus le bassin est petit et plus le déséquilibre du bilan de masse peut être élevé soulignant l'importance grandissante des échanges souterrains entre les bassins. Pour des bassins d'une centaine de kilomètres carrés, la contribution moyenne (positive ou négative) des échanges souterrains nets est ainsi estimée à environ 20 % des précipitations efficaces. On note également l'incertitude sur les flux à plus grande échelle : les précipitations, l'évapotranspiration et les mesures de débit. En théorie, on s'attendrait à ce que le ratio tende vers 1 pour les grands bassins versants qui ne sont que l'agrégation de tous les petits bassins qui les composent. D'autres problèmes apparaissent donc par cette approche, notamment l'estimation de l'évapotranspiration par des modèles et la non prise en compte des différentes formes d'anthropisation des bassins.

Schaller and Fan [2009] ont réalisé le même type d'étude à l'échelle des États-Unis. Sur 1555 bassins d'une superficie allant de 10 à 100000 km², environ 30 % ont un bilan de masse en surface qui dévient de plus de 50 %. Il n'est pas rare que le débit dépende significativement des échanges souterrains entre les bassins même à l'exutoire de grands bassins de 1000 à 100000 km². La variabilité est donc beaucoup plus grande aux États-Unis qu'en Bretagne où le contexte géologique et

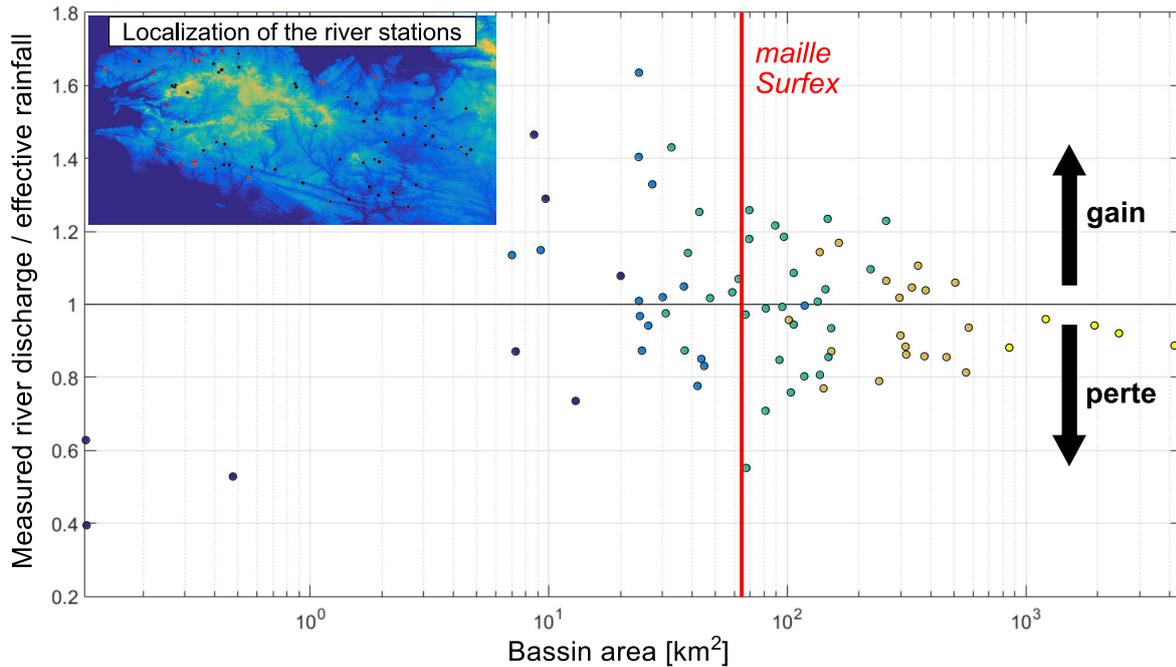


FIGURE 1.4 – Comparaison entre le débit de rivière et les pluies efficaces sur différents bassins versants bretons ; moyenne sur la période 1990-2010. Les pluies efficaces sont égales aux pluies moins l'évapotranspiration modélisée d'après le modèle Surfex [Habets et al., 2008] multipliées par l'aire du bassin. Les mesures de débits sont issues du site <http://hydro.eaufrance.fr>. Un ratio supérieur à 1 indique un apport souterrain d'un bassin voisin. On note que le ratio ne semble pas tendre vers 1 pour les grands bassins versants.

climatique évolue peu dans l'espace. Les auteurs de ces travaux concluent que la géologie semble le critère déterminant pour expliquer ces ratios. De plus, les échanges souterrains entre les bassins versants ont tendance à diminuer lorsque les précipitations moyennes augmentent comme le suggère la figure 1.2. Ce type d'observation illustre la variabilité des comportements en fonction de l'échelle mais aussi l'importance des systèmes souterrains à travers une mesure indirecte de la contribution des aquifères.

Pour conclure sur cette brève présentation des systèmes aquifères, on peut dire que leur contribution est peu quantifiable et nécessite d'être mieux comprise. À l'image du climat sur la figure 1.2, les propriétés des milieux souterrains contrôlent les niveaux piézométriques et la redistribution latérale de l'eau. Par conséquent, elles impactent la végétation et la distribution des rivières, plus globalement la disponibilité en eau sur les continents. Les aquifères atténuent la variabilité climatique à court-terme en restituant les précipitations avec des temps de réponse assez étalés permettant de stocker les précipitations en période humide et d'alimenter les rivières en période sèche. Il est ainsi attendu que dans le temps mais aussi dans l'espace, la disponibilité en eau ne suive pas tout à fait les gradients climatiques car elle est en partie contrôlée par les écoulements souterrains. L'un des objectifs de ce travail est donc de comprendre et d'évaluer le rôle des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique.

1.1.2 La Zone Critique

La chimie de l'eau

Le cycle de l'eau n'est pas uniquement une question de quantité. La qualité de l'eau est primordiale pour l'Homme et les écosystèmes. Sa composition évolue au cours de son parcours, principalement au moment où elle entre en contact avec les sols et les roches. Il y a de nombreux exemples de la dégradation de cette qualité dont les plus célèbres sont les rejets en rivière et les différentes

pollutions de surface comme les nitrates. L'évolution de la chimie des eaux souterraines est un problème très complexe. Elle est liée aux chemins de l'eau dans les milieux souterrains, à la réactivité des espèces avec la roche et les autres espèces qui circulent dans les milieux souterrains [Aquilina et al., 2012; Roques et al., 2018]. À plus petite échelle, les processus de diffusion et l'activité biologique dans les sols sont souvent déterminants pour la dégradation des contaminants [Babey et al., 2017]. Malgré cette complexité, les différents concepts théoriques sont assez bien établis mais leur représentation à l'échelle des bassins reste un enjeu majeur.

L'interconnexion entre les processus : le problème des prédictions

L'eau participe activement au cycle des éléments chimiques par l'altération physique et chimique des roches. En apportant des éléments essentiels aux organismes vivants, la circulation de l'eau constitue un processus physique majeur de la vie sur Terre. L'altération des roches par l'eau et le développement des racines aboutit aussi à la formation des sols plus propices à la vie. À plus ou moins long terme, le cycle de l'eau est lui-même impacté par les déstabilisations qu'il engendre sur les continents, tous les processus étant liés à différentes échelles spatiotemporelles. En érodant les sols et les lits des rivières, l'eau modifie son chemin, en altérant les roches souterraines et les fractures, elle facilite son passage (ou le contraire si les conditions permettent une précipitation des solutés). Il existe aussi des effets de seuil à partir desquels la connexion entre les eaux souterraines et la surface peut être altérée de façon conséquente. Ce qui peut en retour influencer l'humidité du sol et la disponibilité en eau pour l'évapotranspiration des végétaux. Si l'évapotranspiration est modifiée, une quantité d'eau différente rejoint l'atmosphère et le climat est alors perturbé.

Les non-linéarités des processus et leur interconnexion sont difficiles à mesurer et modéliser. D'une part parce qu'elles sont souvent révélées par des conditions extrêmes sur lesquelles nous avons peu de points de repères. D'autre part parce qu'elles demandent une vision intégrée des différents compartiments du cycle hydrologique. Dans une récente synthèse sur l'état des connaissances en hydrologie, Sivapalan [2018] souligne par exemple l'incapacité des modèles physiques classiques à tenir compte des rétroactions entre disponibilité en eau et végétation.

L'exemple des prédictions de l'impact du réchauffement climatique illustre bien cette notion de dépendance entre l'atmosphère, les végétaux, les sols et la profondeur, mais aussi entre les processus physiques, chimiques et biologiques. Par exemple, la concentration en CO₂ dans l'atmosphère modifie le taux de transpiration des plantes et les échanges radiatifs [Kruijt et al., 2008; Zhu et al., 2017]. Autre exemple, la disponibilité en eau dans les sols contrôle l'évapotranspiration [Jung et al., 2010], l'eau disponible pour les plantes de manière générale, étant elle-même régulée par les écoulements souterrains [Keune et al., 2016; Kollet and Maxwell, 2008; Maxwell and Condon, 2016]. Comme le bilan d'énergie en surface est contrôlé par la disponibilité en eau, on en déduit que son évolution est difficile à prédire.

Les modèles climatiques tentent aujourd'hui de prendre en compte les principales rétroactions entre les processus. Il n'en demeure pas moins une forte incertitude sur la modification du cycle de l'eau, dont les précipitations, et donc la redistribution des eaux continentales. Cette modification pourrait être importante et impacterait en retour le climat. Une déstabilisation du régime des pluies entraînera une modification de la redistribution des eaux dans le temps et sur les continents. Mais quelle sera l'amplitude de cette redistribution ? La figure 1.5 (d'après de Marsily [2008]) illustre les évolutions éventuelles de la courbe de probabilité d'une variable hydrologique telle que les précipitations ou la température de l'air. Nous considérerons qu'il s'agit des précipitations. La courbe verte est alors un simple décalage du climat actuel. En revanche dans le cas où la distribution deviendrait celle de la courbe rouge, l'augmentation de la moyenne des pluies s'accompagnerait d'une augmentation de la fréquence des événements rares de sécheresse (à gauche) et de crues (à droite). Dans cette hypothèse, comment les systèmes hydrologiques répondront-ils à la perturbation ?

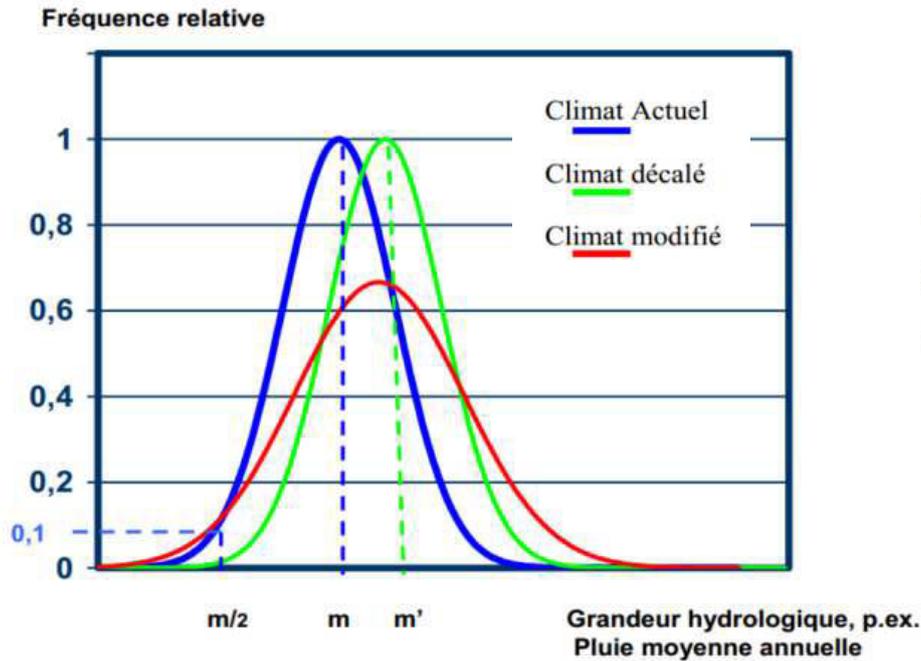


FIGURE 1.5 – Représentation schématique de l'évolution possible de la loi de probabilité d'un phénomène hydrologique tel que les précipitations annuelles ou le débit d'une rivière. D'après de Marsily [2008].

Le concept de la Zone Critique

Le cycle hydrologique est donc intimement lié aux cycles géologiques par la circulation de l'eau dans les roches. De ce fait, il est également lié aux cycles biologiques car il transporte avec l'eau les nutriments nécessaires à la vie. Nous avons montré précédemment qu'il était également connecté au cycle climatique à travers quelques rétroactions, principalement par le processus d'évapotranspiration. La science de ce système complexe est donc interdisciplinaire comme l'illustre la figure 1.6. Aujourd'hui on la nomme la science de la "zone critique".

Ce terme ("Critical Zone" en anglais) a été proposé en 2001 par le National Research Council aux États-Unis [Council and Others, 2001]. Il définit la zone, entre le ciel et les roches souterraines imperméables, au sein de laquelle se produisent beaucoup de processus interconnectés à toutes les échelles de temps et d'espace. La figure 1.6 propose une vision schématique d'une zone critique en particulier et énumère quelques disciplines impliquées. Le terme "critique" fait référence à l'interface que constitue cette zone qui contrôle les nombreux processus liés à la vie sur Terre. Il fait aussi référence à la fragile ressource que constitue notre environnement. Le concept vise à rassembler la communauté scientifique sur les questions d'environnement qui prennent de plus en plus d'importance avec l'augmentation de la population et les risques liés au changement climatique. L'objectif est de faire communiquer les différents domaines étudiés par les équipes de recherche pour comprendre le comportement global de cette zone critique.

Comprendre la zone critique reste un enjeu de taille pour les "critical-zonists". Différents projets ont vu le jour, à l'échelle américaine avec les "Critical Zone Observatories", ou encore avec l'infrastructure OZCAR ("Observatoire de la Zone Critique Applications et Recherches") en France. Ces projets se structurent autour de sites instrumentés implantés dans différents contextes (on parlera d'observatoires). Dans ces observatoires, des variables telles que les données météorologiques, les débits de rivière, la géochimie des eaux ou les propriétés géophysiques des sols sont mesurées quasiment en continu. Différentes disciplines sont donc impliquées sur des mêmes sites d'étude afin de mieux intégrer les interactions entre chaque compartiment de la zone critique. On verra à travers l'exemple de l'observatoire de Ploemeur-Guidel (en Bretagne) que l'approche pluridisciplinaire est essentielle pour mieux comprendre les processus.

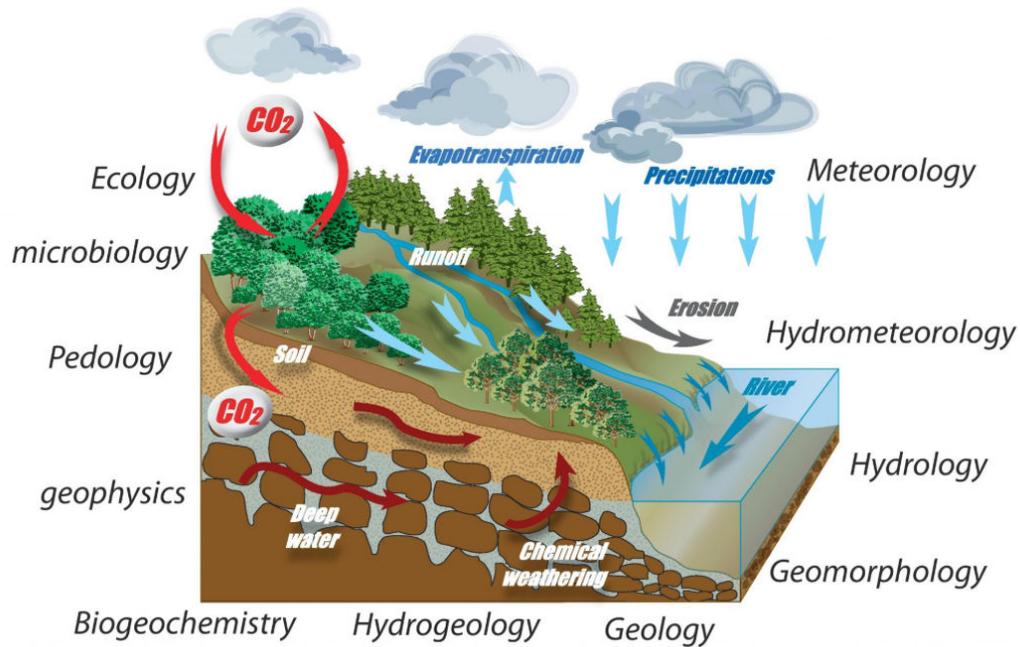


FIGURE 1.6 – Schéma de la Zone Critique (<http://www.ozcar-ri.org/>); sa localisation, ses processus et les différentes disciplines impliquées; on pourrait rajouter de nombreuses choses en fonction du contexte géographique et de l'échelle étudiée.

1.1.3 L'hétérogénéité : une caractéristique majeure du sous-sol

Définitions dans le cadre de la modélisation

Le cycle hydrologique est caractérisé par une variabilité spatiale importante. En particulier, une caractéristique majeure des systèmes aquifères est l'hétérogénéité à différentes échelles spatiales, de l'échelle du pore à l'échelle régionale [Seyfried and Wilcox, 1995]. Pour parler plus précisément, nous allons définir plusieurs termes qui ont trait à la modélisation : l'échelle, la résolution et l'hétérogénéité, ce qui nous amènera à présenter également le terme de "variabilité sous-maille".

1. L'**échelle** fait ici référence à la taille du système hydrologique. Les flux présentés sur la figure 1.1 font par exemple référence à l'échelle mondiale. Ces travaux de thèse se focalisent entre l'échelle du kilomètre carré et celle d'un fleuve comme celui du Rhin.
2. La **résolution** est en général fonction du processus étudié mais est limitée par l'échelle. Pour une échelle donnée, la résolution la plus basse doit rester plus fine que l'échelle des phénomènes physiques étudiés. Par exemple, Rouholahnejad Freund and Kirchner [2017] montrent que les reliefs des Alpes suisses n'existent plus dans les modèles lorsque leur résolution est supérieure à 100 km. Or, on peut supposer que ces reliefs ont une importance pour l'hydrologie de la région. La résolution ne peut pas non plus être trop fine car cela demande beaucoup de puissance de calcul et nécessite de connaître la distribution des propriétés associées à cette résolution. Par exemple, rien ne sert de travailler à une résolution de 100 m si on ne dispose que d'une carte topographique à 1 km de résolution. On remarque que cette définition s'appliquerait également à la résolution temporelle étant donné que l'on étudie rarement l'échelle annuelle avec une résolution temporelle d'une seconde.
3. L'**hétérogénéité** se réfère de manière générale aux variations spatiales des propriétés d'un milieu, elle mène à la variabilité des flux hydrologiques. Dans ce travail, elle porte principalement sur la perméabilité, la porosité et l'épaisseur des sols et des roches. Elle est le résultat des processus géologiques de sédimentation, de tectonique et d'altération. On peut dire qu'elle se réfère souvent à des hétérogénéités dont on suppose l'existence mais dont on

ignore la distribution.

4. La **variabilité sous-maille** ("subgrid" en anglais [Beven, 1989]) désigne les variations des propriétés à une résolution plus fine que celle du modèle et qu'on soupçonne d'impacter les processus. Lorsque ces processus sous-maille sont importants, les résultats dépendent de la résolution du modèle, ce qui est problématique. La solution est d'améliorer la résolution ou de prendre en compte différemment les processus sous-maille. On peut citer l'exemple de TOPMODEL [Ambroise et al., 1996; Beven and Kirkby, 1979] qui permet, au sein des modèles hydrologiques de surface, de représenter à une échelle plus large la distribution de l'eau dans les sols due aux écoulements souterrains.

Description de l'hétérogénéité et relation avec les flux

Si on délaisse la partie atmosphérique, les pluies tombées sur les continents se redistribuent en fonction de la pente des sols, de la végétation, et surtout de manière incertaine en fonction des propriétés du sous-sol. Or sous nos pieds, ces propriétés varient fortement. Les structures géologiques qui nous intéressent principalement présentent la caractéristique d'être hétérogènes à différentes échelles. Ainsi, les flux et les stocks souterrains sont inégalement distribués. Ils influencent le comportement hydrologique en surface de manière encore indéterminée. De façon rigoureuse, tout milieu est hétérogène à un certain degré. Mais la question scientifique consiste à comprendre comment et à partir de quelle taille l'hétérogénéité du milieu souterrain contrôle le bilan en eau à l'échelle qui nous intéresse. Pourquoi? Parce que l'hétérogénéité est partie intégrante du cycle hydrologique et qu'on ne peut pas la décrire à toutes les échelles.

Les propriétés des sols, importantes pour le processus de recharge des aquifères, et celles des sous-sols sont parfois très différentes d'un mètre à l'autre et varient avec la profondeur. La terre est plus ou moins tassée, argileuse, caillouteuse, épaisse, fissurée, poreuse [Beven and Germann, 1982, 2013] et de même pour les roches aquifères sous-jacentes [de Marsily et al., 2005]. Dans les aquifères, les structures géologiques où s'écoulent l'eau sont de différentes tailles. Cette variabilité est due à l'histoire géologique différente de chaque région du globe. C'est principalement l'hétérogénéité au sein des mêmes lithologies qui demeure inconnue. Au sein d'une unité géologique, dont la taille caractéristique varie environ entre 100 m et 100 km, les propriétés peuvent varier à cause de caractéristiques initiales différentes puis à cause des contraintes tectoniques, de l'érosion ou d'une altération plus localisée.

Les roches fracturées et les systèmes karstiques représentent le maximum de degré d'hétérogénéité pour les systèmes hydrogéologiques. Dans ces systèmes, les flux souterrains sont extrêmement localisés dans des réseaux de fractures ou des conduits karstiques plus ou moins denses [Le Borgne et al., 2006]. Il ne fait aucun doute que les pluies infiltrées rejoignent ces réseaux et les canaux les plus conducteurs jusqu'à des exutoires formant généralement des sources. Néanmoins, la connaissance de ces réseaux souterrains et leur compréhension demeurent assez faibles bien qu'ils constituent 27 à 42 % de la surface continentale [Gustafson and Krásný, 1994; Hartmann et al., 2014].

Il convient de décrire plus précisément les milieux fracturés étant donné qu'une large partie de ce travail porte sur ce type de contexte dont les questionnements sont généralisables à l'ensemble des terres. La compréhension de ces systèmes reste limitée du fait de la complexité des réseaux de fractures multi-échelles et de l'impossibilité de les observer directement. En effet, il est difficile d'avoir une représentation du milieu qui soit robuste physiquement à partir des seules observations. Il est donc aussi difficile de développer des modèles physiques reproduisant les comportements hydrologiques observés. La structure de tels milieux et leurs propriétés hydrodynamiques, peuvent sembler chaotiques. Des études principalement numériques mais s'appuyant sur des données de terrain ont explicité les liens entre les écoulements et les caractéristiques géométriques des réseaux de fractures. Ces réseaux ont des densités de fractures variables plus ou moins connectées. Ils hébergent des réseaux de petites fractures au sein de plus grandes struc-

tures ([Bour and Davy, 1997]). De plus, des tests hydrauliques et des modèles décrivant l'écoulement et le stockage des eaux souterraines, ont montré que les propriétés physiques pouvaient varier en fonction de l'échelle spatiale! En pratique, cette échelle est liée à la durée et l'amplitude des tests [Le Borgne et al., 2006]. Pour résumer, le comportement hydrologique des systèmes fracturés peut être dicté par des grandes structures d'écoulements préférentiels, des petites fractures nombreuses et bien connectées, ou bien les deux [Davy et al., 2006].

Quelle est l'impact de l'hétérogénéité sur le cycle hydrologique et sa compréhension ?

De manière plus générale pour les systèmes hydrologiques hétérogènes, la notion d'échelle d'observation est très importante. La complexité de la modélisation réside en effet dans le fait que l'échelle d'observation ne correspond pas forcément à l'échelle du processus principal [Blöschl, 2001]. Il est ainsi difficile de passer d'une compréhension locale à une compréhension globale et ce constat est également valable pour l'échelle temporelle comme nous le verrons par la suite. La figure 1.7 illustre ces différentes échelles spatiales et temporelles. Cependant, les limites proposées sont grossières et masquent des propriétés très variables et des temps caractéristiques imbriqués. On pourra se référer à Ficchi [2017] pour une introduction plus complète de la notion d'échelle temporelle dans le cadre de la modélisation hydrologique.

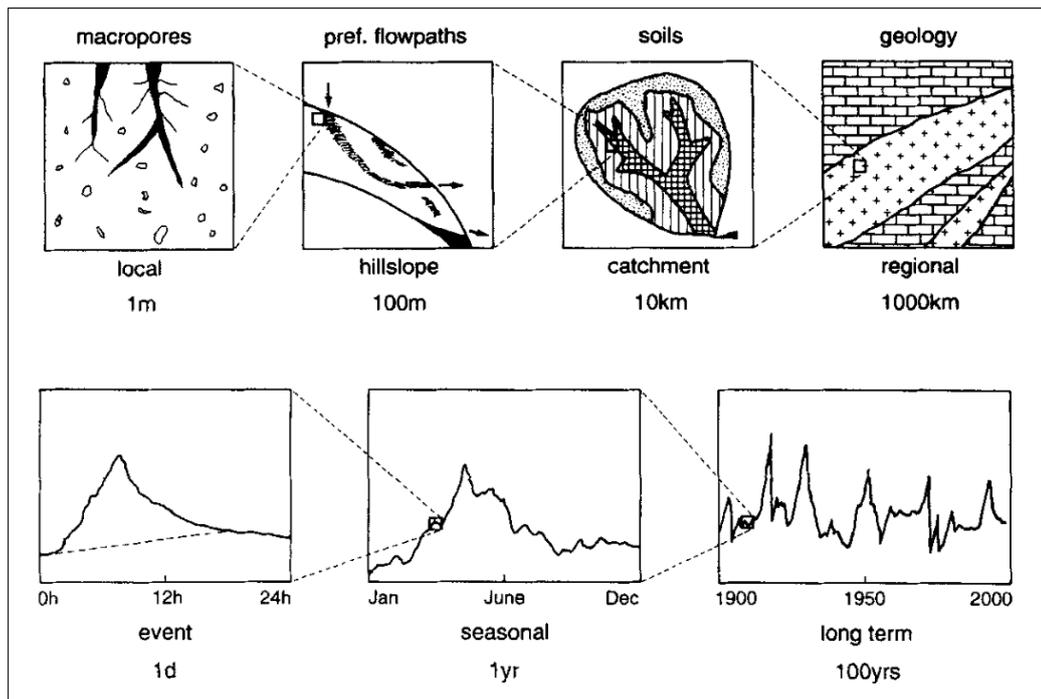


FIGURE 1.7 – Variabilité spatiale des bassins (*en haut*) et variabilité temporelle des processus associés (*en bas*). D'après Blöschl and Sivapalan [1995].

Dans les aquifères par exemple, l'hétérogénéité signifie la présence de zones de perméabilités et de porosités différentes. La figure 1.8 donne un aperçu de l'impact d'une zone moins perméable sur les niveaux piézométriques à travers un modèle d'aquifère simple en une dimension. La courbe marron est obtenue avec un modèle homogène, elle montre que, pour une perméabilité et un taux de recharge donnés, l'aquifère alimente une rivière en $x=1500$ m. Dans le cas homogène, la section alimentant cette rivière s'étend sur 2500 m, le débit de rivière résultant est alors de $700 \text{ m}^3/\text{an}$ (en 1D). En revanche, la courbe bleue est obtenue après l'ajout d'une zone moins perméable dans l'aquifère. Le niveau piézométrique a considérablement augmenté et on note qu'en principe il devrait donner lieu à deux nouvelles rivières en $x=2200$ m et en $x=3600$ m environ. La

rivière initiale en $x=1500$ m aurait alors un débit sensiblement plus faible.

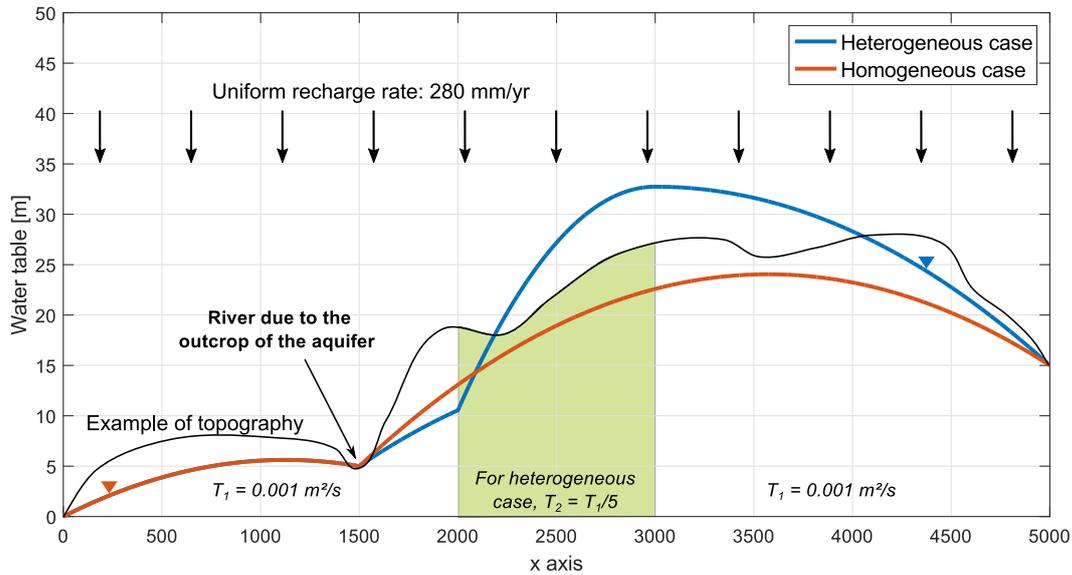


FIGURE 1.8 – Niveau piézométrique moyen d'après un modèle homogène [Bresciani et al., 2016] et un modèle contenant une zone moins perméable ; on note une différence importante entre les deux simulations ; en principe la piézométrie serait sous la topographie dans le cas hétérogène et elle donnerait probablement naissance à deux rivières en $x=2200$ m et $x=3600$ m.

La variabilité des propriétés et celle qui en découle sur les flux sont une limite directe à la compréhension et à la modélisation des phénomènes naturels dont les principes physiques sont pourtant connus. Cela s'explique pour deux raisons. D'une part parce que cette variabilité est peu connue et qu'elle mène à des phénomènes complexes, d'autre part parce qu'aucune méthode d'observation (ou de caractérisation du milieu) ne couvre assez d'échelles comme le souligne la figure 1.9. Malgré leur aspect ponctuel, les observations peuvent balayer différentes échelles en fonction de leur caractère intégrateur et du produit répartition-densité des points de mesures. Néanmoins, la figure 1.9 ne retranscrit pas le fait que ces méthodes d'observations sont sensibles à des processus différents, leur degré d'information n'est donc pas le même. Il n'y a ainsi pas de continuité évidente entre les différents observables¹. La partie supérieure de la figure illustre également le lien entre la représentativité spatiale et temporelle. La méthode de mesure s'inscrit généralement dans l'étude d'un système dont l'échelle temporelle caractéristique dépend de la taille caractéristique.

La variabilité spatiale des propriétés et des flux complexifie donc la compréhension des données mesurées. Il est difficile de décrire et comprendre les milieux hétérogènes à partir de données ponctuelles comme le schématise la figure 1.10. Dans les systèmes fracturés, la représentativité spatiale des mesures est généralement plus petite que les structures principales fonctionnant en trois dimensions sur des échelles de la centaine de mètres à plusieurs kilomètres. Plus largement, les échelles d'intérêt s'étendent de la centaine de mètres au continent pour englober des questions d'interactions entre les aquifères et la surface, de gestion de la ressource, de prévision de débit de rivières ou de rétroactions sur le climat par exemple. Une bonne compréhension implique d'être capable de modéliser plusieurs observations déterminantes pour la zone critique comme la disponibilité en eau et la distribution des flux hydrologiques. La modélisation apparaît donc comme un outil important pour représenter le milieu souterrain et pour intégrer ces observations.

Pour conclure, la modélisation hydrologique des systèmes hétérogènes à différentes échelles

1. Le nom *observable* n'existe pas officiellement, il fait ici référence aux variables de la zone critique que l'on est capable de mesurer à l'aide d'un suivi instrumental

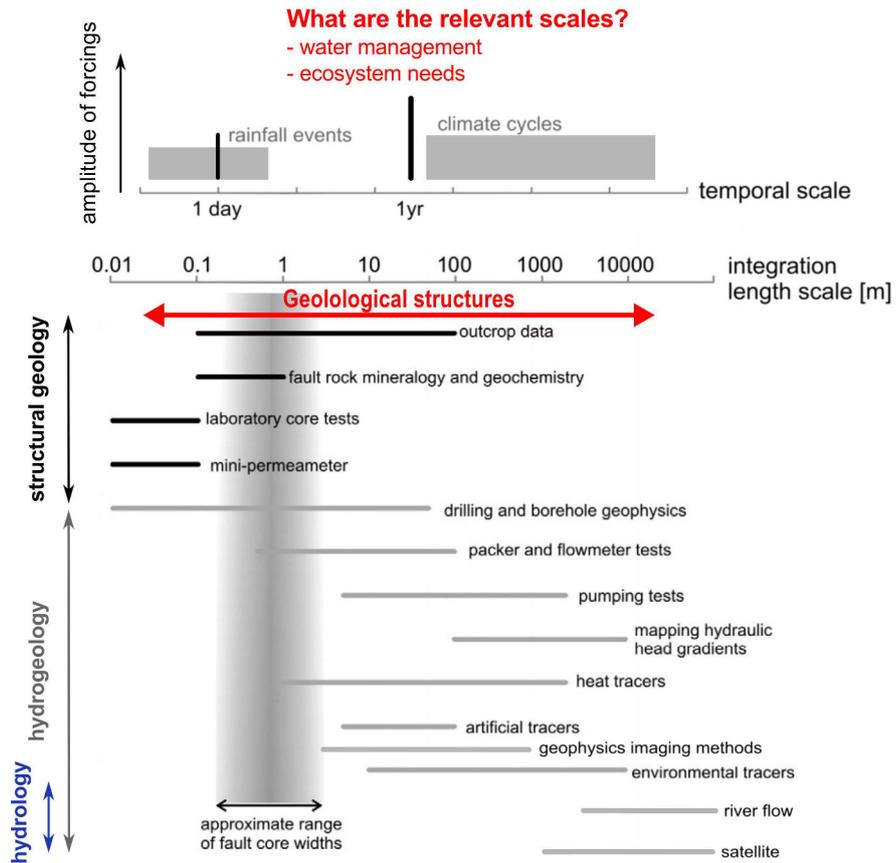


FIGURE 1.9 – Comparaison des échelles intégrées par différentes méthodes d’observation. L’échelle spatiale intégrée par une observation ou une expérience est en partie liée à l’échelle temporelle (et aux propriétés du système). Modifié d’après Bense et al. [2013]; Schuite [2016].

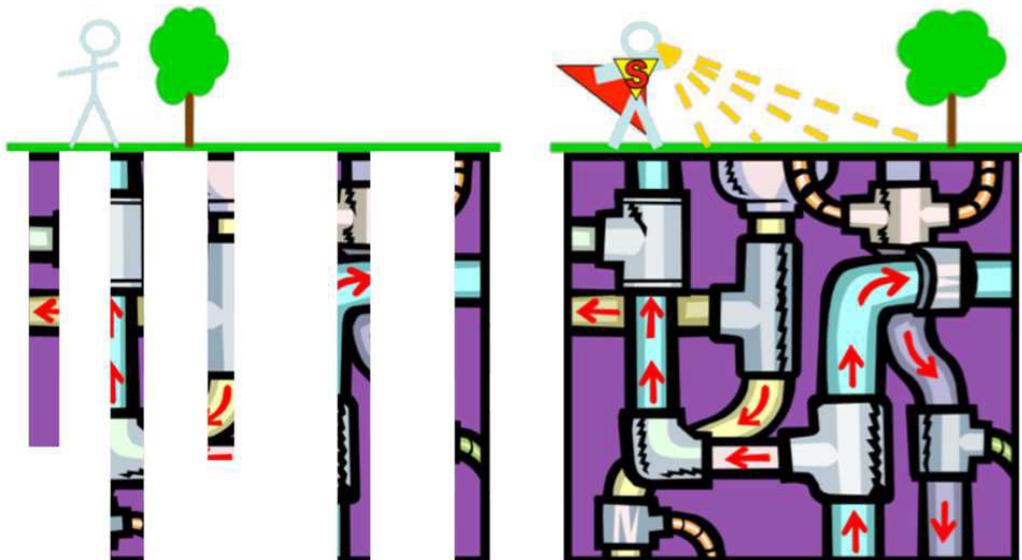


FIGURE 1.10 – Schéma de la représentativité des forages et du problème d’inversion en contexte hétérogène. D’après F. Day-Lewis, USGS.

temporelles reste problématique, en particulier l’amplitude des boucles de circulations souterraines [Roques et al., 2014a, 2016] et les interactions avec la surface [Kazmierczak et al., 2016;

Roques et al., 2014b]. L'impact de l'hétérogénéité sur la recharge des aquifères est aussi très étudié pour des questions de protection de la ressource qui nécessitent de connaître la zone d'alimentation des captages. De plus, dans une optique de prédiction, si la recharge est fortement localisée dans des chemins préférentiels [Beven and Germann, 2013; Gleeson et al., 2009; Lee et al., 2006; Sililo and Tellam, 2000], il est possible qu'elle dépende de façon fortement non linéaire aux précipitations.

Comment aborder la modélisation des systèmes hétérogènes ?

Il y a plusieurs façons d'aborder les systèmes hétérogènes. Leur représentation est le fruit d'une reconstitution de l'histoire géologique de la zone d'étude à travers les affleurements rocheux en surface, les forages et l'imagerie géophysique [Bense et al., 2013]. À différentes échelles, des tests hydrauliques et des traçages peuvent également permettre d'identifier les connexions souterraines et les propriétés hydrodynamiques équivalentes (figure 1.9). Nous le verrons à travers la présentation de l'observatoire de Ploemeur.

La réponse des milieux hétérogènes est complexe d'autant qu'on ne peut pas caractériser tout l'espace, en particulier sous la surface du sol. Moyenner les propriétés peut parfois suffire selon les objectifs (estimer et prévoir un débit de pompage, un transport de soluté, un niveau d'eau...) si la variabilité spatiale des propriétés est faible. On parlera alors de milieu homogène équivalent. Dans ce cas, encore faut-il être capable de déterminer les paramètres équivalents qui ne sont pas forcément égaux à la moyenne du champ de propriété. Généralement, il est difficile d'associer des propriétés physiques qui ne sont mesurables que localement à des structures qui vont de l'échelle du mètre à plusieurs kilomètres. Bien que depuis quelques années, certains auteurs tentent d'attribuer des paramètres à chaque grande classe de sol et de roche, à une résolution de l'ordre de 1 km² [Allen et al., 1998; Gleeson et al., 2014, 2011b].

Parfois, il semble aussi intuitif que le comportement d'un système hétérogène ne puisse pas être équivalent à celui d'un système homogène. En particulier quand il s'agit de modéliser la non-linéarité des relations entre la surface et les systèmes profonds. On peut d'ailleurs citer sur le sujet les travaux de Rouholahnejad Freund and Kirchner [2017] réalisés à partir d'observations à l'échelle régionale et ceux de Kollet [2009] basés sur un modèle théorique à l'échelle d'une colonne de sol.

Dans le même ordre d'idée, la partie supérieure de la figure 1.11 illustre l'impact potentiel de l'hétérogénéité du champ de perméabilité sur la réponse d'un aquifère. L'impact de l'hétérogénéité est comparé à travers un modèle 1D en régime transitoire. On compare en particulier le niveau piézométrique simulé lorsque le milieu est homogène ou lorsque la distribution spatiale de la perméabilité suit une variabilité aléatoire sur deux ordres de grandeurs avec une longueur caractéristique de 100 m. On remarque que malgré une hétérogénéité faible, les interactions avec la topographie et la réponse temporelle de l'aquifère sont sensiblement différentes par rapport au modèle homogène. La partie inférieure de la figure 1.11 illustre quant à elle l'impact de la résolution du modèle. On note que le comportement modélisé pour un système homogène est différent selon la résolution. Cela souligne l'importance de la variabilité sous-maille de la topographie. La manière de modéliser l'hétérogénéité et la variabilité sous-maille est donc déterminante dans la représentation des processus hydrogéologiques.

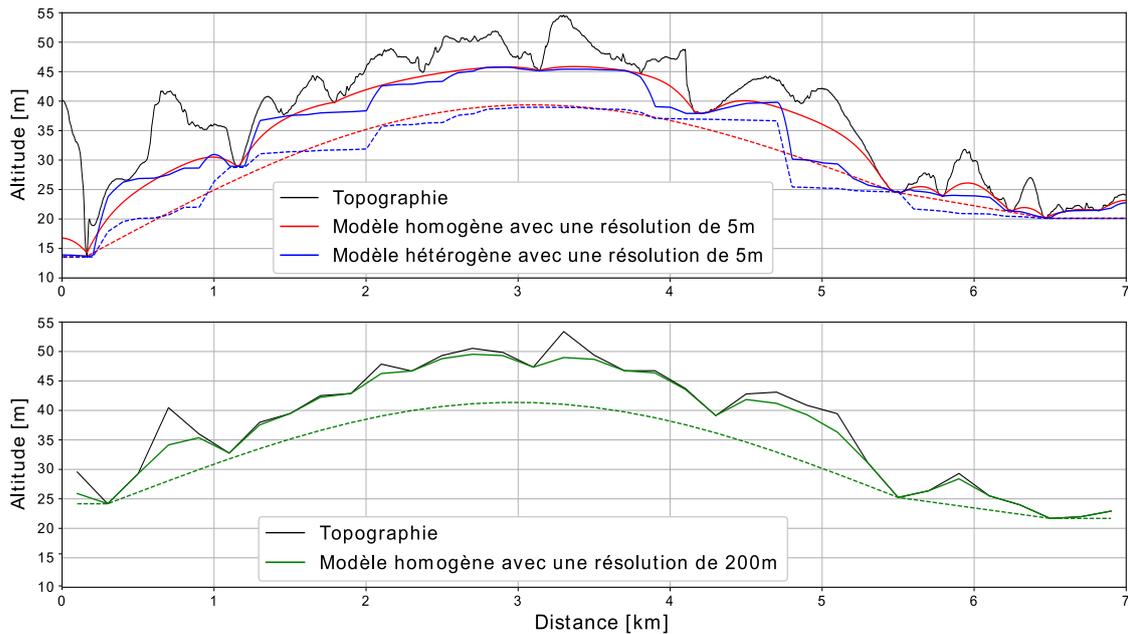


FIGURE 1.11 – Comparaison du niveau piézométrique entre un modèle d'aquifère homogène et hétérogène (*en haut*). Dans le cas hétérogène, le logarithme de la transmissivité suit une loi normale avec une taille caractéristique de 100 m. Dans le cas homogène la simulation a également été effectuée à une résolution plus basse (*en bas*). Les niveaux en hautes-eaux (lignes continues) et basses-eaux (lignes pointillées) sont représentés.

1.1.4 La redistribution de l'eau à travers différents processus

Les différents phénomènes physiques du cycle hydrologique ont été cités dans l'introduction générale. Ici, nous allons les présenter suivant le chemin que suivrait une particule d'eau. En réalité ces processus se produisent en quelques minutes ou quelques jours, de façon locale ou spatialisée. Chacun de ces processus fait toujours l'objet de nombreuses études. Les échelles de temps et d'espace auxquelles ils se produisent restent mal connues à cause de l'hétérogénéité des sols et de la difficulté de mesurer les flux de façon représentative et pertinente. La modélisation de tels phénomènes à l'échelle du mécanisme principal [Beven, 2006] reste donc un enjeu majeur. De plus, si les processus hydrologiques de surface sont difficiles à caractériser, les processus hydrogéologiques le sont d'autant plus qu'ils se déroulent à l'observation directe.

Des précipitations à l'infiltration

Les précipitations constituent l'apport d'eau majeur sur la plupart des régions du globe. Après évaporation à la surface des océans, des lacs, ou après évapotranspiration, l'eau rejoint l'atmosphère. Une fois dans l'atmosphère plusieurs phénomènes peuvent entraîner les précipitations. On relève notamment les précipitations frontales dont l'intensité varie suivant la nature du front (chaud ou froid) ; les précipitations orographiques, liées à la montée d'une masse d'air chaude et humide due à la rencontre d'un relief ; et les précipitations convectives, peu étendues, courtes et intenses, produites par l'ascension rapide d'une masse d'air chaude suite à une instabilité.

Le comportement hydrologique est influencé par différents forçages, à savoir : l'ensoleillement, la température et le vent qui influencent l'évapotranspiration et la fonte des neiges. La répartition des pluies au cours de l'année est un autre facteur qui impose en grande partie la réponse hydrologique, notamment si l'on compare les régions avec et sans saisons [Jasechko et al., 2014]. Les précipitations sont redistribuées de façon irrégulière sur les continents. À l'échelle d'un événement pluvieux sur un petit bassin versant, la répartition de la pluie peut également être très inégale. Nous évoquerons cet aspect dans la partie consacrée aux observations disponibles.

Dans un premier temps, la végétation peut intercepter les gouttes de pluies et stocker ainsi une part conséquente des précipitations. À très haute résolution spatiale et temporelle, l'interception est un processus qui peut jouer un rôle important [Ficchi, 2017]. Ensuite, cette eau présente sur les végétaux pourra s'évaporer [Friesen et al., 2008].

Une fois que les gouttes d'eau atteignent le sol, plusieurs options sont possibles en fonction de la perméabilité du sol, de sa saturation en eau initiale, de sa pente et de l'intensité de la pluie :

1. Le ruissellement sur le sol, il se produit sur des sols déjà saturés ou lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration des sols [Horton, 1933]. Cette eau ruisselée rejoindra ensuite un cours d'eau ou s'infiltrera plus loin. Ce mécanisme est aussi lié à une forte hétérogénéité spatiale.
2. Le stockage temporaire en surface suivi d'une évaporation ou d'une infiltration dans le sol.
3. L'infiltration dans le sol. L'eau peut alors faire l'objet d'une reprise évapotranspiratoire ou d'un ruissellement hypodermique voire s'infiltrer plus profondément et recharger la nappe. Si cette eau contribue à un moment donné à augmenter les niveaux piézométriques, elle est alors comptabilisée comme de la recharge pour le système aquifère sous-jacent.

L'évapotranspiration

L'évapotranspiration, ce processus invisible qui regroupe l'évaporation et la transpiration par les plantes de l'eau du sol, représente en moyenne 60 % du bilan hydrologique sur les continents (voir figure 1.1). L'évaporation est un processus fondamentalement physique et se produit même dans les pores du sol jusqu'à quelques dizaines de centimètres de profondeur voire jusqu'à plusieurs mètres dans les déserts. Elle répond à un équilibre énergétique fonction principalement de la température de l'eau et de l'air à la surface du sol, de l'humidité, du vent, de l'énergie incidente et de la pression. La transpiration par les plantes dépend en partie des mêmes variables que l'évaporation mais repose sur un processus biologique. Les racines peuvent capter l'humidité relative du sol jusqu'à une dizaine de mètres de profondeur. L'eau, qui contient des nutriments, est ensuite acheminée par capillarité et différence de potentiel jusqu'aux feuilles où elle est alors évaporée. Les plantes n'ont pas toutes le même besoin en eau et s'adaptent différemment au stress hydrique et à la température auxquels elles sont soumises. Une vaste étude a été menée White [1932] pour estimer l'évaporation et la transpiration de plusieurs types de sols et de plantes à partir d'un impressionnant dispositif expérimental, notamment la mesure des fluctuations de ces flux entre le jour et la nuit. Mais l'évapotranspiration reste difficile à représenter physiquement car elle dépend de multiples facteurs et est rarement mesurée directement. La paramétrisation des modèles d'évapotranspiration et leur calibration donnent donc lieu à beaucoup d'incertitudes étant donné la contribution majeure de l'évapotranspiration au bilan hydrologique.

Pour estimer grossièrement l'évapotranspiration, une méthode consiste à calculer la différence à long terme entre la pluie moyenne tombée sur un grand bassin versant comme celui de la Seine (770 mm/an sur 43800 km²) et le débit sortant de ce bassin (220 mm/an à Paris). On suppose ensuite que pour des bassins assez grands les échanges latéraux sont négligeables. Il manque alors 550 mm/an d'eau chaque année, par déduction cette eau a rejoint l'atmosphère par évapotranspiration. Perrault [1674] fût le premier à mesurer ce déficit entre la pluie et le débit sortant, puis Dausse [1842] nota que le débit de la Seine diminuait en été malgré des pluies plus importantes alors que l'évaporation, elle, augmentait. Aujourd'hui, on distingue deux approches supplémentaires pour estimer l'évapotranspiration à partir de la modélisation : la résolution du bilan d'énergie, complexe, et des méthodes semi-empiriques calibrées sur des bilans hydriques du sol ou des mesures ponctuelles assez rares. Pour les modèles, on différenciera l'évapotranspiration potentielle utilisée dans les approches semi-empiriques, dépendante du climat, et l'évapotranspiration réelle [Monteith, 1965; Morton, 1983; Thornthwaite, 1948] (voir Oudin [2004] pour une synthèse plus complète).

Les écoulements souterrains

Nous avons expliqué les principaux processus hydrologiques de surface. La question qui se pose alors est la suivante : que devient l'eau s'infiltrant dans les sols ? Les écoulements souterrains sont caractérisés très localement par des forages et de manière indirecte par des images géophysiques à des instants donnés. En dépit l'inaccessibilité des milieux naturels, nous connaissons de façon théorique les phénomènes qui se produisent dans le sous-sol grâce à des modèles en laboratoire et des lois physiques s'appliquant à l'écoulement des fluides en milieu poreux. En complément, des expérimentations sur le terrain sont venues valider ces théories.

La figure 1.12 schématise les processus de redistribution de l'eau en milieu poreux à l'échelle d'une petite section de sol. Conceptuellement, l'eau de pluie s'écoule verticalement à travers le milieu poreux non saturé que constitue la mince pellicule de sol. Elle peut ensuite s'infiltrer plus profondément et recharger directement la nappe ou indirectement si la profondeur de celle-ci est importante [Besbes and Marsily, 1984]. Le rôle de la végétation et du type de sol sont prépondérants pour cet écoulement. Ces deux caractéristiques sont d'ailleurs liées entre elles. En effet, la majeure partie de l'eau de pluie qui s'infiltré est prélevée par les racines des plantes. Le sol agit comme une éponge dans laquelle l'eau s'écoule suffisamment lentement pour rester au contact des racines et il est capable de maintenir une certaine humidité en dehors des pluies. La figure 1.12 illustre bien les différents processus auxquels l'eau du sol est destinée : la reprise évapotranspiratoire, la percolation vers la nappe et éventuellement un écoulement latéral si la pente et la perméabilité du sol le permettent. Ces processus sont donc dépendants et reposent sur les propriétés des sols telles que la conductivité, la porosité, l'épaisseur et la profondeur des racines.

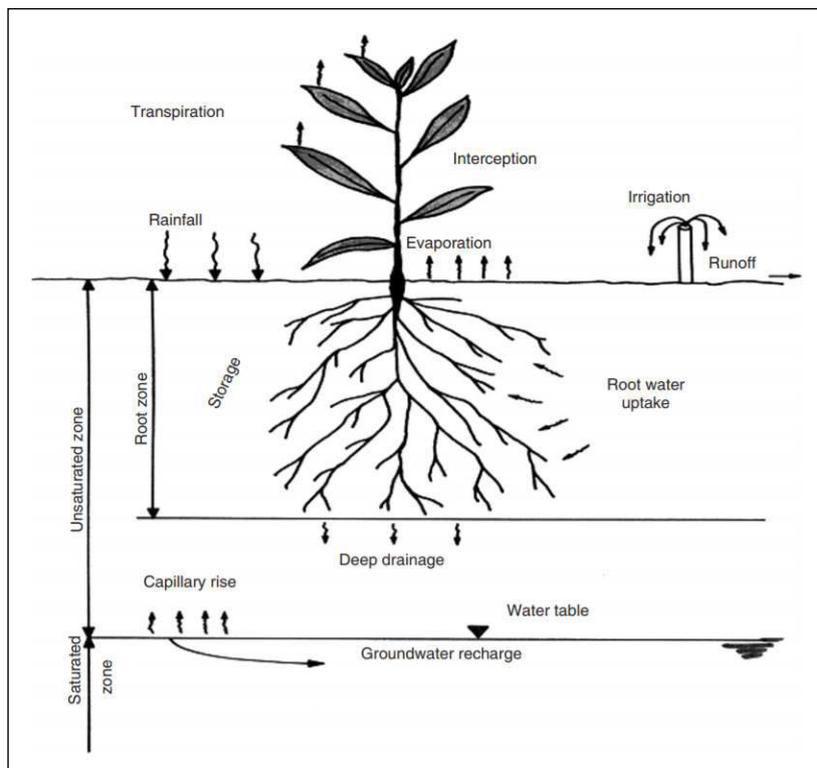


FIGURE 1.12 – Schéma des flux hydrologiques dans les sols ; conceptuellement les sols sont une mince pellicule de terre dans laquelle l'eau s'écoule verticalement et ne remplit pas nécessairement tout l'espace poral, on parle de milieu non saturé. D'après Šimůnek and van Genuchten [2006].

L'écoulement des fluides dans ces milieux est régi par plusieurs lois physiques fondamentales. Elles permettent de décrire l'évolution de la quantité (ou de la pression) et des flux d'eau dans

l'espace et le temps. Elles sont valables sous certaines hypothèses et ne sont donc pas adaptées à tous les contextes. La première d'entre elle est le principe de conservation de la masse : ce qui rentre dans un volume donné de sol est nécessairement stocké ou évacué par celui-ci. On utilise plus rarement le principe de conservation de l'énergie pour les milieux souterrains. Vient ensuite la loi de Darcy (équation 1.1), prouvée expérimentalement [Darcy, 1856]. Elle exprime le flux Q passant à travers un milieu poreux en fonction de sa conductivité hydraulique K (aussi appelée perméabilité) et du gradient hydraulique $\frac{\Delta H}{L}$ appliqué :

$$Q = K \times A \times \frac{\Delta H}{L}, \text{ avec : } A \text{ l'aire de la section traversée par le flux.} \quad (1.1)$$

Comme pour la loi de Fourier en thermique, le flux d'eau (équiv. thermique) est donc proportionnel au gradient de charge hydraulique (équiv. température). La conductivité, K , caractérise donc l'aptitude du matériau à laisser passer le flux, on dira que le milieu poreux est plus ou moins perméable (équiv. isolant). Notons que la loi de Darcy ne fait pas encore intervenir le temps, une modification du gradient hydraulique imposé au milieu impliquerait en effet une modification progressive du stock d'eau et du flux.

Quelques années plus tard, Dupuit [1863] obtiendra à partir de la loi de Darcy et du principe de conservation de la masse une équation simplifiée permettant d'évaluer le niveau de la nappe dans un terrain perméable situé entre deux canaux. La conclusion est simple, plus le terrain est perméable et plus l'eau de pluie infiltrée s'y écoule vite vers les canaux. Au contraire, si la perméabilité diminue, les flux souterrains sont ralentis et le niveaux piézométrique augmente donc se rapproche de la surface. À l'époque, ces travaux sont motivés par des problématiques d'approvisionnement en eau de la population (pour l'évacuation des eaux usées également), de l'industrie et de l'agriculture mais aussi par des besoins géotechniques. La circulation de l'eau dans les roches et l'interaction avec les rivières sont alors connues qualitativement mais peu de théories physiques permettent de les expliquer. En effet, ces circulations souterraines ne sont pas observables mais elles se manifestent lors de l'exploitation des puits ou par le débit d'étiage des rivières en été.

Pour caractériser ces écoulements, il convient de définir plusieurs variables qui varient dans l'espace et le temps : la teneur en eau θ du sol ou de la roche, la charge hydraulique h (liée à la pression et au niveau d'eau) et le flux Q passant à travers le milieu poreux. Dans la nature, les principaux moteurs de ces écoulements souterrains sont la gravité (verticale vers le bas), l'énergie solaire, qui exerce une pression capillaire via la végétation, et la pression capillaire (verticale vers le haut). De ces forces, il résulte des différences de charge hydraulique dans les aquifères (verticale et latérale) permettant un transfert de pression puis un écoulement. On peut citer deux équations de bases qui décrivent l'évolution de l'eau dans les sols et les roches en fonction du temps et de l'espace :

1. L'équation de Richards 1.2 [Richards, 1931], ici en 1D selon la verticale, utilisée principalement pour les milieux non saturés (notamment les sols) et dans laquelle la conductivité dépend de la saturation en eau :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \times \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] - R(h) \quad (1.2)$$

2. L'équation de diffusivité 1.3 [de Marsily, 1981; Dupuit, 1863], valable en milieu saturé homogène et abondamment utilisée pour modéliser les écoulement dans les aquifères :

$$T \times \Delta h = S \times \frac{\partial h}{\partial t} - R(t) \quad (1.3)$$

où S est la porosité de drainage de la roche aussi appelée coefficient d'emmagasinement et T est la transmissivité (la perméabilité multipliée par l'épaisseur de l'aquifère). Δ se réfère à l'opérateur laplacien.

On trouve différentes versions de ces équations utilisant des hypothèses simplificatrices plus ou moins adaptées au milieu étudié. Elles dépendent de la géométrie du site, du type d'écoulement, du type de climat et des exigences de l'étude. Notons que les deux équations permettent d'inclure un terme source, R , correspondant à une recharge par les pluies ou au contraire une extraction par évapotranspiration. Ces équations sont ensuite résolues analytiquement ou numériquement grâce à des conditions aux limites imposées telles qu'un débit (condition de Neumann) ou un niveau de rivière ou de puits (condition de Dirichlet). La résolution des équations nécessite donc une connaissance préalable du contexte. En complément, elle nécessite de choisir une valeur pour chaque paramètre tel que la perméabilité et la porosité du milieu. Les résultats recherchés sont typiquement les niveaux d'eau, les pressions, les degrés de saturation, les flux souterrains et les contributions à l'écoulement de surface.

Nous avons déjà donné deux exemples de résolution de l'équation de diffusivité en 1D (figure 1.8 et figure 1.11). Dans les deux cas, un taux de recharge constant dans le temps et l'espace est appliqué au modèle du milieu souterrain. Ces modèles simples illustrent aussi différentes conditions limites appliquées sur les bords du modèle : des charges hydrauliques constantes aux extrémités, un flux nul sur la limite inférieure et éventuellement la topographie qui contraint la charge hydraulique sur la limite supérieure. Ces conditions limites et la structure du modèle ont vocation à représenter de façon simplifiée la géométrie et les forçages extérieurs des aquifères étudiés. Il peut par exemple s'agir de rivières permanentes alimentées par l'aquifère ou inversement, de flux imposés par un pompage, ou de limites géologiques imperméables. Nos deux modèles, de la même manière que sur la figure 1.2, montrent une condition limite particulière imposée par la topographie. Lorsque le niveau piézométrique intersecte la topographie, le point intersecté devient alors à son tour une condition limite et représente conceptuellement une rivière alimentée par l'aquifère.

Ces exemples illustrent le comportement théorique d'aquifères homogènes et hétérogènes. Cependant, la réalité reste plus complexe car la variabilité spatiale des propriétés du sous-sol est une inconnue considérable. Malgré des concepts théoriques bien établis, les flux qui résultent des propriétés hétérogènes des systèmes hydrologiques sont difficiles à représenter aux échelles qui nous intéressent.

Synthèse sur la compréhension du cycle hydrogéologique à partir de la modélisation

Le parcours d'une goutte d'eau arrivant dans le sol demeure donc toujours relativement inconnu en dépit de la connaissance des équations mentionnées, et du fait qu'elle rejoindra, en quelques minutes à plusieurs milliers d'années, une rivière ou l'atmosphère par évapotranspiration. Conceptuellement, on pourrait distinguer deux cas : l'eau n'est pas drainée suffisamment vite vers la profondeur et reste donc disponible pour la demande évapotranspiratoire, ou bien elle s'écoule sous la profondeur d'extinction des racines et rejoint ultérieurement la zone saturée (voir figure 1.12). Cette zone saturée, définie par le niveau piézométrique de l'aquifère, peut se situer entre zéro et plusieurs centaines de mètres de profondeur. Dans ces aquifères, l'eau est alors transportée verticalement mais surtout horizontalement sur des distances très variables jusqu'à atteindre un exutoire de l'aquifère comme une source, une rivière ou une zone peu profonde soumise à l'évapotranspiration.

De nombreuses études ont mis en évidence ces circulations souterraines dans et entre les bassins versants. Les théories sur les écoulements en milieu poreux ont notamment été confirmées par des méthodes de traçages, des pompages, ou par des modèles physiques reproduisant au premier ordre les débits de rivière et les niveaux piézométriques mesurés dans les puits. Tóth [1963], puis Freeze and Witherspoon [1967], ont modélisé les circulations souterraines et la convergence des eaux dans les fonds de vallée. Ses modèles partaient de l'hypothèse que les niveaux d'eau dans les aquifères étaient connus et suivaient grossièrement la topographie. Plus récemment, Haitjema and Mitchell-Bruker [2005], Gleeson and Manning [2008]; Gleeson et al. [2011a], Goderniaux et al.

[2013], Bresciani et al. [2016], Condon and Maxwell [2015] (avec un modèle 2D à grande échelle), et d'autres, sont partis d'un postulat différent. Il est nécessaire de d'abord déterminer comment les niveaux piézométriques dépendent de la géologie, du climat, et de la topographie. Ensuite, il est possible d'estimer l'impact de ces niveaux sur la recharge et de manière générale sur les flux souterrains et les interactions avec la surface.

De manière synthétique, ces modèles montrent que le ratio entre le taux de recharge et la perméabilité contrôle le comportement hydrogéologique. Si ce ratio est grand, les niveaux piézométriques sont élevés et suivent relativement bien la surface topographique (voir figure 1.2 à gauche). Par conséquent, la redistribution latérale des flux est faible. Inversement, si le ratio est petit les niveaux piézométriques sont bas et les flux latéraux plus importants (voir figure 1.2 à droite). Ces conclusions sont néanmoins à moduler par l'amplitude du gradient topographique. Est-on dans une grande plaine sédimentaire ou dans un massif montagneux ?

Finalement, les hypothèses de ces études sont assez fortes car la composante climatique y est représentée indépendamment par un taux de recharge des aquifères constant. La composante géologique étant quant à elle représentée par défaut par une perméabilité homogène ou au mieux, comme dans beaucoup d'études, par une fonction de la profondeur. Les études de modélisation citées dans ce paragraphe partagent pour la plupart une vision stationnaire des écoulements bien que le cycle de l'eau soit fondamentalement transitoire à plusieurs échelles. Dans ce contexte, nous tenterons d'apporter des éléments de réponse quant au comportement temporel des aquifères.

D'autres études viennent compléter ces travaux théoriques qui portent essentiellement sur des échelles au mieux régionales. Les modèles hydrogéologiques présentés dans Fan et al. [2013] ou dans De Graaf et al. [2015] ainsi que le modèle hydrologique de Maxwell et al. [2015] intègrent des échelles continentales à une résolution de l'ordre du kilomètre. Ils mettent en évidence l'impact des flux souterrains à grande échelle notamment la convergence des eaux souterraines car les niveaux piézométriques obtenus sont parfois élevés dans des régions pourtant sèches. Mais ces modèles montrent une inaptitude à reproduire fidèlement les niveaux piézométriques mesurés ce qui soulève une interrogation quant à leur réalisme. Les écarts entre les modèles et les observations ne sont pas faibles, il n'est pas rare qu'ils soient de plusieurs centaines de mètres. Cela souligne un manque non pas forcément de compréhension mais en tout cas une inaptitude à reproduire des comportements importants du cycle hydrologique. Notre travail sur le comportement hydrologique à grande échelle tentera de définir à quel point la résolution et la représentation de l'hétérogénéité sont contraignantes dans ces modèles. Des observations à l'échelle des États-Unis indiquent que les bassins versants échangent une part conséquente de leur bilan en eau en fonction de la géologie, de la structure de la topographie et du climat [Schaller and Fan, 2009], mais aussi en fonction de l'échelle étudiée [Krakauer et al., 2014]. Néanmoins dans ce genre d'approche basée sur le bilan de masse des bassins, une large incertitude demeure sur l'estimation de l'évapotranspiration réelle.

Synthèse sur la modélisation du cycle de l'eau dans les bassins versants

Globalement, même si la physique de chaque processus est comprise, leur représentation demande une simplification de la complexité réelle. Chaque bassin versant répondant de façon différente au climat. Dans l'idéal, il suffirait de modéliser la zone critique à une résolution très fine pour prendre en compte les disparités de la surface et du sous-sol (topographie, végétation, type de sol et géologie). Cela nécessiterait alors la connaissance des propriétés physiques associées à cette résolution, ce qui est impossible, d'autant plus pour les structures souterraines. En complément, un tel modèle demanderait des observations climatiques très fines pour l'alimenter et un réseau de mesures conséquent pour le valider. Enfin, dans ce cas fictif, la capacité des ordinateurs serait très vite dépassée, d'autant plus qu'il faudrait idéalement lancer les simulations à un pas de temps assez fin (disons de une minute si on pense aux évènements pluvieux) sur plusieurs dizaines

d'années si on considère le rôle à long terme des aquifères. Nous reviendrons donc ultérieurement sur ce problème de représentation des processus dans les modèles.

1.1.5 Les forçages temporels : impact de l'Homme et du climat

Aux processus naturels cités précédemment, on pourrait ajouter, et c'est un enjeu majeur d'après Montanari et al. [2013] et Wada et al. [2017], les barrages, les prélèvements dans les aquifères et les rivières ou encore l'irrigation. L'Homme utilise abondamment la ressource en eau et en modifie directement ou indirectement le cycle à différentes échelles et à des amplitudes encore difficilement quantifiables. Il perturbe les systèmes hydrologiques que ce soit par l'utilisation directe de l'eau ou par l'effet collatéral d'une action anthropique comme la transformation de l'usage des sols, le changement de végétation, voire le réchauffement climatique. Une caractéristique fondamentale du cycle hydrologique est son comportement temporel. Le climat, la distribution de l'intensité des pluies en particulier, constitue le forçage majeur des systèmes hydrologiques continentaux. La capacité de ces systèmes à redistribuer les pluies dans le temps et l'espace est essentielle à notre zone critique.

Impacts et besoins anthropiques

À l'échelle mondiale, les chiffres montrent qu'il y a assez d'eau pour satisfaire nos besoins car la consommation reste nettement inférieure au flux en circulation (voir figure 1.1). Mais le ratio des ressources sur les besoins est très mal réparti spatialement [Dalin et al., 2017; Gleeson et al., 2012] et temporellement. En France par exemple, où les flux sont comparables à ceux de la figure 1.1, le climat tempéré n'empêche pas des périodes de sécheresse et des inondations au cours d'une même année. La figure 1.13 décrit la distribution cumulée des débits journaliers de fleuves français sur une cinquantaine d'années. On remarque que la moitié du débit de la Loire s'est écoulée en seulement 20 % du temps, en 32 et 38 % du temps respectivement pour le Rhin et l'Essonne. La même courbe des précipitations efficaces, soit celles susceptibles de s'infiltrer ou ruisseler après déduction de l'évapotranspiration, montre une non linéarité encore plus marquée. D'autant que la soustraction de l'évapotranspiration et le calcul à pas journalier constituent déjà sans doute un lissage de cette courbe. Il est clair, en comparant la courbe des précipitations efficaces (données représentatives du bassin de la Seine) à celle du débit de l'Essonne que la variabilité climatique est fortement atténuée par le système hydrologique. Avec la même approche, Taylor et al. [2012] estiment que sur 55 années étudiées, seulement 11 ont contribué à 75 % de la recharge des aquifères en Afrique de l'Est. Ce sont essentiellement les années affichant des précipitations exceptionnelles et en concordance avec des événements climatiques globaux qui ont rechargé les nappes. Dans le cas de la France, les cours d'eau de montagne ou de plaine et les aquifères constituent la ressource en eau. En climat aride, les aquifères sont souvent la seule alternative.

Sans évoquer les stocks d'eau présents dans les aquifères dits "fossiles", la ressource disponible localement peut se définir comme l'eau de pluie tombant sur la région considérée moins la part jugée nécessaire aux écosystèmes (débit minimal de rivière, hauteur minimale de lacs, besoin en évapotranspiration...). On pourra se référer à Montanari et al. [2013] pour une définition équivalente avec le terme "water security". On peut aussi parler de pluie récupérable dans les aquifères et les cours d'eau en sous-entendant ainsi qu'il n'est techniquement et raisonnablement pas possible de récupérer toute l'eau disponible.

L'impact anthropique direct sur le cycle hydrologique est plus facilement quantifiable pour les prélèvements en rivière. Pour les pompages en nappe, l'irrigation ou les barrages, même si les flux prélevés sont connus, la modification des niveaux piézométriques impacte de manière peu quantifiable les échanges entre les systèmes souterrains et la surface car ces derniers sont complexes et difficilement modélisables. Les pompages souterrains se font toujours au détriment de la restitution vers la surface (débit de rivière ou évapotranspiration) [Bredehoeft, 2002; Theis, 1940; White,

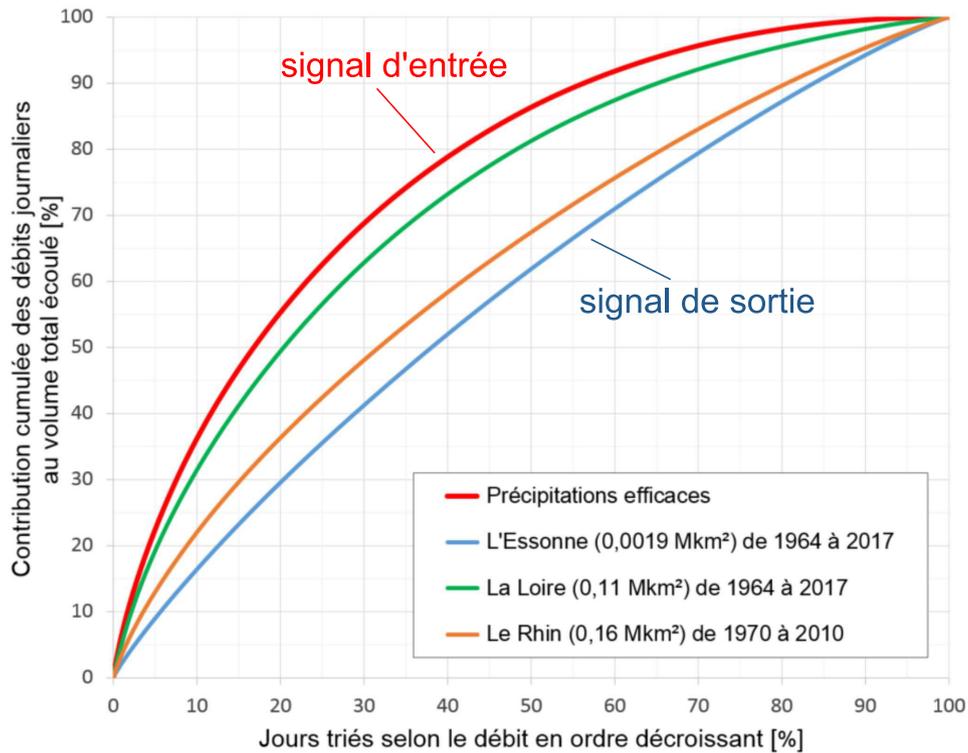


FIGURE 1.13 – Contribution des événements journaliers aux flux totaux en France. Données d'après <http://hydro.eaufrance.fr> et d'après la base de données GRDC. Les précipitations efficaces sont égales aux précipitations mesurées moins l'évapotranspiration potentielle et sont représentatives du bassin de la Seine dont l'Essonne fait partie.

1932] avec un certain temps de réponse fonction du volume et de la perméabilité de l'aquifère. Nécessairement, le débit prélevé diminue soit l'écoulement des rivières avoisinantes, soit l'évapotranspiration (et favorise éventuellement l'infiltration), ou soit le stock de l'aquifère, auquel cas le pompage n'est pas viable. De nombreux travaux s'attachent à mieux évaluer l'amplitude de la déstabilisation induite par les pompages, notamment sur les zones humides [Cooper et al., 2015; Johansen et al., 2011] dont le fonctionnement est complexe et sensible à divers facteurs [Loheide and Gorelick, 2007; Patterson and Cooper, 2007; Zedler and Kercher, 2005]. Là où la ressource est insuffisante, la surexploitation mène à une réduction permanente des stocks parfois à un rythme beaucoup plus rapide que leur recharge [Cao et al., 2016; Gleeson et al., 2012; Scanlon et al., 2012a; Wada et al., 2010]. Cette baisse des stocks (et des niveaux) peut s'associer à une réduction de l'alimentation en eau de la surface et avoir des impacts conséquents sur les écosystèmes et les sociétés.

De plus en plus d'études relient le cycle de l'eau au climat et sous-entendent ainsi que l'utilisation des ressources en eau modifie le climat via l'évapotranspiration [Taylor et al., 2013; Wang et al., 2018]. À l'échelle locale ou régionale, les barrages engendrent une augmentation de l'évaporation et une réduction des débits de rivière. Angarita et al. [2018] montrent d'ailleurs que ces dépendances sont loin d'être linéaires et que l'utilisation au préalable de modèles hydrologiques est incontournable. De son côté, l'irrigation à partir d'eaux souterraines ou de surface, entraîne une évapotranspiration "forcée" pour compenser des périodes de stress hydriques. En moyenne, environ 40 % de l'eau d'irrigation vient aussi s'infiltrer et recharger les nappes d'après Döll et al. [2012].

L'aspect localisé de la ressource est important car l'eau est consommée plus ou moins à proximité de son lieu de prélèvement. Elle est ensuite restituée aux rivières ou à l'atmosphère par éva-

potranspiration sur les cultures. Autrement dit l'eau n'est que déplacée d'un endroit à l'autre. Cependant, ces transferts d'eau peuvent être préjudiciables. Ils constituent surtout une accélération du cycle hydrologique. La surexploitation mène à un assèchement progressif des ressources souterraines voire à une impossibilité de les exploiter un jour ou l'autre. La déstabilisation des régimes hydrologiques naturels, même dans le cadre d'une exploitation raisonnée, ne garantit pas la préservation de l'environnement. Comme déjà évoqué, il existe un lien fort voire une dépendance entre la surface et les systèmes souterrains. Toute déstabilisation des niveaux piézométriques et donc des flux résultants aura un impact dont l'amplitude se doit d'être bien évaluée. Dans la plupart des cas, la perturbation physique des écoulements engendre également une altération de la composition chimique de l'eau difficile à prédire. En effet, la modification des écoulements change les chemins et les vitesses de circulations des eaux souterraines. Par conséquent, elle modifie les interactions initiales avec la roche. Elle peut mener à un mélange d'eaux de différentes origines suite à un pompage par exemple [Roques et al., 2018].

D'un point de vue pratique, le choix d'utiliser de l'eau de surface ou de l'eau souterraine dépend de plusieurs facteurs qui conditionnent le coût : l'accessibilité, la quantité et la qualité de l'eau. Des alternatives se sont développées comme les grands projets de déviation des fleuves, le dessalement d'eau de mer et dans une moindre mesure le prélèvement de l'eau des brouillards par des filets de structures particulières. Le nombre de barrages est également en augmentation dans le monde (actuellement en France, les petits barrages ont tendance à être effacés pour restaurer la continuité écologique des cours d'eau). Ces structures constituent une déstabilisation physique, chimique et biologique importante des milieux hydrologiques. Le suivi et l'étude de leur impact demande donc une approche interdisciplinaire.

Le forçage climatique

Les variations temporelles climatiques imposent le cycle hydrologique principalement par la distribution des précipitations, l'humidité, la température, l'ensoleillement et le vent. En effet, ces facteurs contrôlent le processus d'évapotranspiration représentant 60 % du bilan global. L'intensité et la répartition des pluies dans le temps contrôlent quant à elles le ruissellement, l'infiltration et la recharge des nappes et fournissent les quantités d'eau nécessaires à l'évapotranspiration (voir figure 1.12). En climat tempéré, les pluies viennent recharger les nappes principalement pendant les saisons froides, c'est à dire lorsque l'énergie solaire disponible et la demande de la végétation sont faibles. Toutefois, la relation entre l'intensité des pluies et la génération de la recharge semble fortement non linéaire. Il en va de même pour la génération du ruissellement, celui-ci dépendant de l'état initial et du seuil de capacité d'infiltration des sols. Différentes études basées en Afrique [Mileham et al., 2009; Owor et al., 2009; Taylor et al., 2012] indiquent clairement que la recharge des nappes serait plutôt liée au taux annuel de pluie et se produirait après le dépassement d'un certain seuil qui serait fonction de l'évapotranspiration. Elles prévoient donc une augmentation de la recharge des nappes et du ruissellement (donc une réduction de la part évapotranspirée) si les pluies venaient à être plus intenses dans le futur.

Les systèmes hydrologiques répondent de façon plus ou moins brusques aux forçages climatiques en fonction de leur capacité à filtrer ce signal d'entrée (voir figure 1.13). Les échelles météorologiques impliquées sont multiples. La réponse à ces sollicitations est aussi liée à l'échelle spatiale et à la taille du système étudié. Un sol de 50 cm d'épaisseur répond plus vite qu'une nappe alluviale de 50 m d'épaisseur qui a aussi une plus grande inertie et sensibilité aux variations climatiques pluriannuelles. En réalité, il faudrait considérer que la nappe peut éventuellement influencer l'humidité du sol. En effet, les niveaux de base des aquifères vont plus ou moins conditionner les interactions entre la surface et la profondeur [Bresciani et al., 2016] et par conséquent les variations annuelles de ces mêmes niveaux [Condon and Maxwell, 2017]. Ainsi, la réponse hydrologique au forçage climatique imbrique des échelles temporelles différentes. D'autres travaux indiquent aussi que les propriétés physiques de la surface évoluent au cours du temps [Ajami et al.,

2017; Troch et al., 2009] notamment en fonction des saisons (couvert végétal, sols gelés...).

Ce temps de réponse des systèmes hydrologiques et en particulier des systèmes souterrains a été étudié à travers des modèles et analyses fréquentielles (voir Massei and Fournier [2012] pour la réponse mesurée par le débit la Seine et voir Duffy and Gelhar [1986]; Gelhar [1974]; Jazaei et al. [2014]; Townley [1995]; Trefry [1999] pour la réponse mesurée à partir des niveaux de puits, donc des fluctuations de stocks). Rousseau-Gueutin et al. [2013] comparent par exemple les temps de réponse théoriques des grands aquifères mondiaux d'une longueur caractéristique comprise entre 200 et 1500 km. Ils concluent que ces temps sont compris entre une centaine d'années et une dizaine de millions d'années. Par conséquent, ces grands aquifères sont encore en train de répondre au climat passé!

Pour caractériser ces comportements hydrologiques, les systèmes naturels sont observés à travers la mesure des niveaux de nappe, des débits de rivière, d'humidité du sol ou d'autres observations moins directes. Ces mesures ont une échelle de temps limitée, jusqu'à une centaine d'années au maximum pour le débit de certains grands fleuves. Les fluctuations mesurées présentent aussi une résolution temporelle assez faible selon les cas et l'objectif de la mesure. Dans ces mesures, on repère différentes fréquences caractéristiques des processus hydrologiques (figure 1.14). Si le pas de temps de l'échantillonnage n'est pas assez fin, une partie du processus n'est pas caractérisée. Des diverses mesures présentées sur la figure 1.14, la fréquence journalière due aux variations d'ensoleillement entre le jour et la nuit apparaît comme une fréquence majeure des systèmes hydrologiques. Vient ensuite la fréquence annuelle due au rôle des pluies, de la température et de l'ensoleillement sur les crues, sur l'évapotranspiration ou encore sur la fonte des neiges. Enfin, nous notons également que les systèmes hydrologiques enregistrent des fluctuations pluriannuelles correspondant à des pseudo-cycles climatiques [Massei et al., 2007; Taylor et al., 2012]. S'ajoutent à ces périodes caractéristiques un bruit continu pour les périodes inférieures à l'année traduisant une distribution peu cyclique des pluies dans le cas des régions françaises étudiées (Bretagne et bassin de la Seine). L'étude de la réponse aux événements pluvieux nécessite donc un suivi à différentes échelles temporelles allant de la minute à plusieurs années. Bien que cela n'apparaisse pas sur la figure 1.14, les variations piézométriques et le débit à petite échelle peuvent aussi afficher des fréquences semi-journalières et journalières de petites amplitudes à cause des phénomènes de marées et du forçage que constitue l'évapotranspiration. Pour conclure, nous avons déjà mentionné que le niveau moyen des nappes dépend des caractéristiques de l'aquifère mais aussi de sa recharge moyenne par les pluies, ce qui revient également à étudier sa réponse à long terme [Townley, 1995].

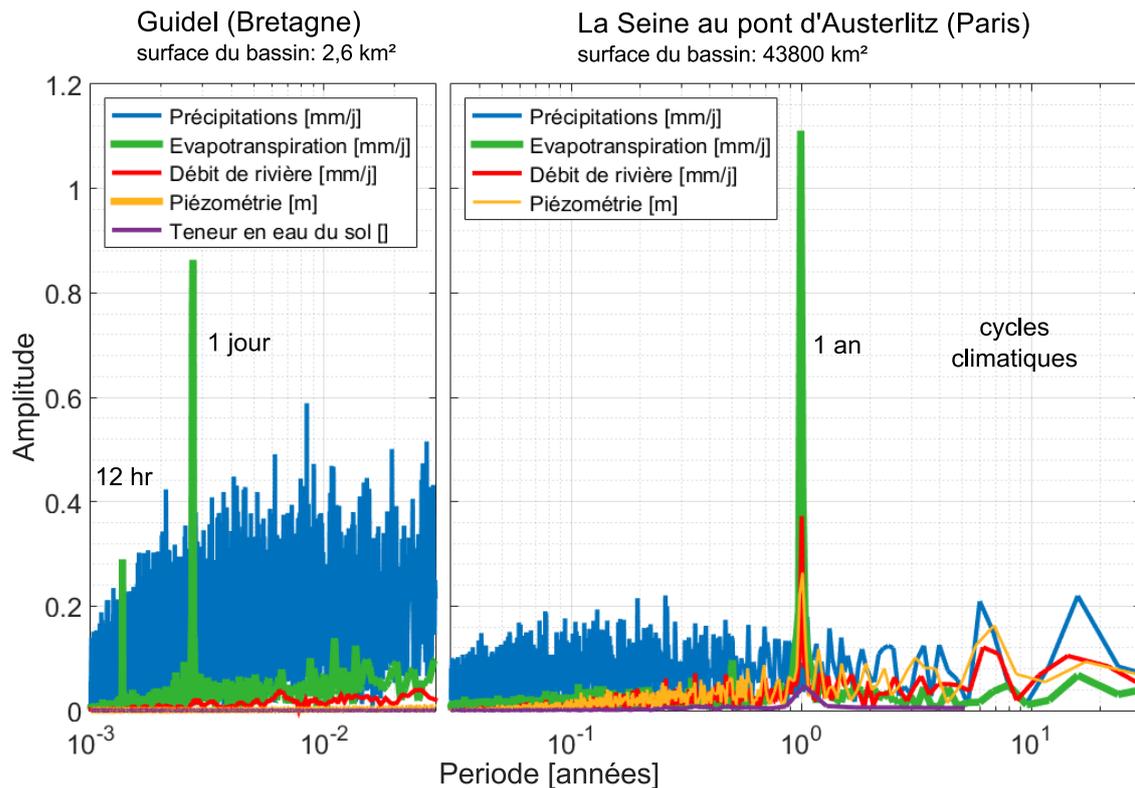


FIGURE 1.14 – Signal fréquentiel des mesures météorologiques et hydrologiques (précipitations, évapotranspiration potentielle, débit de rivière, niveaux de nappe et humidité du sol). Les données de Guidel **à gauche** (et **à droite** pour l'humidité du sol) sont issues de la station Météo France et de l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur. Les données sur 40 ans du bassin de la Seine, **à droite**, sont présentées dans Massei and Fournier [2012]; Quintana-Seguí et al. [2008] (base de données ADES du BRGM pour le piézomètre).

1.2 Comment modéliser ce cycle ?

1.2.1 Enjeux de la modélisation

Démarche générale

Quel est l'intérêt de la modélisation ? Derrière cette grande question se cache deux objectifs principaux qui sont comprendre et prédire le comportement de la zone critique, auxquels on peut ajouter synthétiser la connaissance et estimer une variable importante qui n'est techniquement pas mesurable. Les modèles permettent de tester et valider des théories puis de simuler des scénarios futurs. Classiquement, les modélisateurs construisent un modèle, c'est à dire une fonction qui dépend du temps et de l'espace. Si le problème est bien posé, le résultat du modèle doit alors être cohérent avec les observations. Il existe des approches de modélisation purement physiques, des modèles statistiques et des méthodes semi-empiriques. En plus de restituer les observations, il est important que les paramètres du modèle aient un sens physique. Les applications de ces modèles sont diverses en hydrogéologie notamment pour l'estimation de l'impact anthropique et climatique sur les milieux. Par exemple, la prévision de l'impact d'un pompage ou l'évaluation de la sensibilité au climat des échanges entre les aquifères et la surface. Plus spécifiquement, la prévision des sécheresses et des crues est un objectif important de l'hydrologie. Les modèles permettent alors de mieux comprendre quels sont les facteurs clés qui conditionnent la réponse de la zone critique. Il apporte aussi des informations aux endroits où il n'y a pas de mesure, l'extrapolation des variables est alors plus fiable.

En théorie, les modèles apportent de la rationalité aux phénomènes observés sur Terre car ils

sont fondés sur des raisonnements physiques, mathématiques et/ou une conceptualisation plausible des systèmes naturels. Cela est d'autant plus vrai si les modèles se montrent capables de reproduire fidèlement ces phénomènes. Des données sans modèle ont un faible pouvoir explicatif (le modèle permet l'interprétation) et un modèle sans données également (les données valident la pertinence des modèles). On perçoit donc bien l'apport et la complémentarité nécessaire des données et des modèles. Les raisons pour lesquelles les modèles hydrologiques ne reproduisent pas toujours bien des variables essentielles ont déjà été évoquées dans cette introduction, il s'agit principalement de l'impossibilité de représenter spatialement les hétérogénéités de la surface et du sous-sol. Effectivement, la mesure spatialisée à une résolution suffisamment fine des propriétés de la surface et du sous-sol (de zéro à plusieurs centaines de mètres de profondeur) restera toujours impossible. En revanche, les mesures des variables hydrologiques en surface et en profondeur sont nombreuses. Ces mesures sont intégratrices ou ponctuelles et sont caractéristiques des propriétés du système étudié et de ses conditions limites. Plus exactement, elles sont caractéristiques de la réponse spatiale et temporelle des écosystèmes.

Paramétrisation des modèles par les données

C'est la comparaison entre les données de terrain et celles modélisées qui permet de tirer une compréhension. Mais deux cas se produisent. Soit le modèle explique suffisamment les données avec toujours quelques petits écarts, soit le modèle échoue à les représenter avec fidélité. Le premier cas n'est cependant pas une raison suffisante permettant d'affirmer que les processus sont prédictibles. D'un côté l'ajout de paramètres au modèle, pour tenter par exemple de prendre en compte la variabilité spatiale des paramètres, facilite la convergence du modèle vers les observations. Il existe alors généralement plusieurs jeux de paramètres qui aboutissent à des simulations ayant des écarts similaires avec les données. De l'autre côté, les incertitudes sur les conditions limites et la structure des modèles entrent aussi en ligne de compte et multiplient les possibilités de reproduire les données observées, surtout si le forçage temporel est similaire aux observations en terme d'amplitudes relatives et de saisonnalité. L'intérêt du modèle est alors compromis car les différentes solutions ne donnent pas les mêmes extrapolations dans le temps et l'espace. De plus, on ne saurait alors affirmer que le processus complexe résultant de la variabilité spatiale des propriétés et des conditions limites est compris [Kirchner, 2006].

Pour synthétiser, on peut dire qu'un modèle qui restitue une observation peut n'avoir aucun pouvoir explicatif si sa sensibilité aux conditions limites et aux paramètres n'est pas déterminée. C'est à dire que la donnée de calibration, seule, contient très peu d'informations. La structure des modèles (géométrie, conditions limites, distribution spatiale des propriétés) étant nécessairement une représentation simplifiée des systèmes hydrologiques, leur paramétrisation englobe intrinsèquement l'hétérogénéité. Les enjeux sont donc de décrire avec parcimonie l'hétérogénéité et les conditions limites.

L'objectif est ainsi de déterminer le contenu informatif des données à travers la modélisation. Premièrement, il convient d'utiliser des modèles avec le moins de paramètres possibles. Malgré la complexité apparente des systèmes hydrologiques, certaines variables comme les débits de rivière peuvent généralement être reproduites par des modèles très simples [Sivapalan, 2018]. Les fonctions objectifs basées sur des critères de comparaison entre les observations et les modèles sont un autre point important de la démarche [Gupta et al., 2009]. Il y a plusieurs façons de comparer la ressemblance entre deux signaux : l'écart moyen, l'écart de la moyenne, l'écart absolu, ou le déphasage sont des exemples simples. Il est aussi possible de se focaliser sur différentes parties des signaux et de combiner les critères. Enfin, l'approche à partir de différents types d'observables est une solution qui paraît indispensable pour réduire l'espace des paramètres possibles (on dit aussi : pour mieux contraindre les paramètres).

Dans ce cadre, le contenu informatif des différents observables est loin d'être évident. D'abord, la répartition des observations dans l'espace apporte toujours des points de contrôles supplémen-

taires pour les modèles. Mais la multiplication de ces points de mesures a un coût et des limites. Ensuite, chaque type d'observation a une sensibilité différente aux processus physico-chimiques se produisant dans les systèmes hydrologiques. Néanmoins, la complémentarité des observations disponibles est encore peu explorée. Surtout, la dépendance de chaque observation aux propriétés des systèmes hydrologiques, à leur hétérogénéité et à leurs conditions limites est sous-évaluée alors qu'elle contrôle la paramétrisation des modèles. Malgré leur aspect local, certaines observations sont extrapolées dans l'espace (notamment les observations climatiques) et sont plus ou moins représentatives du fonctionnement global des systèmes. Les observations faites dans les bassins versants intègrent des échelles différentes, de la plus petite échelle à l'échelle régionale. Connaître cette capacité intégratrice est important pour évaluer le crédit à apporter à telle ou telle observation dans les modèles. À partir du moment où l'hétérogénéité n'est pas descriptible à toutes les échelles, définir la représentativité spatiale des observations est une alternative intéressante à la description toujours plus fine de l'hétérogénéité.

1.2.2 Les principales approches de modélisation

Nous avons vu que le cycle de l'eau faisait intervenir des processus physiques dans des milieux différents : l'atmosphère, le sol et les roches, auxquels on peut rajouter les plantes, les surfaces enneigées ou le permafrost. Cette séparation par compartiment a impliqué le développement de modèles par discipline. Or, les échanges sont nombreux entre ces compartiments. Nous allons tenter dans cette partie de présenter les principaux modèles hydrologiques existants, dont ceux qui ont été utilisés dans ces travaux.

Les modèles hydrologiques de surface

En modélisation hydrologique, la première étape est de déterminer les variables d'entrée, c'est à dire les forçages climatiques. Cette étape permet d'estimer les quantités d'eau de pluie entrantes dans le système. Pour résumer, la pluie se divise entre ruissellement et infiltration puis entre évapotranspiration et recharge des aquifères. Le ruissellement se produit à partir d'un seuil d'intensité de pluie ou si le réservoir de sol est déjà saturé. La majeure partie de la modélisation du forçage climatique consiste donc à estimer l'évapotranspiration. Pour cela deux types de modèles se distinguent :

1. Les modèles qui calculent au préalable l'évapotranspiration potentielle (*ETP*), correspondant à l'évapotranspiration qui se produirait sur une surface enherbée disposant dans le sol de toute l'eau nécessaire à sa croissance [Monteith, 1965; Thornthwaite, 1948]. Cette méthode peut être corrigée du type de végétation et de l'évolution saisonnière de sa demande. Bien que très empirique l'intérêt est qu'elle ne nécessite que quelques paramètres météorologiques de base. Elle nécessite ensuite d'inclure le stock d'eau disponible pouvant satisfaire cette demande potentielle. On parlera alors de déficit hydrique si le stock d'eau dans le sol est insuffisant à certaines périodes. Par conséquent, l'évapotranspiration réelle (*ETR*) modélisée est généralement inférieure à l'évapotranspiration potentielle durant les saisons les plus sèches.
2. Le deuxième type d'approche est plus réaliste physiquement car il consiste à résoudre le bilan d'énergie à la surface du sol pour obtenir l'évapotranspiration réelle directement (par exemple tel qu'implémenté dans le modèle de surface CLM [Dai et al., 2003]). L'inconvénient de cette méthode est qu'elle demande beaucoup de paramètres et de données atmosphériques, mais l'intérêt est qu'elle permet de coupler le bilan énergétique de surface et la quantité d'eau dans le sol. Ce type d'approche serait donc plus adéquat pour développer une approche couplée entre le sol et l'atmosphère.

Les modèles d'évapotranspiration demandent donc une bonne estimation de l'eau disponible dans les sols, c'est à dire une bonne représentation des processus d'infiltration. Au vu de la com-

plexité des sols, des modèles semi-empiriques basés sur le bilan hydrique moyen du sol sont utilisés. Le sol y est généralement modélisé par un simple réservoir ("dit bucket type") qui stocke l'eau disponible pour l'évapotranspiration. Dans le même temps, l'eau de ce réservoir s'infiltre vers les aquifères ou rejoint directement les rivières par de simples fonctions linéaires du taux de remplissage du réservoir [Manabe, 1969; Perrin et al., 2003]. L'approche permet donc d'utiliser peu de paramètres à calibrer et simplifie la complexité des sols à un seul réservoir équivalent généralement indépendant des aquifères sous-jacents. Ces modèles ne permettent pas non plus de tenir compte des écoulements latéraux au sein du sol.

Des modèles verticaux simplifiant l'équation de Richards (éq. 1.2) ont aussi vu le jour (voir par exemple le modèle à large échelle PCR-GLOBWB présenté par van Beek and Bierkens [2008] et Wada et al. [2014]). Ils nécessitent des paramètres physiques à calibrer ou à mesurer comme l'épaisseur, la porosité et la perméabilité à saturation des sols. Ils séparent éventuellement le sol en plusieurs couches mais restent difficilement couplables avec les aquifères. Enfin, le modèle numérique *HYDRUS* [Simunek et al., 2005] permet de résoudre numériquement en une à trois dimensions l'équation de Richards. Il représente donc très bien l'écoulement en milieux poreux non saturé pour peu que l'on puisse calibrer ou mesurer les propriétés physiques du sol.

Ces modèles de surface permettent donc d'estimer en sortie l'évapotranspiration et les débits de rivières. Pour tenir compte du rôle des aquifères un réservoir simplifié est parfois ajouté sous le modèle de sol. Il permet ensuite de fournir le débit de base des rivières. Une troisième sortie de ces modèles de surface peut donc être la recharge du réservoir aquifère qui sera alors utilisée comme entrée dans les modèles hydrogéologiques.

Les modèles hydrogéologiques

Il reste à présenter les modèles purement hydrogéologiques aussi appelés modèles d'écoulement souterrain ou d'aquifère. Ils se basent sur la résolution des équations de diffusivité (éq. 1.3) ou de Richards (éq. 1.2) associées à la loi de Darcy (éq. 1.1). Dans tous les cas, la résolution de ces problèmes demandent d'imposer des conditions aux limites des systèmes modélisés, un flux nul ou un niveau d'eau par exemple. Dans un premier temps, ces équations ont été résolues analytiquement lorsque une solution mathématique existait. Cette approche nécessite des hypothèses fortes sur la structure du système qui doit être très simple : une dimension, radiale, seulement une ou deux couches avec des paramètres homogènes. Malgré ces hypothèses, des modèles simples ont fait leur preuve par exemple en hydraulique des puits. On peut notamment citer les solutions de Dupuit [1863], Theis [1940], ou Boussinesq [1877, 1903, 1904] (équation 1.4) et les méthodes de résolution par approche fréquentielle. Ces dernières considèrent les phénomènes transitoires comme la somme de signaux sinusoïdaux [Gelhar, 1974; Townley, 1995] (équation 1.5) et étaient initialement utilisées en thermique [Carslaw and Jaeger, 1959].

$$K \times \left[h(x, t) \times \frac{\partial^2 h(x, t)}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial h(x, t)}{\partial x} \right)^2 \right] = \eta \times \frac{\partial h(x, t)}{\partial t} - R(x, t) \quad (1.4)$$

où η est la porosité, valable pour un écoulement de nappe unidimensionnel en milieu saturé.

$$T \frac{d^2 \bar{h}(x, \omega)}{dx^2} - i\omega S \bar{h}(x, \omega) + \bar{R}(\omega) = 0 \quad (1.5)$$

qui n'est autre que la transformée de l'équation de diffusivité (équation 1.3) dans le domaine fréquentiel (ω).

Les modèles numériques sont la deuxième grande famille de modèles. Ils consistent à discrétiser l'espace en une grille plus ou moins fine. Ensuite, le bilan de masse est résolu en chaque point

de la grille grâce à un algorithme itératif. Les flux entre les mailles de la grille sont quant à eux calculés par la loi de Darcy. Le plus connu de ces modèles est *ModFlow* [Harbaugh, Arlen, 2005; McDonald and Harbaugh, 1984; Niswonger et al., 2011], développé par l'USGS (United States Geological Survey). Aujourd'hui, en quelques minutes, l'algorithme de ModFlow permet de simuler plusieurs années avec des modèles complexes nécessitant des millions de mailles. Il permet aussi de prendre en compte des pompages comme condition limite, d'où son utilisation abondante. On peut également citer le logiciel *MARTHE* développé par le BRGM qui permet de modéliser en 3D les écoulements souterrains en milieu saturé et non saturé (équation de Richards).

Le modèle *ParFlow* a vu le jour il y a quelques années [Ashby and Falgout, 1996; Kollet and Maxwell, 2008; Maxwell et al., 2015] et semble très prometteur. Il a récemment été couplé au modèle de surface *CLM* [Kollet and Maxwell, 2008]. La partie ParFlow permet alors de résoudre l'équation de Richards et la partie CLM de résoudre le bilan d'énergie en surface. De part ce couplage et la possibilité de lancer les calculs en parallèle, le modèle couplé *ParFlow-CLM*, aussi complexe soit-il, peut être mis en œuvre pour la modélisation à grande échelle.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, le processus d'alimentation des cours d'eau est obtenu à partir des modèles de surface et d'écoulement souterrain. En général, la pluie qui ruisselle sur les sols rejoint directement le réseau hydrographique. En revanche, la pluie qui recharge les aquifères est restituée aux rivières en sortie des modèles hydrogéologiques (voir figure 1.1). Lorsque ce débit est mesuré il constitue la principale donnée de calibration des modèles hydrologiques.

On verra dans les parties suivantes qu'implémenter les équations physiques dans des modèles numériques 3D ne suffit pas à représenter correctement les systèmes hydrologiques. Il faudrait en réalité discrétiser ces modèles à une résolution très fine adaptée à la variabilité spatiale des sous-sols, puis y associer des paramètres tels que l'épaisseur, la conductivité ou la porosité. Sans compter les écoulements dans les fissures, les fractures ou les karsts. Face à de telles difficultés, l'utilisation de modèles plus parcimonieux est nécessaire. D'où l'utilisation de modèles simples à un réservoir équivalent qui sont parfois capables de reproduire avec fidélité les observations. Malgré le réalisme physique que l'on veut injecter dans les modèles, ces derniers ont vocation à rester une représentation équivalente des systèmes hydrologiques. Cette représentation équivalente peut ensuite devenir contraignante pour la modélisation des processus chimiques ou mécaniques liés aux écoulements souterrains.

Les modèles hydrogéologiques de transport de solutés

En complément, des modèles de transports de solutés s'appuient sur les modèles de flux. Ils peuvent même être couplés dans le cas où les propriétés physiques de l'eau dépendent de sa chimie (voir par exemple *SEAWAT*). On peut citer notamment le modèle de transport *MT3DMS* [Zheng and Wang, 1999] qui s'applique à *ModFlow*. *MT3DMS* permet de calculer l'évolution des concentrations en soluté dans l'eau souterraine à partir du moment où un modèle de flux a été simulé. De tels modèles permettent de prendre en compte l'adsorption de certaines espèces par la roche, des réactions chimiques ou encore d'éventuelles décroissances radioactives. Dans une moindre mesure, ce modèle numérique permet également de modéliser le transport de chaleur. D'autres logiciels plus spécifiques au transport réactif en milieu poreux sont utilisés à petite échelle. En plus des processus cités, ils peuvent parfois permettre de prendre en compte l'écoulement de différents fluides dans les milieux souterrains.

1.2.3 Les incertitudes dans la modélisation hydrologique

Nous avons entrevu la complexité des milieux souterrains liée à leur hétérogénéité. Nous avons aussi mis en avant notre manque de visibilité sur ces milieux peu accessibles. De nombreuses

études, citées précédemment, indiquent un rôle fort des milieux souterrains pour redistribuer latéralement l'eau y compris en surface. En hydrologie, différentes observations ont permis de valider les théories physiques (loi de Darcy, écoulement en zone non-saturée, bilan d'énergie, conservation de la masse...). Généralement, cela a été réalisé par des expériences contrôlées en milieu suffisamment homogène et sur des durées assez courtes. Dans ces cas d'école, on a pu déterminer localement les propriétés physiques des milieux et ainsi décrire les flux dans le temps à partir des relevés météorologiques. Cela a été fait, notamment pour les sols, afin d'estimer l'infiltration, le ruissellement ou l'évapotranspiration. Pour les aquifères, cela a été fait pour estimer les flux souterrains et les stocks d'eau via les niveaux piézométriques mesurés. En complément, des observations plus intégratrices, comme le débit des rivières, et l'interpolation des données météorologiques, sont venues expliquer le fonctionnement à plus grande échelle des bassins versants. Mais d'après cette caricature de l'état des connaissances du cycle hydrologique plusieurs problèmes se distinguent.

Les mesures météorologiques admettent une incertitude non négligeable tout comme leur interpolation. Dans les modèles, cette incertitude participe au problème d'inversion et peut donc devenir relativement importante. À cet égard, dans une synthèse comparant différents modèles à large échelle, Bierkens [2016] mentionne que les forçages climatiques sont aussi importants que le réalisme physique et que les données de précipitations sont une des sources majeures d'incertitude. L'estimation de l'évapotranspiration provient aussi généralement de bilans ou de modèles calibrés sur les pluies et les débits de rivière sortants des bassins. Or, les rivières ne sont pas les seuls exutoires au sein des bassins. En effet, les bassins hydrographiques reçoivent ou perdent de l'eau avec leurs voisins sous la surface [Schaller and Fan, 2009]. Enfin, l'estimation des débits de rivière se fait à partir du niveau d'eau dans les rivières et de mesures ponctuelles du débit, donnant lieu à une courbe de calibration qui change en fonction des saisons. Il en résulte une incertitude des estimations à l'échelle des bassins versants.

Le deuxième problème est la représentativité des expérimentations sur l'écoulement de l'eau dans les sols et les aquifères. D'une part, les bassins versants sont constitués de propriétés hétérogènes en surface et en profondeur. D'autre part, il n'existe pas de données expérimentales en chaque point de la planète. En conséquence, les hydro(géo)logues ont tendance à séparer le fonctionnement local, compris physiquement, et le fonctionnement à l'échelle du bassin versant compris conceptuellement [Beven, 2006]. La question de la représentativité des expérimentations et plus généralement celle des observations a surtout lieu d'être du fait de l'hétérogénéité des milieux hydrologiques. Les expérimentations permettent de comprendre plus finement les processus y compris en milieux hétérogène. Les observations viennent mesurer la réponse aux expérimentations mais aussi le comportement naturel des systèmes. Une grande partie de ce travail sera d'évaluer le contenu informatif des données mesurées lorsqu'elles sont mises à l'épreuve de modèles physiques. Que nous disent-elles sur les propriétés des systèmes étudiés, leurs structures et leurs forçages? Ces forçages sont les flux entrants et sortants du système étudié, c'est à dire les échanges avec les autres compartiments, dans notre cas l'atmosphère, le sol ou les cours d'eau.

Un troisième point clef est la difficulté de représenter avec réalisme les interactions entre les aquifères et le sol, et donc de quantifier le rôle de ces aquifères. On peut résumer une partie de ces problèmes par cette question : comment le comportement à grande échelle est-il influencé par celui à petite échelle et vice versa? C'est bien sûr le comportement des aquifères qui est au centre de cette question. Ces problèmes sont cruciaux pour la modélisation hydrologique. Ils mènent à une limitation de la compréhension par les modèles [Beven, 1989; Clark et al., 2017] dont on discutera dans quelques paragraphes.

Historiquement, trois disciplines se distinguent : la climatologie, l'hydrologie de surface et l'hydrogéologie. On y associe trois compartiments. Dans chaque communauté scientifique, les autres compartiments ont longtemps eu tendance à représenter des conditions limites simplifiées [Decharme and Douville, 2007; Fan et al., 2013; Manabe, 1969; Tóth, 1963; Wada et al., 2010]. De plus, les échanges nets verticaux entre les milieux souterrains et la surface sont souvent négligés

pour boucler les bilans hydrologiques à grande échelle ($Pluie = ETR + Q_{rivière}$). Aujourd'hui, la représentation des aquifères apparaît de plus en plus dans les modèles hydroclimatiques (GCM pour General Circulation Model, LSM pour Land Surface Model et GHM pour Global Hydrological Model) car leur comportement semble critique pour le bilan hydrique des sols et l'évapotranspiration [Keune et al., 2016; Krakauer et al., 2014; Maxwell and Condon, 2016; Wang et al., 2018]. De plus, nous avons déjà évoqué leurs rôles dans l'alimentation des cours d'eau, des zones humides et la distribution de la végétation. En conséquence, les modèles couplés peuvent fournir des conditions limites qui manquaient jusque là aux modèles hydrologiques et climatiques.

Les verrous scientifiques se dessinent maintenant assez clairement. Au vu de la variabilité des propriétés physiques des bassins versants, seuls des modèles numériques discrétisés spatialement et résolvant des équations physiques peuvent fournir une explication robuste du comportement des milieux hydrologiques [Wood et al., 2011]. Cette affirmation n'est pas exagérée mais elle définit un but peut-être impossible à réaliser. Nous connaissons les théories physiques et nous pouvons augmenter la puissance de calcul des ordinateurs. Nous mesurons aussi de plus en plus de variables et de propriétés physiques notamment par les images satellites. Il restera toujours impossible de connaître toutes les structures géologiques et d'y associer des paramètres physiques. D'autant que des méthodes alternatives et simples, parfois empiriques, apportent également des connaissances et des capacités prédictives [Hrachowitz and Clark, 2017; Kirchner, 2009].

1.2.4 Quelle complexité pour les modèles ?

Les incertitudes sur la modélisation des interactions entre les systèmes souterrains et la surface peuvent s'expliquer par plusieurs points. À moyen terme (> 1 an), les échanges verticaux nets, c'est à dire la différence entre les flux verticaux ascendants et descendants, sont proches de zéro à l'échelle du bassin versant. De plus, ils ne sont pas facilement mesurables si ce n'est que très localement. À l'échelle de la parcelle, on s'attend généralement à ce que le flux net soit descendant, donc que le système souterrain reçoive de l'eau plus qu'il n'en donne. On s'attend alors à ce que le système souterrain restitue cette eau plus localement et de façon prononcée au niveau d'une zone humide ou d'une rivière. La répartition de ces échanges est donc assez hétérogène. Par conséquent, ces échanges ne sont pas contraints dans les modèles. La conséquence est que différents modèles, ou différentes simulations d'un même modèle peuvent expliquer d'autres variables hydrologiques sans que ces échanges verticaux ne soient réellement contrôlés. Ainsi, entre différents modèles, la répartition du débit sortant entre écoulement souterrain et ruissellement de surface peut être très différente bien que le total soit identique. Cela fait écho à un problème de modélisation récurrent. Quel est le bon modèle ? Quel est le pouvoir explicatif des théories dans les modèles [Clark et al., 2016; Nearing and Gupta, 2015] ? Et comment les observations et les modèles se transforment en compréhension ?

En général, un modèle est une fonction de plusieurs paramètres, de données d'entrées et du temps. L'objectif de cette fonction étant de simuler une variable hydrologique (une hauteur d'eau, un débit, ...). Dans les modèles numériques, un algorithme résout une équation physique en chaque point de l'espace discrétisé par un maillage plus ou moins fin. Ces modèles produisent donc une estimation des variables hydrologiques en tout point du maillage et en fonction du temps. Une conséquence, et une nécessité pour faire tourner le modèle, est de devoir attribuer une valeur aux paramètres en chaque maille. Or, les milieux sont hétérogènes et les aquifères sont inaccessibles. Les paramètres et les forçages climatiques étant relativement peu connus, la configuration (on peut l'appeler paramétrisation) des modèles n'est donc pas fixée.

La complexité des modèles augmente s'ils résolvent plusieurs équations nécessitant des paramètres différents. Elle augmente également si ils ont pour ambition de représenter finement les variations spatiales de ces paramètres. Le problème avec l'augmentation de la complexité est de déterminer ces paramètres géométriques ou physiques. La démarche consiste alors à déterminer quelles configurations sont les plus réalistes. Pour cela, on utilise des critères basés sur l'écart

entre les résultats des simulations et les observations [Gupta et al., 2009; Krause et al., 2005]. Les configurations les plus réalistes permettent alors de fixer les paramètres des modèles (on utilise le terme inversion) puis de s'en servir pour prédire le comportement du système.

La complexité d'un modèle et la résolution de son maillage est aussi un compromis entre le réalisme voulu et les capacités du ordinateur. La résolution de ces maillages en hydrogéologie est typiquement de 1 à 100 m à l'échelle de quelques kilomètres et de 1 à 50 km à l'échelle continentale. Ce qui signifie que les processus "sous-maille" ne sont pas représentés de manière explicite à l'échelle continentale.

Différents auteurs expliquent intuitivement ou mathématiquement comment comparer les modèles et lesquels choisir [Gupta et al., 2008; Höge et al., 2018; Kirchner, 2006]. Il en résulte que la démarche du modélisateur doit suivre un certain principe de parcimonie : le modèle doit être le plus simple possible pour reproduire les données observées. La raison vient du fait que le nombre de paramètres augmente exponentiellement la complexité du problème d'inversion bien que cela puisse faciliter la restitution des observations de terrain. Autrement dit, des configurations différentes aboutissent au même critère. On parlera de modèle sous-contraint ou de problème sous-déterminé, c'est à dire que les observations, ne permettent pas de déterminer les paramètres. Par exemple, des études comparatives entre les différents modèles mondiaux mentionnent que les débits à l'exutoire des bassins ne sont pas assez contraignants [Sood and Smakhtin, 2015] et relèvent l'utilisation de valeurs différentes pour les mêmes paramètres physiques [Samaniego et al., 2017]. Au contraire, un modèle trop simple présentera l'inconvénient de moins bien reproduire les observations malgré des paramètres bien contraints. Dans le premier cas extrême, la complexité peut induire une mauvaise compréhension. Dans le deuxième, le modèle n'est pas assez réaliste.

Ce problème est en partie résumé par la figure 1.15. Dans cette thèse, nous nous intéresserons particulièrement aux contraintes qu'exercent les données disponibles sur les modèles hydrologiques. Dans cette optique, la complémentarité des types d'observation [Dorn et al., 2013; Kazmierczak et al., 2016; Sutanudjaja et al., 2014] et l'évaluation de leur contenu informatif sont essentielles [Gupta et al., 2008].

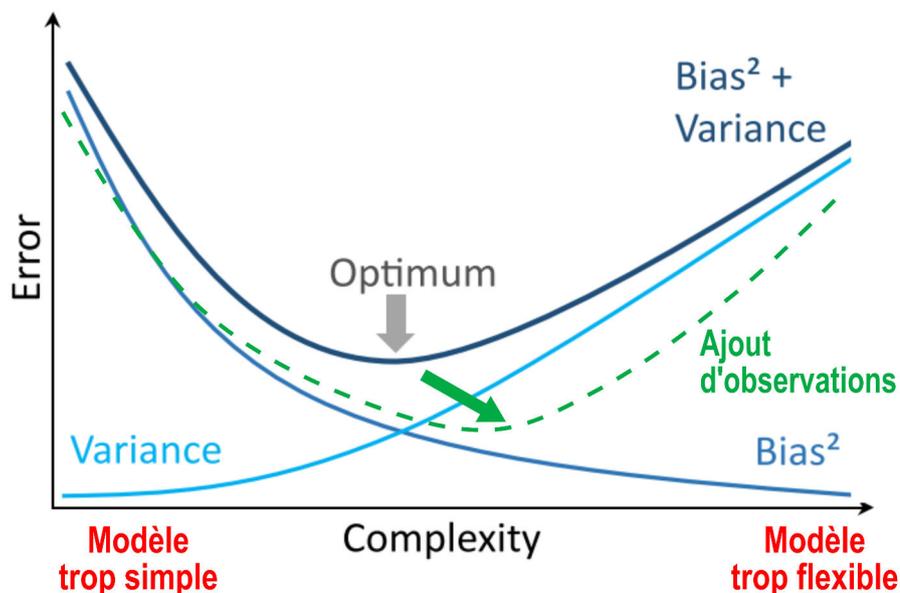


FIGURE 1.15 – Schéma sur la complexité optimale des modèles. Le résultat de l'ajout d'observations dépend de leur pertinence et de leur complémentarité. Modifié d'après Höge et al. [2018].

1.2.5 Les observations disponibles

En référence au titre de cette thèse, cette partie aurait aussi pu s'intituler les "observables" disponibles. Ce terme qui n'existe pas officiellement fait ici référence aux variables de la zone critique que l'on est capable de voir et mesurer à l'aide d'un suivi instrumental.

Remarques générales

Les mesures ou observations, sont donc le point clef qui permet de comprendre les processus hydrologiques en validant les théories physiques. En pratique, le développement des modèles se fait par des aller-retours avec les observations. Si les observations sont des variables, elles permettent de calibrer les paramètres physiques des modèles. Si elles constituent des mesures de propriétés, elles permettent de fixer les paramètres des modèles. Ici, nous nous intéresserons uniquement aux mesures des variables hydrologiques qui fournissent des données temporelles. Nous considérerons que ces variables sont le principal lien avec les paramètres hydrodynamiques à l'échelle du bassin versant. D'ailleurs, la mesure des propriétés passe elle-même par des modèles qui interprètent des variables plus localement et sur des temps plus courts.

La zone critique n'a jamais été aussi bien instrumentée. Des capteurs en tout genre permettent aujourd'hui d'enregistrer localement des chroniques temporelles à hautes fréquences (de l'ordre de la minute). Certains satellites fournissent quant à eux des données à des résolutions de l'ordre du kilomètre à un pas de 15 jours. Les différents types de capteurs mesurent des flux, des niveaux d'eau ou des taux d'humidité. Ils enregistrent aussi des déformations, des températures ou des concentrations qui sont une conséquence du mouvement de l'eau. Les instruments de mesure font généralement partie de réseaux d'observatoires scientifiques ou de réseaux de surveillance mis en place par des autorités, des compagnies industrielles ou des bureaux d'études. Les mesures sont ensuite sauvegardées dans des bases de données accessibles par les différents organismes.

L'exploitation de cette multitude de données reste incomplète pour plusieurs raisons. Selon l'étude et le rythme imposé d'enregistrement des variables (minutes, jours, années), le nombre de données recueillies peut augmenter exponentiellement. Il est compréhensible alors que l'exploitation de celles-ci puisse être incomplète. Dans ce contexte, la question de la pertinence des différentes observations se posent, d'autant que les mesures ont des coûts variables. Lesquelles fournissent des informations utiles? Quels types d'observation devront être ajoutés dans les études pour améliorer les modèles? D'autre part, leur complémentarité n'est pas exploitée au mieux. Certes, les différentes observations permettent d'avoir une vision globale de la zone critique. Mais nous avons aussi évoqué que pour les modélisateurs, elles constituent des contraintes supplémentaires et doivent aboutir à des modèles plus robustes. Le paragraphe suivant synthétise brièvement les principaux outils dont nous disposons pour sonder les systèmes hydrologiques. Nous parlerons aussi de la capacité intégratrice de ces observables et par conséquent de la représentativité des mesures.

Bref inventaire des observations disponibles

Des variables essentielles pour l'Homme sont observées depuis de nombreuses années, voire des siècles : les précipitations, la hauteur des fleuves ou le niveau des nappes par exemple. De nos jours, les instruments et les techniques permettent de mesurer de nombreuses autres variables.

1. Par exemple, les **variables climatiques** sont mesurées par des stations météorologiques puis extrapolées dans l'espace grâce aux radars et aux satellites. En revanche, l'**évapotranspiration** reste généralement estimée à partir d'autres variables et ne constitue pas une mesure en soi. Il n'est en effet pas évident de mesurer des flux de vapeur ! Elle constitue néanmoins le processus principal en terme de transfert d'eau à l'interface sol-atmosphère. On peut citer des instruments permettant sa mesure mais dont l'utilisation est rare : les lysimètres consistant à

mesurer l'eau s'infiltrant et à en déduire l'eau évapotranspirée (échelle du mètre), les tours à flux par covariance turbulente ou "eddy covariance" (dizaines de mètres), la scintillométrie (échelle du kilomètre). À cela s'ajoute la télédétection qui permet d'extrapoler spatialement l'évapotranspiration mais qui n'en est pas une mesure directe et avec un pas de temps qui n'est pas forcément adéquat.

2. Les **débits des cours d'eau** sont mesurés de façon assez régulière en fonction des régions du globe. La densité des mesures décroît avec la taille et l'importance des cours d'eau. Ces débits sont estimés la plupart du temps à partir d'une calibration sur les niveaux de rivière qui sont eux mesurés de manière automatisée. Les vraies mesures du débit sont faites manuellement par traçage d'une masse de soluté, ou par un débitmètre que l'on déplace sur une section du cours d'eau. Cette approche laisse place à une incertitude conséquente. De plus, on dispose rarement de l'évolution de ce débit le long du cours d'eau bien que cela soit potentiellement informatif.
3. Les **niveaux des aquifères** sont suivis par des réseaux de forages peu denses hormis au droit de sites spécifiques. Ils intègrent rarement l'évolution de la pression avec la profondeur et ont donc tendance à moyenniser les charges hydrauliques de toutes les structures intersectées par le forage. Ils sont limités en profondeur et sont implantés principalement dans les aquifères constituant une ressource. La mesure des niveaux piézométriques est l'observation in-situ la plus simple nous renseignant sur les écoulements et les stocks souterrains. En effet, les variations spatiales de niveaux d'eau, interpolées sur des cartes piézométriques, indiquent les sens d'écoulement. Les variations temporelles indiquent quant à elles si le stock est en diminution ou en augmentation. Les flux souterrains latéraux ne sont eux pas mesurables directement.
4. L'**humidité du sol** est mesurable localement à une profondeur donnée par des capteurs enfouis sous la terre (sonde TDR ou tensiomères mesurant la succion) et indirectement par des satellites (extrapolation de données in-situ et hypothèses sur les propriétés des sols) à une résolution de quelques kilomètres. Elle apporte des informations pour le calcul de l'évapotranspiration et de la recharge par déduction.
5. Les principales **méthodes géodésiques** que l'on peut citer sont les GPS [Biessy et al., 2011] mesurant des déplacements horizontaux et verticaux, les mesures optiques de la topographie et les images INSAR spatialisées. À cela s'ajoute les inclinomètres ("tiltmeter" en anglais) dont les récentes études sont prometteuses [Schuite et al., 2015]. Ces instruments enregistrent tous la déformation de la surface terrestre. Typiquement, ces signaux se composent d'une tendance long terme liée à la tectonique, des événements sismiques, des marées terrestres, et des variations saisonnières liées au poids de l'eau sur la croûte et à sa propagation dans les aquifères. La mission GRACE mesure les variations de gravité au niveau de deux satellites en orbite autour de la Terre. Cette gravité est directement fonction des variations de masse à la surface de la Terre à une résolution d'au moins 100 km. Le point intéressant est que ces variations de masse correspondent essentiellement à la somme des variations de stocks d'eau dans les aquifères, les sols, les lacs et les glaciers [Feng et al., 2013; Shamsudduha et al., 2012].
6. La mesure des **températures en forage et en rivière** permet quant à elle d'identifier des flux souterrains. Récemment, ce domaine a fait un bon en avant avec le déploiement des mesures par fibre optique [Selker et al., 2006] en rivière et en forage. Cette outil permet un suivi temporel de la température ultra précis sur des centaines de mètres.
7. Enfin, la mesure des **concentrations en soluté**, en gaz dissout, ou des traceurs isotopiques dans les forages et les rivières informe sur l'origine de l'eau et sur les processus chimiques qui contrôlent sa qualité. On peut citer les mesures de traceurs atmosphériques (voir Leray et al. [2012] pour l'exemple des gaz CFC), des rapports isotopiques [Jasechko et al., 2016], de la silice [Marçais et al., 2018] ou encore des nitrates [Roques et al., 2018].

1.3 Approche proposée

1.3.1 Problématiques étudiées

Le comportement et le rôle des aquifères

La représentation des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique est l'enjeu principal de cette thèse. Plusieurs aspects se dégagent. Le comportement des aquifères et leurs rôles dans la redistribution de l'eau sont difficiles à caractériser à cause de la complexité des milieux. Il existe une difficulté de mesurer et modéliser la dépendance entre les aquifères et la surface. Pourtant les systèmes souterrains ont un rôle évident dans le fonctionnement du cycle de l'eau. Ils constituent à la fois la condition limite inférieure de la zone critique et le principal réservoir fournissant les cours d'eau. Ils constituent aussi une ressource majeure pour l'agriculture, l'industrie et la consommation en eau potable.

C'est notamment le rôle des aquifères à travers les échelles temporelles et spatiales qui demeure incertain. La diversité des contextes à travers le monde ne permet pas de généraliser les comportements étudiés localement, en tout cas d'y appliquer les mêmes structures de modèles. Cette diversité implique des degrés d'hétérogénéité, des capacités de stockage et des flux souterrains très différents d'un contexte à l'autre, donc un fonctionnement hydrologique différent. De manière générale, les aquifères jouent un rôle à plusieurs échelles temporelles. De l'échelle de plusieurs heures à plusieurs années, les aquifères répondent lentement aux précipitations en les stockant et en les restituant de façon atténuée. La restitution de l'eau souterraine se fait du rythme nyctéméral à annuel par la végétation et à une fréquence journalière à pluriannuelle pour l'alimentation des rivières mais aussi pour la demande anthropique. Cette redistribution temporelle implique une redistribution spatiale à travers des aquifères de tailles variables alimentant localement les zones humides, les rivières et les populations.

La représentation des aquifères

Le frein majeur à la compréhension du cycle hydrologique est l'hétérogénéité des milieux souterrains. Elle complexifie le cycle hydrologique, réduit la représentativité spatiale des mesures et elle ne peut pas être décrite fidèlement dans les modèles. Les modèles sont donc une représentation équivalente et simplifiée des systèmes hydrologiques. D'un côté, les modèles les plus sophistiqués se voulant proches de la réalité nécessitent beaucoup de paramètres et autant de données. D'un autre côté, les modèles trop simples ne sont pas assez fiables et explicatifs. Dans ces deux cas extrêmes, la compréhension et la capacité prédictive sont limitées.

Face à la complexité des systèmes hydrologiques les modèles ne seront jamais une exacte représentation de la réalité. Ce qui ne les empêche pas d'être pertinents. Ils doivent permettre la compréhension des processus et des interactions au sein de la zone critique. Dans un second temps, ils ont pour but de prédire les comportements hydrologiques, notamment la ressource en eau. La paramétrisation de ces modèles pose problème. Entre les deux cas extrêmes cités précédemment, la paramétrisation de l'hétérogénéité à travers des modèles physiques parcimonieux est un enjeu majeur de l'hydrologie.

Cette paramétrisation nécessite des observations dont la représentativité spatiale et la pertinence doivent être évaluées. De nombreux observables du cycle hydrologique sont disponibles ou sont en développement mais leur capacité à informer les modèles reste incertaine. Il existe plusieurs types d'observations dont la sensibilité aux processus hydrologiques est variable. Ces observations permettent de caractériser les différentes propriétés et composantes des systèmes hydrologiques. Leur complémentarité est aussi au cœur de notre problématique. Dans le cadre de la modélisation, le contenu informatif des différents observables demeure incertain car les signaux

mesurés intègrent des processus se produisant à différentes échelles temporelles et spatiales. Dès lors, l'intégration de ces données dans des modèles physiques doit permettre de les interpréter et d'en comprendre les facteurs clefs.

1.3.2 Démarche proposée

Cette thèse s'inscrit dans la thématique de la zone critique, à savoir mieux comprendre les systèmes hydrologiques à travers le couplage de modèles et d'observations différentes. L'objet de ce travail se cantonne à la partie quantitative du cycle hydrologique à travers plusieurs échelles, du bassin versant d'un petit ruisseau breton à celui d'un grand fleuve comme le Rhin. L'objectif est de développer une représentation parcimonieuse des systèmes aquifères à travers des modèles physiques. Nous verrons comment des observations de différentes natures peuvent se greffer au sein d'un unique modèle. Ce modèle pouvant également servir de cadre dans les questions de qualité de l'eau.

À l'échelle d'un observatoire breton

Pour répondre à ces problématiques nous proposons une approche basée sur la modélisation et la comparaison à des observations. L'observatoire de Ploemeur (Bretagne, Fr.) est étudié et instrumenté par différents capteurs depuis plus de 20 ans. Il fait partie du réseau national des sites hydrogéologiques H^+ (<http://hplus.ore.fr/>) créé en 2002 pour "maintenir un réseau de sites expérimentaux fournissant des données pertinentes pour la compréhension et la modélisation du cycle de l'eau". L'observatoire, implanté en domaine granitique fracturé, présente l'avantage d'abriter un réseau de puits où sont suivis à intervalles réguliers les niveaux d'eau, la composition chimique et la température. En complément, la déformation de surface est enregistrée par un GPS et des inclinomètres. Un avantage de cet observatoire est d'être composé de deux bassins comparables, d'environ 3 km², Ploemeur et Guidel. Le premier est soumis à un pompage municipal depuis 1991 tandis que le second est toujours à l'état "naturel". Cette comparaison est une opportunité d'évaluer l'impact anthropique sur le milieu, elle constitue une sorte d'expérimentation à taille réelle.

L'approche consiste à développer des modèles d'écoulement souterrain simples sur ces deux sites en se basant sur plusieurs observables : les niveaux piézométriques, les débits de rivière, la déformation de la surface et les concentrations chimiques dans l'eau des puits. Ces différents observables caractérisent à leur manière le comportement du système hydro(géo)logique. Ils ne sont a priori pas sensibles aux mêmes processus, ce qui nécessite l'implémentation de différentes équations. La complémentarité de tels observables a rarement été étudiée au sein d'un même modèle. Pour chacun d'entre eux l'objectif est donc de développer la meilleure représentation possible.

En contexte hétérogène, la représentativité des observations est un point clef de la compréhension, même pour des bassins de quelques kilomètres carrés. À travers l'inversion des modèles, ces travaux évaluent le contenu informatif des mesures de terrain. Ces informations portent principalement sur trois points : les conditions limites du système, les échanges verticaux et les paramètres physiques. Le comportement des aquifères hétérogènes est complexe, non linéaire et hystérétique. Leur réponse aux forçages dépend en partie de leur état passé résultant de nombreux événements transitoires. Face à cette complexité, l'objectif est de cibler les processus les plus pertinents, c'est à dire ceux qui permettent de comprendre et prédire le fonctionnement. Les observations et la compréhension actuelle des sites d'étude nous disent que les forçages extérieurs au système aquifère et les processus qui en résultent couvrent des périodes de temps allant de la minute à une vingtaine d'années.

Au centre de cette démarche se trouve également la nécessité de mieux connaître les taux de recharge des aquifères. De manière générale, de mieux contraindre la relation entre les systèmes

souterrains et la surface (les sols, l'atmosphère et les cours d'eau). Les travaux présentés à cette échelle donnent une bonne représentation des processus et de la sensibilité des observations. L'échelle étant relativement petite, elle permet d'avoir une vision assez complète des sites et de développer des modèles à fine résolution.

À l'échelle continentale

La dernière partie de la thèse tente de faire le lien entre l'échelle locale et continentale, l'hydrologie étant multi-échelles du fait de ses processus et de ses enjeux. Le comportement hydrologique global peut être vu comme la somme de plusieurs échelles qui s'entrecroisent. À grande échelle spatiale (>100 km), la représentation des aquifères est généralement très simplifiée pour diverses raisons pratiques et théoriques. Nous nous sommes intéressés à leur représentation dans les modèles hydrologiques globaux (échelle mondiale) à travers l'exemple d'un grand bassin versant, celui du Rhin. La taille caractéristique d'un tel bassin implique un spectre assez large d'échelles. Travailler sur une superficie intermédiaire comme celle du bassin du Rhin facilite les tests grâce à une plus grande rapidité d'exécution des calculs et permet un meilleur contrôle des comportements dans l'espace. Une motivation supplémentaire de cette approche est qu'elle fait face à des problématiques de modélisation assez similaires à celles de l'échelle locale mais à des degrés différents.

Cette grande échelle est néanmoins particulière pour plusieurs raisons. D'abord, elle implique des échelles de temps plus grandes car le temps de réponse des aquifères augmente avec leur taille. Ensuite, la diversité des contextes nécessite la représentation simultanée de phénomènes différents comme par exemple le stockage et la fonte des neiges en montagne. Enfin, il est encore plus difficile à cette échelle d'avoir une représentation fine des milieux étant donné la basse résolution des modèles (limite informatique) et le fait que les paramètres hydrologiques de chaque région ne soient pas disponibles.

Les systèmes aquifères sont de plus en plus intégrés dans les modèles à large échelle. Cependant, il existe plusieurs manières de les représenter avec parcimonie. Ici, nous proposons, en collaboration avec l'International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA, Autriche), en particulier avec Y. Wada et son équipe, un modèle à large échelle qui couple les systèmes aquifères aux processus hydrologiques de surface. Ces types de modèle ont tendance à compter beaucoup de paramètres et sont donc très complexes. Nous nous focalisons sur l'apport d'une représentation physique des écoulements souterrains. La question de la paramétrisation d'un tel modèle est abordée en se basant sur des observations comme les débits de rivières et les niveaux d'eau dans les forages, mais aussi en se basant sur des données satellites notamment pour les forçages climatiques. Enfin, nous verrons en quoi la représentation de la variabilité géologique et la résolution sont déterminantes et contraignantes dans ces modèles.

1.3.3 Plan de la thèse

Plan général

Le plan du manuscrit s'articule en sept chapitres plus l'introduction et la conclusion. Le premier est consacré à la présentation des domaines d'études : les sites de Ploemeur et Guidel et le bassin du Rhin. Le deuxième décrit les modèles hydrologiques utilisés et développés. Ensuite, les trois chapitres suivants explorent le contenu informatif des données piézométriques, de débit de rivière et de déformation en surface à travers un modèle hydrogéologique commun sur les sites de Ploemeur et Guidel. Puis, nous concluons par une étude préliminaire sur l'intégration des données géochimiques dans le modèle. Enfin, on abordera la modélisation hydrologique à l'échelle continentale à travers des observations locales et spatialisées. La conclusion générale synthétisera

les principaux résultats de notre approche et discutera de la modélisation des systèmes aquifères dans le cycle hydrologique.

Tout au long de ces chapitres nous chercherons à déterminer le contenu informatif des observations et le rôle des aquifères dans le cycle de l'eau. Nous verrons en quoi la pluridisciplinarité des observations est nécessaire pour la compréhension et la modélisation. De manière générale, l'objectif est d'évaluer comment les données observées informent les modèles et à quels facteurs elle sont sensibles.

La partie sur l'échelle continentale est un peu différente. À cette échelle, la résolution est très basse, typiquement de l'ordre du kilomètre, et la représentation du système intègre donc de manière implicite des processus à plus petite échelle. Les informations et les observations disponibles à cette échelle sont également très différentes. Nous tenterons de mieux définir le lien entre la résolution des modèles et la représentation de la variabilité spatiale des processus hydrologiques.

Détail des chapitres

1. Le premier chapitre présente donc d'abord l'observatoire hydrogéologique de Ploemeur constitué des sites de Ploemeur et Guidel. Ces sites sont suivis et étudiés depuis de nombreuses années. Après une brève description du contexte, nous présenterons les données disponibles et les principales études qui s'y rapportent. Cela permettra de présenter également les modèles hydrogéologiques conceptuels des deux sites qui ont la particularité d'être très hétérogènes. Nous finirons par la présentation du bassin du Rhin qui sert de cadre pour la modélisation à grande échelle. Nous présenterons en particulier les données d'observations qui semblent pertinentes à cette échelle.
2. Le deuxième chapitre décrit les modèles hydrologiques utilisés et développés durant cette thèse. Le premier est un modèle hydrogéologique analytique en une dimension qui a pour vocation de représenter les variations piézométriques temporelles principalement. Le second est un modèle numérique dont l'objectif est de représenter l'aquifère de façon plus réaliste dans l'espace. Il présente l'avantage de pouvoir servir de cadre pour l'intégration de différents observables comme les débits de rivière, les déformations en surface ou les concentrations géochimiques. La dernière partie présente le modèle hydrologique à grande échelle qui nous servira à modéliser le bassin du Rhin. Nous nous attarderons sur la représentation des aquifères dans ce modèle. Nous présenterons alors le couplage de ce modèle avec un modèle d'aquifère en vue d'une représentation plus physique des processus à grande échelle.
3. Le troisième chapitre se focalise sur la modélisation de la piézométrie. L'étude se base sur les données mesurées sur les sites de Ploemeur et Guidel. Nous commencerons par la modélisation de la piézométrie moyenne dans le temps. Puis, nous étudierons spécifiquement son comportement temporel et notamment sa relation avec les conditions limites transitoires imposées aux aquifères.
4. Le quatrième chapitre propose d'étudier dans un premier temps la complémentarité entre les mesures moyennes de la piézométrie et du débit de rivière. Notons que la modélisation du débit de rivière ne nécessite pas l'implémentation d'une physique différente de la piézométrie. Nous nous appuyerons sur les données du site de Guidel mais à travers un modèle numérique similaire à celui utilisé précédemment pour la piézométrie. Dans un second temps, nous nous focaliserons sur la modélisation du débit sur plusieurs mois de mesures.
5. Le cinquième chapitre traite de l'apport des mesures de déformation en surface à partir des observations disponibles sur le site de Ploemeur. La démarche consiste à exploiter la relation entre les charges hydrauliques dans l'aquifère et les déformations mesurées en surface. Cette partie demande l'ajout d'un modèle mécanique. Le modèle de déformation intégré au modèle hydrogéologique du site sera donc présenté. Nous montrerons en quoi les mesures

GPS sont complémentaires des suivis piézométriques puis nous évaluerons l'intérêt et les limites des mesures inclinométriques.

6. Le sixième chapitre constitue une approche préliminaire de la modélisation du transport de soluté. Nous développerons ainsi deux exemples de modélisation hydrochimique à partir du modèle hydrogéologique du site de Ploemeur.
7. Le septième chapitre est consacré à la modélisation à grande échelle. Nous illustrerons d'abord l'aspect critique de la résolution et des paramètres hydrodynamiques sur la modélisation des systèmes aquifères. Ensuite, le modèle couplé développé durant cette thèse, est testé à une échelle intermédiaire puis sur le bassin du Rhin en entier. Les résultats sont comparés à différentes observations et la sensibilité aux paramètres du modèle d'aquifère est brièvement testée. Dans cette partie, l'évaluation du rôle des aquifères sur la disponibilité en eau pour l'évapotranspiration est importante. Elle se base sur la comparaison des observations et des simulations du modèle couplé et du modèle sans écoulement souterrain. Nous verrons ce que peut apporter l'intégration des écoulements souterrains à la modélisation hydrologique. En perspectives, un modèle amélioré est proposé, accompagné de différentes suites à donner à ces travaux.

Nous concluons sur l'apport des différents observables et leur capacité à informer les modèles pour les observatoires de la zone critique. Il conviendra de discuter des points à développer et des nouvelles questions qui se posent à l'issue de ces travaux. La zone critique sur laquelle nous vivons constitue une boîte noire au sein de laquelle se produisent des processus physiques. Dans cette vision, évaluer au mieux ce que caractérise chaque type de mesure est primordial en particulier à travers des modèles physiques. On peut parler de l'aptitude respective de chaque observable à imager les processus clés se produisant au sein des systèmes hydrologiques. Nous finirons donc en répondant à la question : comment une observation locale nous permet-elle d'identifier les processus majeurs du système étudié ?

Chapitre 2

Présentation des sites d'étude

Sommaire

| | |
|---|-----------|
| 2.1 L'observatoire de Ploemeur | 42 |
| 2.1.1 Présentation générale de l'observatoire de Ploemeur | 42 |
| 2.1.2 Contexte géologique | 45 |
| 2.1.3 Un site hydrogéologique en contexte hétérogène | 47 |
| 2.1.4 Questions scientifiques associées | 53 |
| 2.2 L'observatoire de Guidel | 55 |
| 2.2.1 Présentation générale de l'observatoire de Guidel | 55 |
| 2.2.2 Hydrogéologie du site de Guidel | 56 |
| 2.2.3 Présentation des débits observés à Guidel | 57 |
| 2.2.4 Modèle conceptuel du site | 59 |
| 2.2.5 Questions scientifiques associées | 59 |
| 2.3 Le bassin du Rhin | 59 |
| 2.3.1 Présentation générale | 59 |
| 2.3.2 Les données climatiques ou d'entrées | 60 |
| 2.3.3 Les données de calibration | 61 |
| 2.3.4 Calcul du bilan de masse du Rhin d'après les observations | 63 |

2.1 L'observatoire de Ploemeur

2.1.1 Présentation générale de l'observatoire de Ploemeur

Les chapitres suivants s'appuient sur les données recueillies sur les sites de Ploemeur et Guidel (Bretagne, Fr.). Ces deux observatoires, distants de 4 km, font partie du réseau national des sites hydrogéologiques H^+ . Ils sont implantés dans des contextes très comparables, mais sur Ploemeur, un pompage municipal est imposé depuis 1991 tandis que le site de Guidel demeure à l'état "naturel". Nous allons dans premier temps faire l'inventaire des connaissances acquises sur Ploemeur.

Contexte

Le site de Ploemeur (figure 2.1) est suivi depuis sa mise en pompage en 1991 et fait depuis l'objet de nombreuses études. En revanche, le site de Guidel n'est instrumenté que depuis 2009, lorsqu'il a été envisagé d'y implanter un second pompage en complément de celui de Ploemeur. À l'heure actuelle on ignore toujours la date de cette future mise en pompage. Ce temps de latence du projet a permis aux chercheurs de mieux caractériser l'état initial avant la future perturbation, contrairement au site de Ploemeur dont on ignore quel était l'état hydrologique avant 1991.

Pour son approvisionnement en eau potable, la ville de Ploemeur (environ 20000 habitants) a implanté en 1991 un site de pompage souterrain (figure 2.2) au niveau d'une dépression topographique plutôt humide et parsemée de plusieurs sources qui ne fournissent plus d'eau aujourd'hui. Les sols sont caractérisés par un couvert végétal important composé de champs agricoles en majorité. Les pentes sont plutôt faibles hormis localement dans certains vallons. Au nord, la base aérienne de Lann Bihoué constitue un plateau de quelques kilomètres carrés à une altitude de 50 mNGF. Les zones basses au sud (site de Ploemeur) et au sud-ouest (site de Guidel) de la base culminent à 20 mNGF environ. La base militaire peut être comparée à un château d'eau comme en témoigne la présence de plusieurs sources à son pourtour (figure 2.1).

Climat local

Le climat à Ploemeur est tempéré et océanique. Le site est à quelques kilomètres de l'Océan Atlantique. Il en résulte des précipitations conséquentes toute l'année avec une légère réduction durant les mois d'été. D'après les mesures enregistrées par la station Météo France de Lann Bihoué (à 3 km de l'observatoire), il a plu en moyenne 900 mm/an de 1975 à 2015. À l'échelle annuelle, ces pluies sont peu variables avec un minimum de 600 mm et un maximum de 1150 mm pour un écart-type de 120 mm.

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle (*ETP*) par la méthode de Penman-Monteith est de 736 mm/an en moyenne sur la période 1991-2015. On note que l'écart-type est plus faible (70 mm/an) que pour les précipitations et que l'*ETP* annuelle augmente légèrement de façon constante (on est passé de 660 à 800 mm/an entre 1991 et 2015) sur la période considérée. L'*ETP* a un comportement très similaire chaque année et suit l'évolution de la température et de l'intensité de l'ensoleillement (ce sont les facteurs clefs qui permettent de la calculer). Elle vaut environ 0 mm/jr au pic de l'hiver et atteint 4-6 mm/jr en juillet-août.

D'après les modèles de sols (selon Thornthwaite, *Hydrus* ou *Surfex*), l'évapotranspiration réelle *ETR* serait d'environ 620 mm/an en moyenne, ce qui impliquerait alors un déficit hydrique d'environ 100 mm/an concentré entre juillet et septembre. Malgré, une apparente constance des pluies et de l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle (et donc par déduction la recharge des aquifères) montre une variabilité annuelle importante avec un écart-type de 170 mm/an.

Ces estimations d'évapotranspiration impliquent qu'au maximum 280 mm/an en moyenne

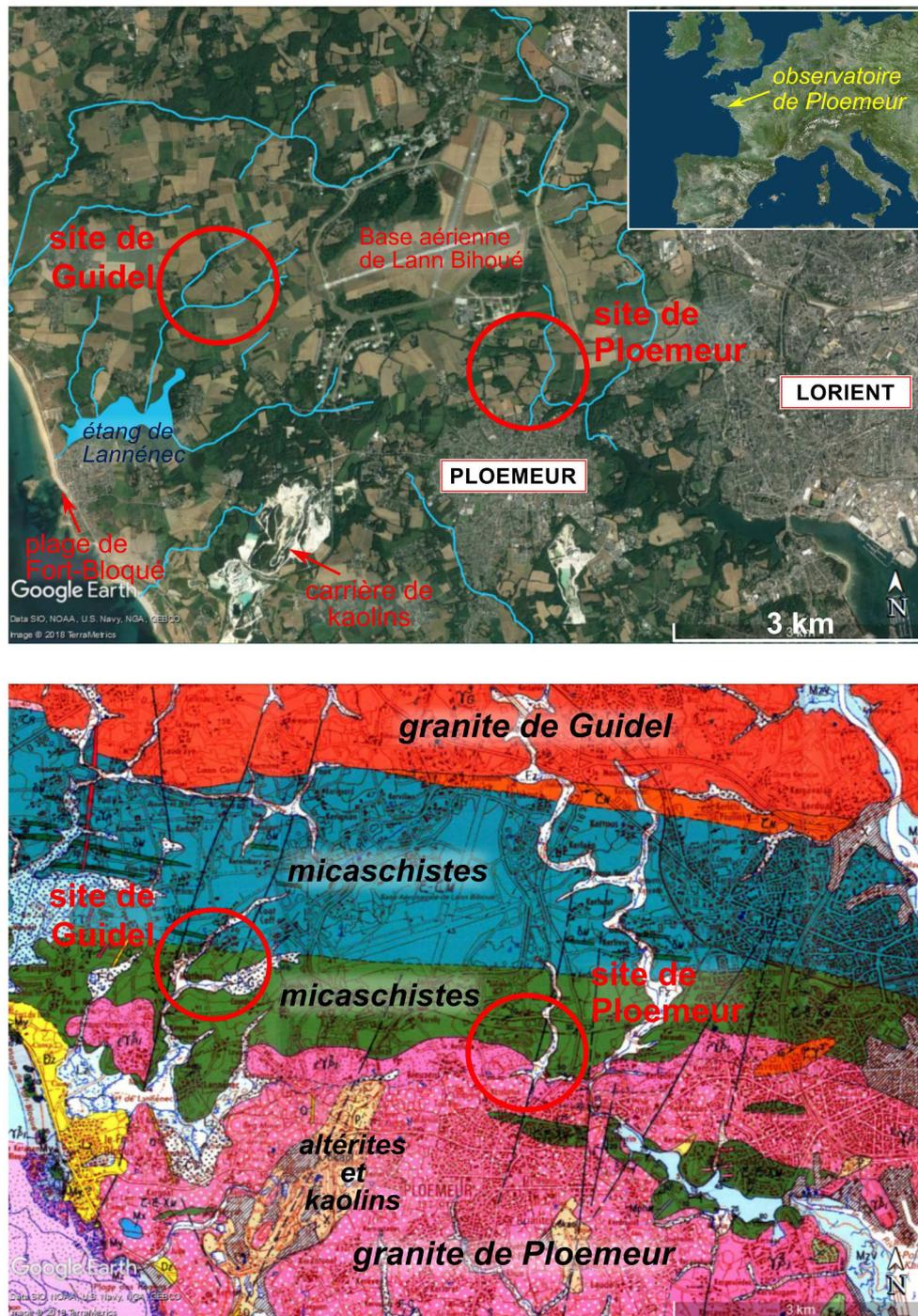


FIGURE 2.1 – Localisation des sites d'étude de Ploemeur et Guidel. **En haut** : localisation des deux sites d'étude ; le pompage municipal est effectué au niveau du site de Ploemeur ; en complément d'autres sites annexes sont étudiés ou utilisés pour des expérimentations. **En bas** : carte géologique du BRGM au niveau des sites d'études ; les limites entre les unités géologiques et les principales failles (lignes noires orientées N20E) sont très largement extrapolées à partir des observations malgré l'apparente continuité des lignes.

sont disponibles pour la recharge des aquifères. Une part de cette eau peut ruisseler en surface ou en subsurface et alimenter les rivières sans jamais recharger les aquifères. L'incertitude qui pèse sur l'estimation de la recharge est donc liée au modèle d'évapotranspiration mais aussi au partitionnement de l'eau restante. En proportion, la variabilité annuelle de ce taux de recharge est considérable car les 170 mm/an évoqués précédemment correspondent à 61 % de la valeur



FIGURE 2.2 – Le site de pompage de Ploemeur vu depuis la colline de granite; la photo est orientée vers le nord-est.

moyenne. On note un minimum annuel proche de 0 mm et un maximum de 600 mm. Ces données, issues de modèles de surface (Surfex), très locaux (Hydrus) ou empiriques (Thorntwaite) restent néanmoins à prendre avec précaution.

Finalement, d'après ces modèles de surface les aquifères bretons seraient donc plutôt bien rechargés par les pluies. Par exemple, en considérant que l'on capte tout l'écoulement, soit la recharge nette, un bassin de 3 km² pourrait fournir 22000 personnes consommant 100 L/jr. Mais la perméabilité et les capacités de stockage des roches de socles sont généralement trop faibles pour en permettre l'exploitation ou pour subvenir à l'alimentation de populations importantes. La Bretagne dont le sous-sol est constitué de roches cristallines s'alimente d'ailleurs essentiellement en eau de surface.

Spécificité du site de Ploemeur

Malgré le contexte granitique peu perméable, le site de Ploemeur produit un taux de pompage exceptionnel. Pour les besoins en eau potable de la ville, il fournit 1.10⁶ m³/an depuis 25 ans. Soit l'approvisionnement d'environ 20000 habitants. Le site de Guidel pourrait également avoir une telle productivité. Mais n'oublions pas que ce prélèvement a forcément un impact. Malgré une bonne conductivité, le pompage de Ploemeur a induit un cône de dépression relativement important avec un rabattement du niveau d'eau d'environ 25 m au droit des forages principaux. Les niveaux fleurissent désormais avec le niveau de la mer, située à quelques kilomètres à l'ouest du site. Il est clair qu'une telle sollicitation du milieu souterrain a déstabilisé l'hydrologie du bassin voire des bassins alentour, avec principalement une réduction des apports souterrains à la surface et une modification de la chimie de l'eau. On peut aussi se demander si la baisse du niveau d'eau n'a pas favorisé le processus de recharge de l'aquifère et induit une diminution de l'évapotranspiration.

Il n'en demeure pas moins qu'un débit aussi élevé demande à ce que la transmissivité et la capacité de stockage de l'aquifère soient suffisamment importantes. Ce fort rendement est expliqué par la fracturation du granite et du micaschiste sur lesquels reposent le site. Le site de Ploemeur est donc particulier car les aquifères cristallins sont rarement aussi productifs. Il soulève ainsi beaucoup de questions. La première approche consiste donc à caractériser sa structure géologique. La deuxième à caractériser le comportement hydrologique d'un tel milieu.

2.1.2 Contexte géologique

Aperçu général

Lors des forages de reconnaissance pour le futur pompage de Ploemeur, des débits allant jusqu'à 100 m³/hr ont été enregistrés au niveau de zones fracturées à différentes profondeurs. Les zones fracturées, qui ne fournissent pas toutes beaucoup d'eau, ne se situent pas à la même profondeur en fonction des forages. Comme nous allons le voir, ces fractures marquent la transition entre les micashistes présents en surface et le granite de Ploemeur.

Aujourd'hui, malgré un réseau très dense de puits et de nombreuses investigations géophysiques, on ne peut pas corréliser les arrivées d'eau entre elles car la structure souterraine qui conduit l'eau est très hétérogène et complexe [Le Borgne et al., 2006]. Pour mieux l'appréhender, il faut d'abord faire appel à la géologie. Dans ses travaux de thèse, Touchard [1999] synthétise l'état des connaissances sur la structure géologique du secteur, basées sur l'analyse des forages et des affleurements, sur les datations des roches [Bernard-Griffiths et al., 1985] et sur une étude des anomalies gravimétriques [Vignerresse, 1983]. Puis, ces études seront complétées en 2010 par de nouvelles études géophysiques dont la gravimétrie [Ruelleu et al., 2010] permettant de dessiner un schéma géologique du site d'étude (voir figure 2.3). Le réservoir hydrogéologique est donc aujourd'hui assez bien compris, néanmoins la structure considérée comme aquifère reste mal imagée et difficilement modélisable.

Histoire géologique de la zone d'étude

La structure géologique du secteur est le fruit d'évènements survenus il y a des millions d'années dans un contexte bien différent. Il y a environ 420 millions d'années (Ma), s'est formée la chaîne hercynienne suite à la collision des plaques Gondwana et Laurussia. À travers le monde, il subsiste encore des traces de cette immense chaîne de montagnes dont le massif armoricain est un vestige. Hormis l'augmentation du relief, la collision des plaques a provoqué la subduction de l'une d'entre elles. En s'enfonçant, celle-ci a partiellement fondu et formé des bulles de magma qui sont ensuite remontées par effet de densité (304 Ma environ). La remontée du fluide magmatique, associée à la tectonique régionale, a profondément modifié la structure des roches rencontrées. En particulier, les micashistes présents sur le site de Ploemeur.

Aujourd'hui, le contact entre le pluton granitique et l'unité micaschisteuse est visible grâce à l'exhumation des roches. Dans les terres, la végétation et le sol masquent la majeure partie des affleurements. En revanche, sur la plage de Fort-Bloqué à quelques kilomètres à l'ouest du site (voir figure 2.1), les roches affleurent et on comprend alors l'ampleur de l'intrusion magmatique qui s'y est produite. Le contact entre les micashistes et le granite étant orienté est-ouest globalement (voir la carte géologique sur la figure 2.1), les structures visibles sur la plage peuvent être extrapolées au niveau des terres et en profondeur. Sur la plage, on observe une transition progressive du granite aux micashistes en marchant du sud vers le nord. Cette transition s'effectue sur plusieurs centaines de mètres. Il est difficile de savoir la taille exacte de cette transition, d'une part parce qu'elle n'est pas nette et d'autre part parce qu'on ignore comment les structures ont été inclinées par la suite. Par exemple, les blocs pourraient être basculés de telle sorte que le contact nous apparaisse en biais et il nous paraîtrait alors plus large. Peut-être que cette inclinaison est aussi une cause de la bonne productivité du pompage. Il est difficile de conclure. Reste que cette transition est caractéristique d'une intrusion magmatique. On voit notamment que la déformation ductile des micashistes est de plus en plus marquée en s'approchant du granite.

Le contact entre les deux roches est aussi marqué par l'injection de fluides magmatiques résiduels (pegmatites et aplites) dans les micashistes et par des enclaves de micashistes au sein du granite. On peut supposer que lors de leur remontée, les bulles magmatiques ont intrudé les micashistes de manière hétérogène de telles sortes que certaines zones se sont détachées de l'unité

principale. Les filons de pegmatites et d'aprites se seraient eux mis en place plus tardivement car leur composition correspond plus à un liquide, dit résiduel, de fin de cristallisation du magma. Ce réseau de filons s'apparente à un système de fractures qui recoupent à la fois le granite et les micaschistes ce qui indique qu'il s'est créé lorsque le granite avait déjà en partie cristallisé par refroidissement. Il est difficile de savoir si ces fractures ont été engendrées par des pressions de fluide importantes liées à la remontée du granite et sa cristallisation conjointe ou si des contraintes tectoniques plus larges les ont ouvertes avant qu'elles ne soient injectées par les fluides résiduels. Probablement les deux processus ont joué en même temps. Plus tardivement, des failles normales, à composante décrochante dextre, et orientées globalement N20E sont venues décaler le contact entre le granite et les micaschistes à plusieurs endroits. On relève cependant peu d'informations sur ces grandes failles dont certaines semblent se prolonger jusqu'à la plage d'après la carte géologique. Le pompage de Ploemeur se situe sur une de ces failles (voir la carte géologique sur la figure 2.1).

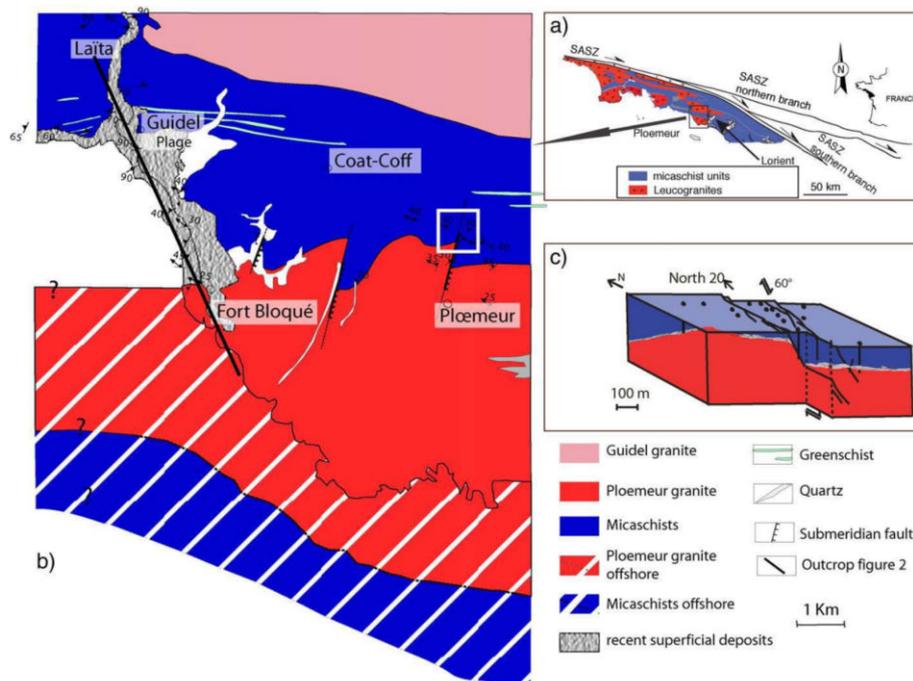


FIGURE 2.3 – Contexte géologique du site de Ploemeur. **a)** Le site de Ploemeur se situe à l'ouest de Lorient, au sud du cisaillement sud-armoricain. **b)** Carte géologique simplifiée du site. **c)** Diagramme 3D au niveau de la zone de pompage, le contact entre les micaschistes et le granite plonge doucement vers le nord et est décalé par une faille orientée N20E normale à composante dextre. D'après Ruelleu et al. [2010].

Enfin, il y a une centaine de millions d'années, la Bretagne était sous un climat tropical, cela aurait généré une érosion importante des roches et surtout une altération importante des granites et des micaschistes. En témoigne en particulier la présence de carrières de kaolins au sud du site de Ploemeur. En effet, la transformation du granite en kaolin demande une altération conséquente. D'après Boulvais et al. [2000], une telle altération serait le résultat combiné de processus hydrothermaux lors du refroidissement du magma puis de l'altération plus tardive par les eaux météoriques. La première phase aurait en quelque sorte préparé le terrain en augmentant la perméabilité des zones fracturées, préférentiellement le long des filons de pegmatites.

Sur les sites de Ploemeur et Guidel, implantés dans les micaschistes, il reste difficile d'évaluer cette altération. Les nombreux forages sur la zone indiquent une épaisseur de micaschistes altérés comprise entre 5 et 50 m. En revanche, d'après Touchard [1999], les relevés des cuttings mentionnent des zones très fracturées au niveau des filons de pegmatites symbolisant la transition vers le granite. Il est parfois fait mention de zones très altérées autour de ces zones d'écoulements préférentiels. Il est donc envisageable que les structures d'altération préférentielle ayant formées

les kaolins au sud du site soit les mêmes à 50-100 m de profondeur au droit des sites étudiés.

2.1.3 Un site hydrogéologique en contexte hétérogène

Nous allons maintenant présenter succinctement les principaux travaux qui se sont attachés à comprendre les caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques de cet aquifère hétérogène.

Tests hydrauliques à différentes échelles

L'observatoire de Ploemeur dispose d'un réseau de forages conséquent, dont une vingtaine est implantée dans un rayon de 700 m autour de la zone de pompage (figure 2.4). Ils atteignent typiquement une profondeur de 100 m. Une quinzaine de ces forages disposent d'un suivi régulier automatisé. De nombreux tests hydrauliques ont été menés dans les forages proches des pompes [Le Borgne et al., 2006]. Ils permettent de caractériser les propriétés de l'aquifère de l'échelle du forage à l'échelle de quelques centaines de mètres. Des essais de pompage de longue durée ont aussi été menés par Le Borgne et al. [2006]. Ils constituent quant à eux des tests à grande échelle car l'échelle d'investigation augmente pendant que la dépression se propage autour du puits pompé. Ainsi les sollicitations de longue durée, pourvu que leur amplitude soit suffisamment importante, permettent de caractériser des propriétés plus globales du système. La mise en pompage pour l'alimentation en eau potable de Ploemeur est donc une belle expérience à grande échelle même si l'on dispose de peu d'informations sur l'état initial du système.

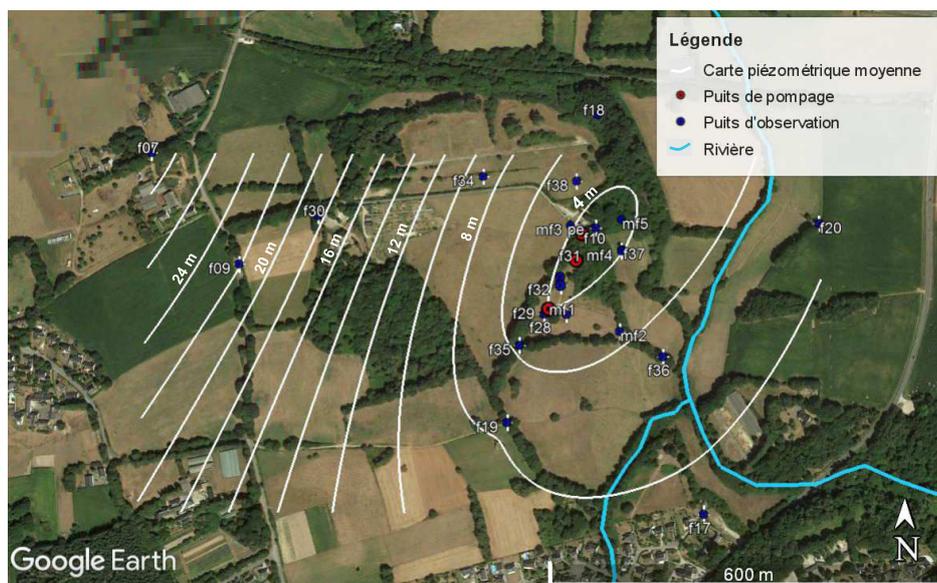


FIGURE 2.4 – Carte piézométrique moyenne du site de Ploemeur. La carte est basée sur l'interpolation des niveaux moyens mesurés dans les puits; les niveaux sont en mètre par rapport au niveau marin (mNGF).

Le Borgne et al. [2006] concluent de ces essais à différentes échelles que la variabilité spatiale de la transmissivité diminue lorsque l'échelle d'investigation augmente. La transmissivité à large échelle semble converger vers $1-3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, ce qui est à peu près la plus grande valeur obtenue à plus petite échelle. Ces constatations indiquent donc une bonne connectivité des zones les plus conductrices à l'échelle du site. En revanche, le coefficient d'emmagasinement reste variable même quand il est estimé à partir des essais de pompage de longue durée. Il est estimé entre 10^{-4} et 10^{-2} selon les forages où les niveaux sont mesurés.

Composition chimique de l'eau des forages

Les travaux déjà très interdisciplinaires de Touchard [1999] ont révélé à partir de l'étude de la composition chimique de l'eau des différents forages que l'eau pompée était un mélange entre des eaux vieilles et jeunes. Les dernières études sur la géochimie des eaux de Ploemeur [Ayraud et al., 2008; Roques et al., 2018] montrent en particulier que l'eau pompée provient de différents pôles ou réservoirs ayant des signatures géochimiques différentes. Le pompage a d'ailleurs modifié la contribution de ces différents pôles en réorganisant les flux souterrains.

La perturbation physique semble avoir également modifiée les processus chimiques et notamment engendrée une dénitrification probablement à cause d'un mélange plus important entre des eaux de différentes composition. En effet, localement le pompage brasse des eaux jeunes chargées en oxygène et des eaux plus vieilles, plus minéralisées et plus chaudes aussi, ce qui peut expliquer la réactivité.

Suivi des concentrations en CFC dans les forages

Sur Ploemeur, nous disposons donc d'un suivi des concentrations en CFC dans l'eau des forages. Ces composés sont des gaz dissous qui proviennent des eaux de pluie. L'évolution de la concentration de ces gaz dans l'eau de pluie est connue et mesurée (figure 2.5). Elle est particulière étant donné que ces gaz sont d'origine industrielle et ont augmenté constamment de 1944 aux années 2000, avant de commencer à réduire lentement depuis l'entrée en vigueur du protocole de Montreal (fin des années 1980) limitant leur utilisation (voir figure 2.5).

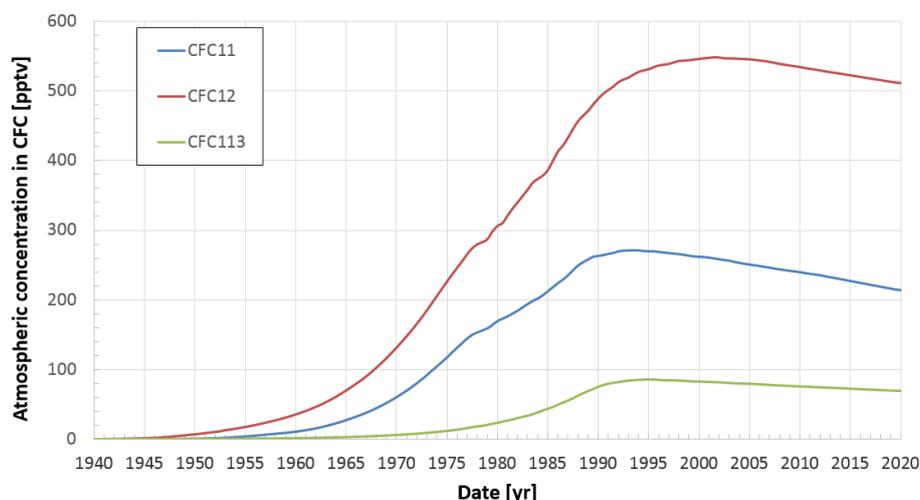


FIGURE 2.5 – Concentrations en gaz CFC dans les eaux de pluies depuis 1940. D'après National Oceanic and Atmospheric Administration.

Leur prélèvement s'effectue par un pompage des zones les plus transmissives dans les forages, puis au bout d'un certain temps la concentration est relevée et est supposée être représentative de l'aquifère localement [Labasque et al., 2014]. Les pluies chargées en CFC, dont seule une partie s'infiltre selon nos modèles de recharge, constituent donc un test de traçage à l'échelle de l'aquifère. Un inconvénient est que la concentration "injectée" forme un plateau à partir des années 1990. Par conséquent, comme le temps caractéristique sur Ploemeur semble plus faible que l'âge de ce plateau, ses données seront moins discriminantes que si nous avions l'évolution des CFC dans les forages avant les années 1990. Par exemple, imaginons que l'eau de pluie mette en moyenne 10 ans à circuler de la surface du sol aux puits de pompage, alors des mesures effectuées en 2010 vont être assez proches de mesures effectuées en 2000 et seront donc très peu discrimi-

nantes.

D'autres problèmes apparaissent du point de vue pratique. L'étude des données montre en effet une éventuelle pollution aux CFC dans l'aquifère du fait de valeurs anormalement élevées pour être le seul fait des écoulements souterrains (figure 2.6). Cette pollution est de plus mal évaluée dans l'espace et la très faible concentration en CFC due aux seules précipitations est facilement perturbée par des pollutions extérieures.

Aussi, l'étude des mesures montrent que les concentrations des trois types de CFC étudiés (CFC11, CFC12 et CFC113) sont parfois discordantes au sein des mêmes forages sans logique apparente. Pour valider une mesure de CFC au niveau d'un forage, nous avons comparé l'âge obtenu en fonction de chaque CFC à partir d'un modèle simple classiquement utilisé (travail effectué par T. Labasque). Nous n'avons alors conservé que les données pour lesquelles l'âge était similaire pour au moins deux types de CFC (voir par exemple les forages conservés pour le CFC113 dans l'encart de la figure 2.6). Ces écarts importants ne peuvent être attribués à une dégradation hétérogène et différente de certains CFC où à la présence de pollutions.

L'échantillonnage de ces traceurs joue également un rôle essentiel au vu de l'hétérogénéité et de la complexité de l'aquifère fracturé. Les concentrations sont sans doute différentes si le forage intercepte une structure plus ou moins profonde et plus ou moins conductrice. Pour résumer, il reste délicat d'interpréter les concentrations mesurées en terme de processus hydrogéologiques de façon qualitative.

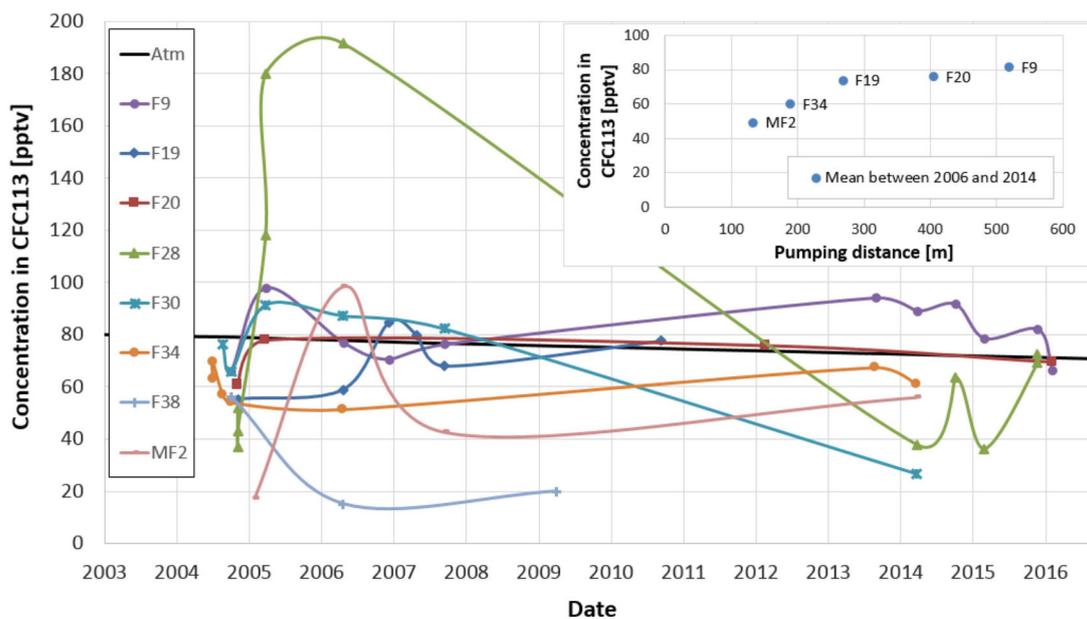


FIGURE 2.6 – Concentrations en CFC113 dans les forages de Ploemeur. Y figure en noir la concentration dans l'atmosphère. L'encart représente, en fonction de la distance au pompage, les concentrations moyennes dans les forages pour lesquels les concentrations en CFC11 ou CFC12 sont cohérentes avec celles en CFC113.

Suivi des déformations en surface

Plusieurs études [Biessy et al., 2011; Moreau and Dauteuil, 2013; Moreau et al., 2006] ont comparé les déplacements verticaux mesurés par des GPS aux variations piézométriques dans les forages. Elles ont permis d'estimer le coefficient d'emmagasinement spécifique (multiplié par l'épaisseur de l'aquifère) de l'aquifère à environ $3 \cdot 10^{-3}$ d'après les variations hydro-mécaniques mesurées à l'échelle saisonnière. En revanche, la comparaison entre les variations piézométriques

et les déplacements verticaux suite à un essai de pompage de 40 heures est plus délicate. Au vu de l'incertitude de mesure associée au GPS (de 1 mm à 1 cm), Moreau and Dauteuil [2013] évaluent tout de même l'emmagasinement à 8.10^{-4} sur ce test à court terme. D'après Biessy et al. [2011], les déformations verticales enregistrées sont dépendantes de l'implantation du GPS et des variations piézométriques associées, mais l'ordre de grandeur du coefficient d'emmagasinement estimé reste le même. Ils relèvent de plus l'influence de l'eau stockée dans les premiers horizons du sous-sol qui ferait gonfler le sol au début de la saison humide, ce qui expliquerait l'avance de phase du GPS par rapport à la piézométrie. Enfin, ces différents auteurs mentionnent aussi la réversibilité des déplacements horizontaux et verticaux entre les saisons.

Ces corrélations entre les déformations verticales et les variations piézométriques révèlent donc le caractère confiné de l'aquifère car la structure souterraine "se gonfle" quand la charge hydraulique augmente et inversement. De plus, la compressibilité de l'aquifère semble élevée d'après les estimations du coefficient d'emmagasinement. On interprète cette forte compressibilité par la capacité à s'ouvrir et se comprimer de la zone fracturée.

Le site de Ploemeur a été instrumenté par des inclinomètres longue-base dès 2006 (LB1 N75E et N328E). Ces instruments mesurent l'inclinaison du sol avec une précision de l'ordre de 10^{-9} rad, soit un dénivélé de 1 mm sur 1000 km. Comme pour les GPS, on suppose que le dispositif expérimental est parfaitement couplé à la roche, donc qu'il n'y a pas de pertes de signal entre le support naturel et l'instrument. Cela reste difficile à prouver étant donné la quantité de bruit non expliqué qui peut apparaître dans ces mesures dites (hydro)géodésiques.

À partir d'un essai de pompage suivi entre autres par ces inclinomètres longue base, Schuite et al. [2015] évaluent par inversion d'un modèle hydro-mécanique le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère à $3,4.10^{-4}$ - $1,4.10^{-3}$ et la transmissivité à $3,7.10^{-3}$ - $1,2.10^{-2}$ m²/s. De plus, l'expérience a également montré que l'orientation de la faille propice à l'écoulement serait plutôt N30E.

Le plan de déformation obtenu par le produit vectoriel de deux signaux inclinométriques orientés dans les directions N75E et N328E semble s'incliner chaque année selon un axe nord-sud grossièrement [Schuite, 2016]. La figure 2.7 retrace l'orientation de cette direction principale de déformation mesurée entre 2006 et 2011. Elle montre notamment que la direction est sensiblement différente entre la montée et la baisse des niveaux piézométriques. Lorsque les niveaux piézométriques sont en train de monter le plan s'incline selon un axe nord-nord-ouest, et plutôt nord-nord-est quand les niveaux baissent. Contrairement à l'expérience court-terme mentionnée précédemment, l'interprétation de ces déformations à l'échelle saisonnière est plus délicate car des processus à plus grande échelle peuvent intervenir. À l'échelle saisonnière, les écoulements des zones de recharge vers l'exutoire (ici le pompage) peuvent influencer voire constituer la majeure partie du signal temporel mesuré par l'inclinomètre. On distingue d'ailleurs pour certaines années les fluctuations imputées aux variations journalières de débit (sur les montées 2010 et 2011 par exemple sur la figure 2.7). Il reste aussi envisageable que les fluctuations saisonnières du débit influencent le signal inclinométrique ce qui expliquerait la différence de comportement entre la baisse des niveaux, au moment où les pompages augmentent, et leur remontée. Ces observations restent néanmoins à nuancer au vu du rôle incertain des fluctuations de pompage à proximité et du comportement inexplicable de l'inclinomètre LB1 N328E.

Exemples de modèles hydrogéologiques du site de Ploemeur

À l'échelle d'une dizaine de kilomètres carrés comprenant le site de pompage, Leray et al. [2014, 2012] ont modélisé l'aquifère avec une structure proche de celle présentée sur l'encart c) de la figure 2.3. Les auteurs ont choisi de donner une certaine épaisseur à la zone de contact et à la faille N20E, ces deux structures constituant des zones de fortes perméabilités. L'objectif était d'évaluer la sensibilité des temps de résidence de l'eau pompée à la structure du modèle. Comme

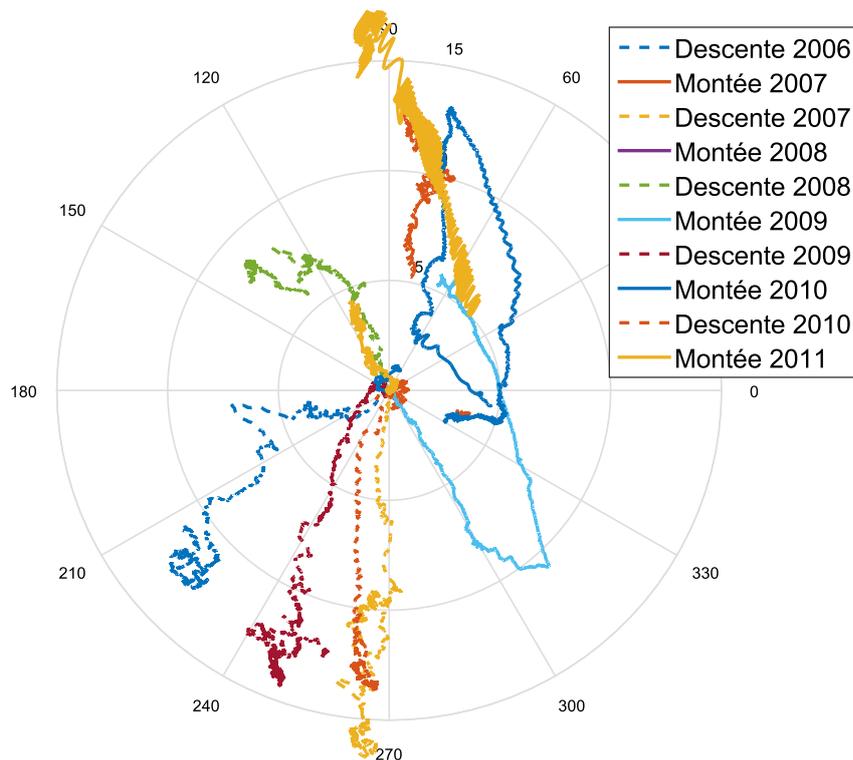


FIGURE 2.7 – Évolution saisonnière de la direction du plan de déformation mesuré par les inclinomètres LB1 N75E et N328E. Les couleurs correspondent à des périodes de baisse et de montée du niveau d'eau dans l'aquifère (respectivement de mars à novembre et de novembre à mars généralement); pour une meilleure lisibilité le tilt est remis à zéro entre chaque période; les puits de pompage sont dans la direction N70E en moyenne; le pendage du plan en μrad est indiqué par les cercles concentriques.

déjà suggéré auparavant, il apparaît que la zone de contact par son faible pendage intercepte et conduit une quantité importante d'eau infiltrée sur le bassin. La faille favoriserait quant à elle le drainage de la zone de contact vers la surface. Dans un premier temps, le modèle calibré sur le niveau d'eau moyen au principal puits pompé a permis d'évaluer la transmissivité moyenne de l'aquifère à $1,7-3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Dans un second temps, la calibration obtenue sur l'âge CFC12 au puits de pompage a permis de contraindre le produit de l'épaisseur moyenne et de la porosité du modèle à une valeur de 6-10 m.

Jimenez-Martinez et al. [2013] ont utilisé un modèle analytique 1D beaucoup plus simple pour étudier la réponse temporelle du système aquifère de Ploemeur. Les auteurs analysent la fonction de transfert dans le domaine fréquentiel entre la piézométrie mesurée dans différents puits et le taux de recharge estimé par un modèle de type Thornthwaite. Malgré l'hétérogénéité de l'aquifère, les auteurs démontrent que le comportement du système s'apparente à un modèle de réservoir linéaire à l'échelle saisonnière. Cependant, les paramètres de ce modèle dépendent des puits analysés signifiant que les propriétés varient dans l'espace. Par analogie avec un modèle de Dupuit, la transmissivité est estimée entre $4 \cdot 10^{-3}$ et $4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Le coefficient d'emménagement varie lui entre $5 \cdot 10^{-3}$ et $5 \cdot 10^{-2}$.

Modèle conceptuel du site

L'hétérogénéité de l'aquifère se manifeste donc à travers les observations des cuttings de forages et à travers la variabilité des comportements hydrauliques observés dans ces mêmes forages.

On peut conclure que la transmissivité est très variable localement mais qu'elle s'homogénéise à plus grande échelle. Au niveau des forages, elle dépend de l'interception des structures conductrices. Les mesures de la chimie et de la température de l'eau dans les forages indiquent aussi une hétérogénéité importante et une contribution différente des structures. Malgré, des informations sur l'origine de l'eau ces dernières mesures ne permettent pas encore de valider un modèle physique représentant les principales structures contrôlant le comportement hydrologique du milieu souterrain.

La compréhension du site est synthétisée à travers la figure 2.8. Cette conception résulte du savoir emmagasiné sur le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère. Cependant, cela reste une image simplifiée de la réalité. La capacité de stockage des structures et leur connexion demeurent méconnues à cette échelle de l'ordre de quelques kilomètres. De même, les processus de recharge, localisés dans des fractures sur cette illustration, restent non identifiés. Pour valider cette vision du site de Ploemeur, mais aussi pour un besoin de compréhension, des modèles doivent être implémentés. Plusieurs options sont possibles. Il apparaît que l'on dispose d'une connaissance préalable du site à l'échelle du secteur sur la figure 2.3 et la figure 2.8. Mais cette connaissance reste principalement qualitative à l'échelle du site de pompage.

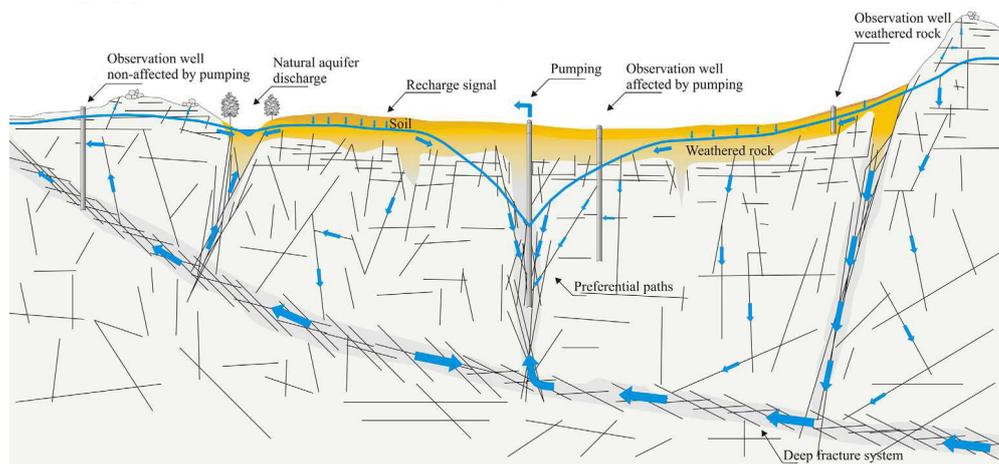


FIGURE 2.8 – Schéma conceptuel de l'aquifère fracturé de Ploemeur. D'après Jimenez-Martinez et al. [2013].

D'après la figure 2.8, les volumes d'eau circulant et contribuant au pompage sont symbolisés par la taille des flèches. La figure 2.9, dont les chiffres sont issus de l'analyse de différents éléments chimiques dans le puits de pompage et les puits d'observation, donne des informations plus quantitatives sur la contribution des différentes structures. L'enjeu est donc d'explicitier ces flèches à travers un modèle physique. Néanmoins, la représentation des structures et la paramétrisation qui lui est associée n'est pas évidente. Il est donc difficile de modéliser ces structures à partir des équations d'écoulement en milieux poreux au vu des incertitudes sur les conditions limites et sur l'organisation et les propriétés des structures géologiques.

Le pompage de Ploemeur prouve que la zone conductrice (si on peut considérer qu'il n'y en a qu'une) s'inscrit dans un système plus vaste à l'échelle annuelle. En effet, malgré un prélèvement de $1.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, le niveau piézométrique, donc le stock d'eau, s'est stabilisé après environ 5-7 ans de diminution (voir figure 2.10). Cette zone conductrice est donc capable de drainer et conduire un volume de pluie tombé sur une aire d'alimentation d'au moins 3 km^2 en supposant un taux de recharge par les pluies de 0.27 m/an (valeur haute).

De manière intuitive, on peut supposer que les chances de tomber sur des fractures très conductrices augmentent avec le volume sondé, à condition que les structures soient connectées à plus grande échelle comme cela semble être le cas sur le site de Ploemeur. Ainsi, malgré la complexité

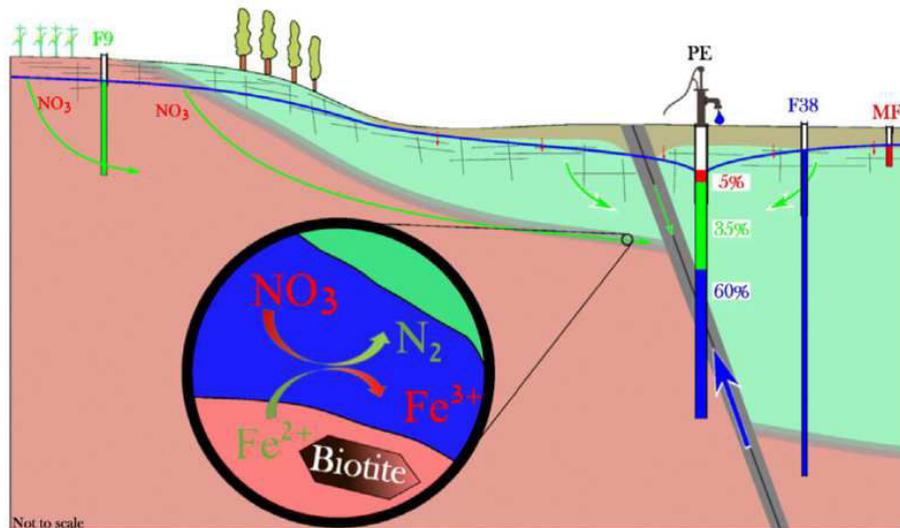


FIGURE 2.9 – Un autre schéma conceptuel de l'aquifère fracturé de Ploemeur. Les contributions des différentes structures au débit de pompage sont estimées à partir de l'analyse des concentrations en éléments chimiques dans les forages. D'après Roques et al. [2018].

et l'hétérogénéité du milieu, on peut envisager de le décrire plus simplement par quelques structures principales [Leray et al., 2012] voire par un seul milieu équivalent [Jimenez-Martinez et al., 2013]. Dans ce cas, il est décrit par des propriétés moyennes équivalentes, des conditions limites (climat, pompage, topographie) et des lois physiques.

2.1.4 Questions scientifiques associées

L'observatoire hydrogéologique de Ploemeur repose donc sur une structure souterraine hétérogène qui se caractérise par des flux souterrains importants localement. À l'échelle du réseau de forages, les observations ne révèlent aucune corrélation entre la profondeur et les fractures les plus productrices si ce n'est une légère augmentation de leur densité avec la profondeur. Il est probable que le même type de structure contrôle le comportement à l'état naturel du site de Guidel et pourrait expliquer le débit assez élevé du cours d'eau. De manière générale, ces sites sont des observatoires privilégiés du comportement hydro(géo)logique en contexte hétérogène pour étudier comment le milieu souterrain impacte la redistribution de l'eau des pluies et comment il interagit avec la surface.

La question de l'origine de l'eau sur Ploemeur reste d'actualité malgré un impressionnant suivi depuis plus de 25 ans. Est-ce que l'eau vient principalement de l'infiltration sur le bassin versant topographique du pompage ou vient-elle de plus loin ? Est-elle distribuée de façon homogène ou localisée dans des chemins préférentiels, des fractures reliant la surface à l'aquifère ? Enfin, que vaut le taux de recharge ? Nous n'avons pas d'estimation robuste de cette recharge sur l'observatoire de Ploemeur.

De manière générale, cette thématique scientifique ne s'applique pas uniquement à un observatoire mais à l'ensemble des systèmes hydrologiques. Les processus de recharge des aquifères (voire de redistribution des pluies) font globalement l'objet d'estimations incertaines et peuvent mener à une mauvaise compréhension puis de mauvaises prévisions (voir par exemple les incertitudes de modélisation obtenues par Hartmann et al. [2017] à plus grande échelle). De plus, le site de Ploemeur constitue une opportunité d'évaluer comment les pompes déstabilisent l'environnement et comment la ressource évolue dans le temps. La figure 2.10 illustre cet aspect transitoire avec des variations annuelles de la ressource disponible amplifiées par le pompage. D'autant plus

que la consommation augmente durant les années et saisons sèches.

Il faut souligner un autre point important, le stock ou volume d'eau souterraine disponible dans le système demeure non quantifié. Les variations piézométriques ne sont qu'une image de la ressource à des points d'observations donnés relativement proches des pompages. Quelle est l'épaisseur équivalente de l'aquifère ? Quelle est sa porosité ? Quelle est son extension ? Plus directement, quel est le volume d'eau sollicité ?

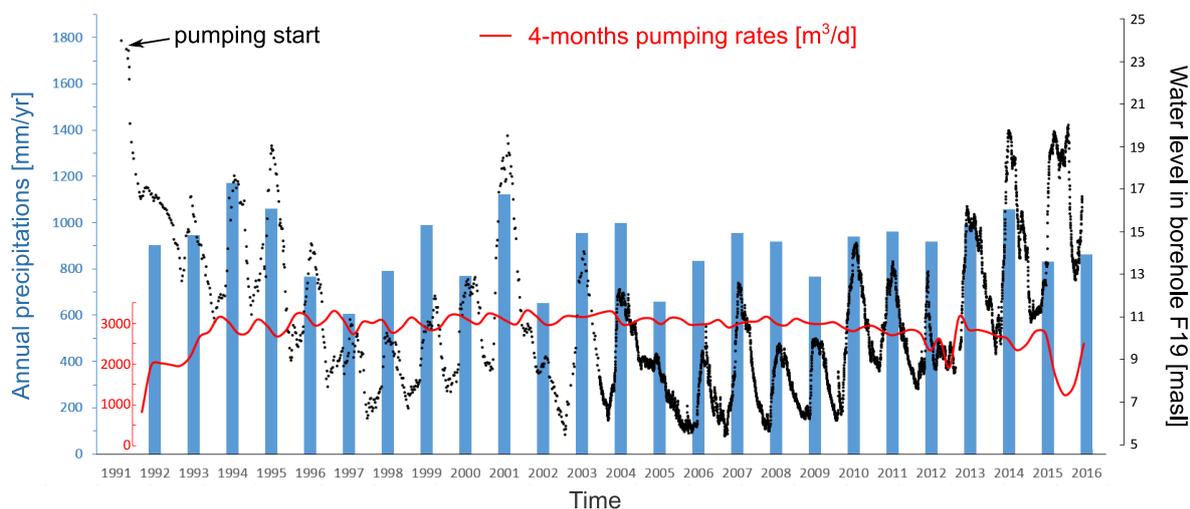


FIGURE 2.10 – Évolution de la ressource en eau à travers la piézométrie à Ploemeur en fonction des forçages anthropiques et climatiques.

Une autre question scientifique qui se rapporte à l'observatoire de Ploemeur est le comportement des systèmes fracturés. Comment les fractures sont connectées, comment transmettent-elles l'eau ? Comment se déforment-elles ? Et comment peut-on les caractériser à partir des observations ? Les mesures permettent de nous informer localement, mais estimer des propriétés qui nous intéressent à notre échelle reste un vrai défi dans ce type de système. Les applications qui découlent de ces recherches sur le rôle des hétérogénéités et le comportement hydraulique de ces systèmes sont diverses. On peut citer le stockage de déchets, le stockage de CO₂, la géothermie, les interactions entre les aquifères et les rivières, la compréhension des processus de recharge ou encore la réactivité chimique.

Pour finir, ces systèmes hétérogènes mènent à des processus géochimiques complexes. Dans ce type de système, la composition géochimique de l'eau des forages est le résultat d'un mélange d'eaux d'origines différentes. Le temps de séjour de l'eau issue des pluies dans les aquifères ainsi que sa distance parcourue dans le milieu aboutissent théoriquement à une signature particulière. En réalité, les eaux souterraines provenant de différents compartiments se mélangent et peuvent mener à des réactions bio-géochimiques. Il est envisageable que le mélange et donc la réactivité soient exacerbés dans les systèmes fracturés. Néanmoins, la modélisation des processus géochimiques nécessitent des modèles physiques d'écoulement. Or, nous avons vu que ces modèles font défaut en contexte hétérogène. D'autant que les processus géochimiques ne se produisent pas forcément à la même échelle que les processus d'écoulement que l'on souhaite représenter [Babey, 2016].

À Ploemeur, le pompage a modifié la chimie de l'eau avec un temps de réponse d'un dizaine d'années, donc plus long que la piézométrie (figure 2.11). Cette estimation provient de Roques et al. [2018]. Il apparaît que la décomposition de l'eau pompée en différents pôles (la fraction de chaque pôle est indiquée sur l'échelle verticale de la figure 2.11) ait mis environ 10 ans pour trouver un nouvel équilibre. Cette modification est liée aux parcours différents de l'eau imposé par le pompage qui oriente les flux dans sa direction et augmente considérablement les gradients hy-

drauliques. Désormais, les vitesses de circulation sont plus grandes, donc le temps de contact avec les roches est plus court pour l'eau qui tombe à proximité du pompage. L'évolution de la chimie de l'eau suite au pompage constitue donc une belle expérience à grande échelle pour comprendre les processus de mélanges.

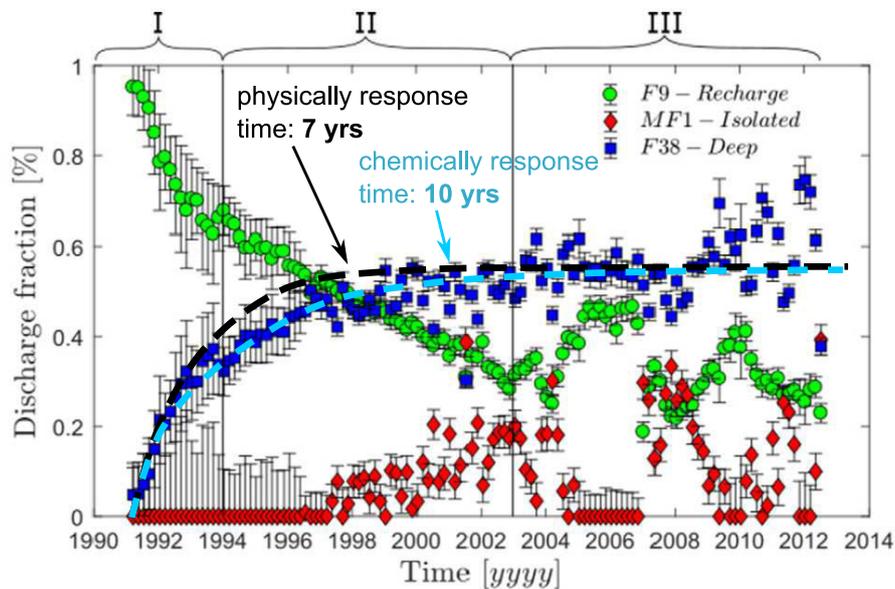


FIGURE 2.11 – Évolution des pôles chimiques dans l'eau pompée à Ploemeur. Le temps pour atteindre un équilibre de la chimie de l'eau est d'environ 10 ans contre seulement 5-7 ans d'après la piézométrie. Cependant, les signaux montrent toujours des fluctuations annuelles. D'après Roques et al. [2018].

De manière générale, l'observatoire de Ploemeur permet un suivi à long-terme des aquifères par différents types de mesures. La pluridisciplinarité permet de mieux contraindre notre compréhension du système puisque chaque type d'observable apporte une information différente sur les processus. Le suivi à long terme permet d'intégrer cette compréhension à l'échelle des temps caractéristiques des systèmes hydrologiques. L'étape clef dans la compréhension des processus est l'interprétation des mesures par des modèles. Ce sont ces modèles qui permettent d'expliquer les comportements observés en extrayant le pouvoir explicatif des données mesurées.

2.2 L'observatoire de Guidel

2.2.1 Présentation générale de l'observatoire de Guidel

L'observatoire de Guidel est un site à priori très comparable à celui de Ploemeur situé à quelques kilomètres (figure 2.1), hormis qu'il n'y a pas de pompage à Guidel. Le contexte géologique semble en effet très similaire au premier ordre si ce n'est que le site de Guidel est plus éloigné de la zone de contact entre les micaschistes et le granite située à quelques centaines de mètres plus au sud. La localisation de cette zone de contact en surface est en fait incertaine car on a vu qu'elle n'était pas franche d'après les forages et les affleurements et qu'elle était masquée en grande partie par les sols. Il en résulte que le granite plongeant sous les micaschistes n'est pas atteint par les différents forages de Guidel malgré leur profondeur moyenne d'environ 100 m. En revanche, les forages intersectent des zones fracturées et des arrivées d'eau tout comme sur le site de Ploemeur. Cela signifierait qu'au moins la partie supérieure de la zone de contact est atteinte. Pour cette raison le site a été choisi pour une mise en pompage par Lorient Agglomération dans un futur proche.

Le bassin qui nous intéresse, situé en partie sur la commune de Saint-Mathieu, comprend deux

rivières se rejoignant au niveau d'une zone humide d'environ 0,04 km² puis se jetant dans l'étang de Lannéec quelques centaines de mètres en aval (figure 2.12). Le débit de rivière présente la particularité d'être plutôt élevé comparé à la superficie de son bassin versant topographique (2,6 km²). Si on compare à Ploemeur, au lieu d'être attirer vers un pompage, les eaux souterraines convergent vers la surface principalement dans les bas topographiques donnant naissance à une rivière et une zone humide. Cependant, une part inconnue de ces eaux souterraines continuent de s'écouler et gagne la surface plus en aval du bassin versant d'étude.

Le cours d'eau le plus au nord est moins important, voire parfois à sec durant l'été. En remontant les cours d'eau, on note également la présence de quelques zones humides en plus de la principale. Ces zones seraient alimentées par l'aquifère dont la charge hydraulique est par endroit supérieure à la topographie comme en atteste la présence de plusieurs piézomètres artésiens (PZ2, PZ26, PZ23). On peut voir par la présence de cette zone humide permanente et par les débits de rivières importants, la signature en surface de flux hydrogéologiques importants.

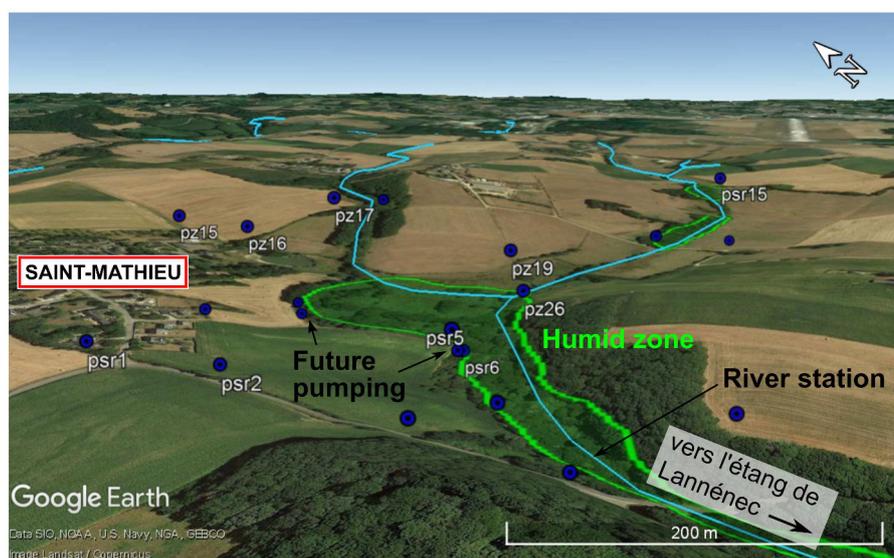


FIGURE 2.12 – Vue Google Earth du site de Guidel ; la zone humide délimitée en vert est d'environ 0,04 km² ; y figure les différents forages ainsi que la localisation de la station de jaugeage.

2.2.2 Hydrogéologie du site de Guidel

Réponse piézométrique à l'essai de pompage

Sur Guidel, un pompage de deux mois a été réalisé en 2009 afin d'évaluer la transmissivité du site en vue d'un pompage complémentaire pour la ville. L'essai de pompage a été réalisé de septembre à novembre 2009 à travers trois forages en bordure nord de la zone humide principale. Le débit imposé était en moyenne de 150 m³/hr (180 m³/h au maximum), soit un débit un peu plus grand que le pompage de Ploemeur (120 m³/h en moyenne). Le niveau piézométrique a été suivi grâce à un réseau de 18 piézomètres captant de 52 à 150 m de profondeur (figure 2.12). Ce réseau permet aujourd'hui un suivi automatisé des niveaux piézométriques.

Les niveaux mesurés au cours du pompage n'ont pas tous évolués de la même façon en fonction des forages. Au niveau des puits de pompage et de la plupart des puits d'observation, le rabattement a atteint une valeur maximale de 25 m, le niveau piézométrique est alors passé à une quinzaine de mètres sous le niveau marin. Certains puits se démarquent avec un rabattement

beaucoup plus faibles. Il s'agit principalement des puits au nord et à l'est du site : PZ16, PZ17, PZ18 et PZ24. D'autres semblent très peu affectés par le pompage : PSR1, PSR2, PZ15, PZ2, PZ15 et PZ25. Les piézomètres sur les hauts de versant dans la partie est ont donc tendance à ne pas réagir au pompage. Ces derniers ne semblent pas connectés à la structure conductrice et de plus certains n'intersectent pas de zones fracturées. Pour la plupart des forages aux alentours de la zone humide, la connectivité semble bonne et la réponse au pompage semble surtout fonction de la distance à celui-ci.

D'après l'interprétation par la méthode de Theis des rabattement dans les forages très influencés par le pompage, la transmissivité du milieu serait de l'ordre de $3 \cdot 10^{-4}$ m²/s et le coefficient d'emmagasinement serait lui plus variable, entre $1 \cdot 10^{-3}$ et $1 \cdot 10^{-1}$ (*Lenaig Rolland du Roscoat, rapport de stage de Master 1, Géosciences Rennes, 2010*).

Le rayon d'action de l'essai de pompage est difficile à évaluer. En effet, plus la distance au pompage augmente et plus son influence est faible et se mêle aux variations piézométriques saisonnières. Au moment du pompage à la fin de l'été, les niveaux piézométriques étaient en effet déjà en cours de diminution (*Attaher Souleymane Gourgoudou, rapport de stage de Master 1, Géosciences Rennes, 2016*).

2.2.3 Présentation des débits observés à Guidel

D'autres instrumentations sont venues compléter le dispositif de mesure de la piézométrie. Notamment un suivi de la géochimie et de la température de l'eau des forages, une station de mesure du débit et de la conductivité de la rivière (2017) ainsi que plusieurs campagnes d'imagerie géophysique.

La figure 2.13 retrace les débits observés à l'exutoire de la zone humide de Guidel (mis au pas journalier). Ces débits ne sont pas mesurés directement mais sont estimés par la calibration des mesures du niveau d'eau dans la rivière et de mesures ponctuelles du débit par traçage. Il en résulte une incertitude d'une dizaine de pourcents sur l'estimation finale du débit.

En complément, on dispose d'un suivi effectué en 2009 dans le cadre de l'étude pour l'éventuelle mise en pompage du site de Guidel. Les mesures du 14 septembre 2009 indiquent des débits de 7,3 et 13,3 m³/h respectivement en amont et en aval de la zone humide. Il y a donc un apport souterrain conséquent au niveau de la zone humide. Le 13 novembre 2009, à l'issue de l'essai de pompage mais aussi suite à des pluies importantes à l'origine d'une remontée de la piézométrie sur le site de Loyan (au sud de Guidel), les débits sont passés à 51,4 et 70,2 m³/hr. Le débit et les apports au niveau de la zone humide sont donc restés élevés malgré des niveaux piézométriques situés 20 m sous la topographie d'après les piézomètres aux alentours de cette zone.

Le débit à la fin de l'été 2009 était donc proche de celui observé en juillet 2017 (10-20 m³/hr). Les variations saisonnières de ce petit cours d'eau sont importantes avec des débits de crues de l'ordre de 300 m³/hr soit 30 fois le débit à l'étiage. Les épisodes de pluies sont bien corrélés avec les pics observés sur la courbe de restitution.

En comparant le débit mesuré à la recharge théorique du bassin (taux de recharge selon Thornthwaite ou d'après *Surfex*, multiplié par l'aire du bassin versant), on remarque que le débit est plus élevé que ce qu'il devrait. En particulier à l'échelle de quelques mois, le débit écoulé semble bien supérieur à la recharge reçue par le bassin (figure 2.14). Pour l'année hydrologique débutant à l'automne 2016, la recharge modélisée ne débute qu'en février 2017, quelques jours après le début des mesures de débit. D'après le graphique présenté sur la figure 2.14, le volume écoulé à la station de jaugeage a commencé à être excédentaire dès la fin mars jusqu'à devenir 2 à 3 fois plus grand que la recharge estimée sur le bassin. Il est difficile de savoir à partir de ces seules données si l'écart constaté entre la recharge et le débit de la rivière provient d'un flux souterrain ou d'une mauvaise estimation du taux de recharge. La courbe des pluies cumulées montrent que le volume de ces der-

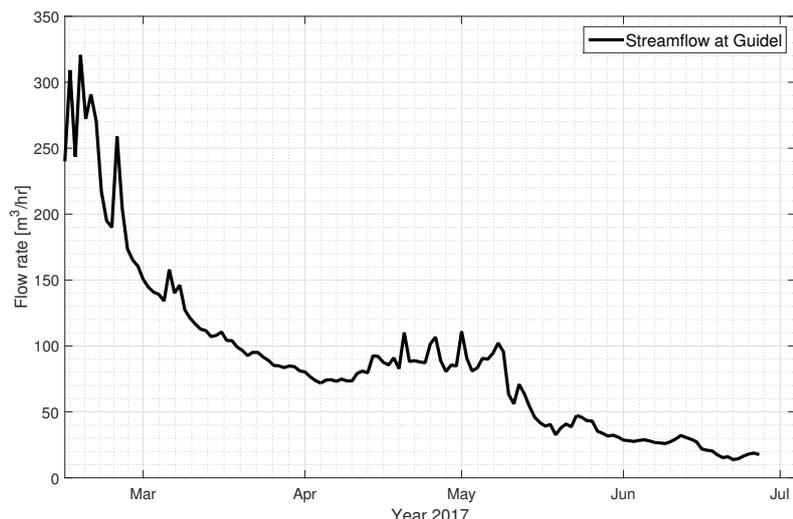


FIGURE 2.13 – Débit de rivière mesuré à Guidel, ramené au pas journalier; la mesure initiale porte sur la hauteur d'eau dans la rivière à une fréquence de 4 minutes.

nières était néanmoins suffisant pour expliquer les débits observés. Mais quelle part serait alors laissée à l'évapotranspiration ?

À noter que cette unique année de mesure était exceptionnellement sèche en terme de recharge modélisée, nous verrons par la suite que les pluies efficaces étaient bien plus importantes les années précédentes. Cependant, nous ne disposons que de ces mesures de débit. La représentation de cette période particulière est donc un défi pour la modélisation de la recharge et des écoulements souterrains.

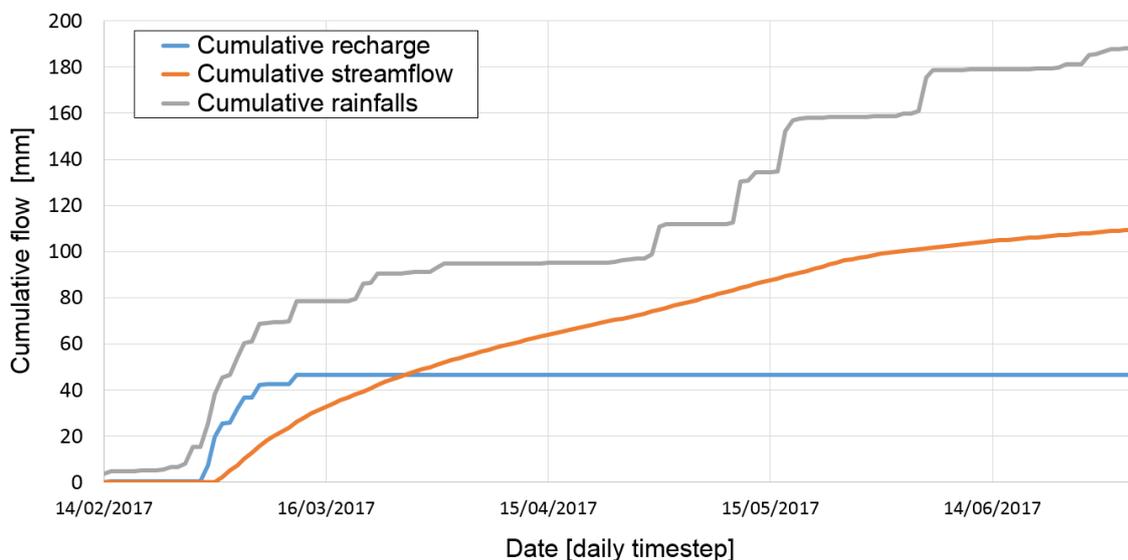


FIGURE 2.14 – Comparaison entre les cumuls du débit de la rivière et de la recharge par les pluies; les précipitations sur le bassin sont également représentées; le débit a été ramené en millimètres après division par l'aire du bassin versant topographique de la station de jaugeage.

2.2.4 Modèle conceptuel du site

À l'échelle du secteur, la compréhension du site de Guidel est donc la même que celle de Ploemeur. L'aquifère semble tout aussi hétérogène. Néanmoins, les conditions limites sont sensiblement différentes. Alors que le pompage constitue le principal exutoire du milieu souterrain à Ploemeur, le site de Guidel en présente plusieurs. Le débit de rivière qui est mesurable, les écoulements souterrains qui ne le sont pas, et une éventuelle reprise évapotranspiratoire au niveau de la zone humide.

Malgré l'hétérogénéité, les gradients piézométriques et donc les flux restent globalement orientés des hauts topographiques vers les bas topographiques. Ce qui permet vraisemblablement d'alimenter les deux rivières et la zone humide. En revanche, d'après les débits de rivières importants et l'évapotranspiration supplémentaire au niveau de la zone humide, il est probable qu'une part des eaux souterraines proviennent des bassins voisins.

2.2.5 Questions scientifiques associées

Les questions scientifiques associées au site de Guidel sont identiques à celles du site de Ploemeur. La comparaison des deux sites qui sont très comparables structurellement et géographiquement pourrait permettre de mieux évaluer l'impact des pompages. Notamment d'estimer l'impact sur la redistribution de l'eau entre évapotranspiration, écoulement de subsurface et recharge de l'aquifère.

L'étude du piézomètre PZ26 a récemment révélé l'influence des écoulements à travers les fractures sur le transport réactif [Bochet, 2017]. Les résultats soulignent l'importance de l'hétérogénéité et de la variabilité des flux pour les processus biochimiques.

Le suivi de l'état initial du site de Guidel permettra d'ailleurs de mieux quantifier la future déstabilisation qu'engendrera le pompage. Cette déstabilisation sera suivie à différents niveaux par plusieurs types d'observables. Principalement à l'échelle du bassin versant par la piézométrie, la géochimie et la température dans les forages, par une station GPS et par les mesures de la station de jaugeage en sortie du bassin. En complément, on pourra envisager un suivi dans les puits de pompage qui constitueront alors le principal exutoire du bassin. À l'échelle de la zone humide par un suivi des températures et des variables associées à la géochimie et à l'écologie. La mise en pompage va impacter les échanges verticaux au niveau de la zone humide et surtout les apports souterrains à l'écosystème en surface. Le suivi de la réponse du milieu en terme de bilan hydrologique et d'écologie est donc important. Sur Ploemeur, malgré le rabattement, une rivière continue de s'écouler à quelques centaines de mètres du site. Le site de Guidel constitue ainsi un observatoire unique de la zone critique à l'échelle locale et à l'échelle du bassin versant.

2.3 Le bassin du Rhin

2.3.1 Présentation générale

Contexte géographique

Le bassin versant du Rhin à partir de son exutoire à Lobith, à la frontière entre l'Allemagne et les Pays-Bas, couvre une superficie de 0,16 Mkm². Le fleuve se jette dans la mer du Nord un peu plus en aval. Le bassin couvre la partie nord-ouest des Alpes, l'ouest et le nord des Vosges, l'Alsace et un tiers de l'Allemagne. Le climat y est continental et plutôt humide avec toutefois une variabilité climatique assez prononcée notamment à cause du relief. Les précipitations vont par exemple jusqu'à 2 m/an au sommet des Vosges contre moins de 600 mm/an à Colmar. Le bassin

présente des contextes assez différents : des zones de plaines, des montagnes et des vallées. La géologie est aussi assez variée. Elle est essentiellement constituée de roches silicoclastiques (grès) et de sédiments non consolidés. S'y ajoute une variabilité des types de couverture en surface comme la neige, les forêts, les champs, les lacs ou les aires urbanisées.

La région est en effet très urbanisée (50 millions d'habitants environ) et industrialisée. La consommation y est donc importante. De même, cette urbanisation s'accompagne d'infrastructures importantes sur le fleuve en lui-même notamment des centrales nucléaires et des barrages dans la partie supérieure.

L'avantage d'étudier le bassin du Rhin est la disponibilité des mesures. De nombreuses mesures de terrain sont en effet disponibles notamment celles du débit des rivières et de la piézométrie. La région constitue ainsi un site d'étude à l'échelle continentale. Elle sera modélisée par un modèle à large échelle, CWATM, présenté dans le chapitre suivant.

Les différentes observations à cette échelle

Il s'agit dans les parties suivantes de présenter succinctement les observations disponibles à l'échelle du bassin du Rhin. Ces données intègrent des échelles très différentes et ne sont pas toutes spécifiques à l'hydrologie à large échelle. Elles permettent à elles seules d'expliquer globalement le bilan hydrologique du bassin. Ces observations peuvent être séparées entre données d'entrées et données de calibration ou de contrôle du modèle. L'évapotranspiration se situe entre les deux.

2.3.2 Les données climatiques ou d'entrées

Pour les modèles hydrologiques, les seules véritables variables d'entrées sont les données climatiques telles que les précipitations, la température, la vitesse du vent ou encore l'ensoleillement. Ici, on ajoutera aussi l'évapotranspiration potentielle qui découle de ces conditions climatiques et ne dépend pas de l'état hydrique en surface.

Les forçages climatiques sont tous issus de données satellites extrapolées temporellement à un pas journalier. Elles sont généralement le résultat de l'inversion d'images satellitaires alimentées par des mesures de terrain plus fiables car plus directes. Ici, elles proviennent de la base de données WFDEI ("WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim data") présentée notamment par Weedon et al. [2014]. Cette base de données fournit toutes les données climatiques usuelles de 1961 à 2013 avec une résolution de 30' (soit 0,5° ou environ 50 km à l'équateur). Cette résolution est donc égale ou plus basse que celle que nous utilisons dans le modèle CWATM qui est de 5' ou 30', mais nous n'avons pas mieux!

En dépit de la faible représentativité apparente des stations météorologiques, les comparaisons avec les modèles satellites semblent satisfaisantes à l'échelle journalière d'après Weedon et al. [2014]. Il ne faut cependant pas oublier que les extrapolations des données satellites sont ajustées à partir de ces mêmes stations. De même, elles sont corrigées pour boucler les bilans de masse des grands bassins versants [Ngo-Duc et al., 2005] à partir de modèles hydrologiques à grande échelle. Des biais et incertitudes sont donc présents dans ces mesures brutes apparentes.

Ces jeux de données sont ensuite utilisés pour calculer l'évapotranspiration potentielle par la méthode de Penman-Monteith ou celle de Priestley et Taylor [Weedon et al., 2011]. Le taux d'évapotranspiration réelle calculé par le modèle hydrologique CWATM est ensuite limité par cette valeur potentielle de référence et par le contenu en eau modélisé dans les sols.

2.3.3 Les données de calibration

Principe

Les modèles numériques permettent de restituer en tout point les variations temporelles des flux et des contenus en eau, ce qui permet alors une comparaison directe avec les observations. En théorie, rien n'empêche de comparer les sorties d'un modèle "grande échelle" aux observations utilisées pour la modélisation à petite échelle. Ce n'est généralement pas le cas étant donné que les objectifs sont assez différents entre les échelles. C'est pourtant la pertinence de ces données et leur capacité à informer les modèles qui importent principalement. Il semble peu pertinent de calibrer un grand modèle sur une donnée ponctuelle peu intégrative. Sauf si cette donnée est aussi disponible à d'autres endroits du bassin. Dans ce cas, si la densité des mesures est assez importante, ces dernières peuvent informer sur la variabilité spatiale des processus et donner des tendances. L'exemple opposé est la mesure du débit à l'exutoire, dans notre cas le débit du Rhin est mesuré à Lobith à la frontière entre les Pays-Bas et l'Allemagne. Cet unique point de mesure rassemble la somme de toutes les pluies et neiges moins l'évapotranspiration et les variations de stock sur la partie nord des Alpes, le flanc est des Vosges, l'Alsace et un tiers de l'Allemagne.

On a vu qu'à l'échelle de quelques kilomètres carrés les données de débit sont intéressantes mais difficiles à calibrer. Principalement car les flux souterrains sont plus importants pour le bilan hydrologique du bassin à petite échelle. Au contraire, le débit à l'exutoire d'un grand bassin est plus facile à restituer car les échanges souterrains avec les bassins voisins diminuent en proportion.

L'objectif des données de calibration est donc d'abord de vérifier le réalisme du modèle ou plutôt de vérifier son aptitude à reproduire les observations et les variables clefs pour la gestion de l'eau. L'objectif est ensuite d'étudier la contrainte que ces données exercent sur les paramètres du modèle et sur la représentation des processus.

Les données piézométriques

Pour le bassin du Rhin en particulier, on peut s'appuyer sur un réseau conséquent de piézomètres dont seuls les niveaux d'eau moyens sur des périodes variables ont été extraits (seules ces données sont accessibles actuellement). Cette base de données a auparavant été compilée par Fan et al. [2013] puis a été utilisée spécifiquement pour le Rhin par Sutanudjaja et al. [2014]. Elle est présentée sur la figure 2.15. Ces mesures sont néanmoins à prendre avec précaution car elles comportent de nombreux biais. Les piézomètres sont par exemple principalement implantés dans la partie aval de la plaine du Rhin. Nous procéderont donc à un ré-échantillonnage des données. Ensuite, la localisation de ces piézomètres est rarement anodine et est sûrement corrélée avec la présence d'aquifères exploitables donc plutôt transmissif. Ce qui implique aussi la probable influence de pompages à proximité de ces forages, donc des niveaux anormalement bas. Une poignée de piézomètres avec des variations temporelles a également été extraite à partir de la base de données du BRGM. Ils se situent malheureusement tous dans la même zone au niveau de la plaine d'Alsace.

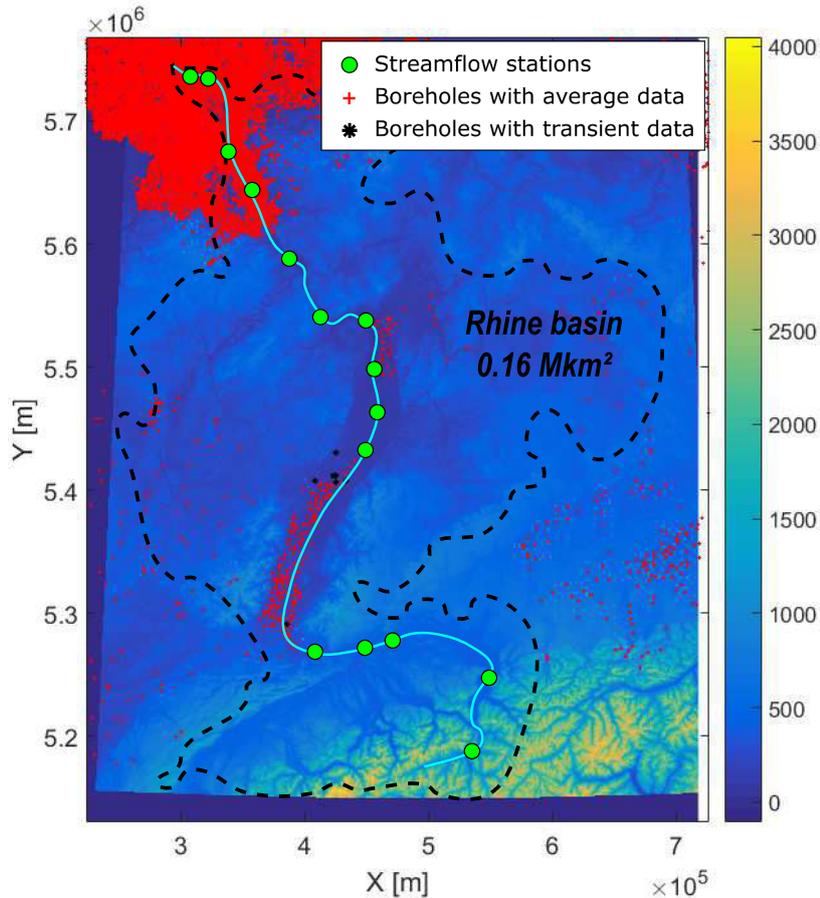


FIGURE 2.15 – Réseau piézométrique et de mesure du débit sur le bassin du Rhin. Le fond en couleur représente la topographie à 200 m de résolution.

Les données de débit du Rhin

Le débit du Rhin en plusieurs points (voir figure 2.15) est le deuxième observable in-situ qui va nous intéresser. D'une part, ces données permettent d'observer la redistribution spatiale de l'eau. En effet, le fait d'avoir plusieurs points de mesures permet de spatialiser les informations et d'évaluer la qualité de la représentation du débit à différentes échelles ou en fonction du contexte géographique. On peut envisager dans le futur d'ajouter des points de mesures sur les affluents du Rhin, notamment la Moselle qui en contient également un nombre conséquent. Cette spatialisation des données de débit pourrait alors s'apparenter à une contrainte sur les flux souterrains à une échelle intermédiaire.

D'autre part, les variations temporelles des débits peuvent apporter une information différente et notamment aider à évaluer la part d'eau évapotranspirée et stockée en surface et en profondeur. L'intérêt est aussi de capturer la dynamique temporelle du bassin et d'en tirer des propriétés caractéristiques. On pense notamment au temps de réponse du système à des forçages climatiques de différentes fréquences.

Les données satellites

Ces observations sont complétées par des données satellites spatialisées qui fournissent indirectement des données hydrologiques. En effet, ces mesures à distance portent sur des observables qui sont reliés au cycle hydrologique par une calibration sur des mesures de terrain ou à l'aide de modèles.

Les données **GRACE** (Gravity Recovery and Climate Experiment) fournissent les variations de masse d'eau du bassin à un pas de temps de 10 jours d'après le Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale (GRGS) ou de un mois d'après le "Center for Space Research" (CSR). Elles contraignent ainsi à chaque période de temps la somme des précipitations moins le débit sortant Q_{outlet} (souterrain + exutoire du Rhin) et l'évapotranspiration réelle AET, ce qui est égal à la variation totale du stock (neige, sol, lac et aquifère). Le signal mesuré par GRACE, ΔM , vérifie donc les équations 2.1 et 2.2 :

$$\Delta M = \Delta M_{Groundwater} + \Delta M_{Soil\ Moisture} + \Delta M_{Surface\ water} + \Delta M_{Ice\ and\ Snow} \quad (2.1)$$

$$\Delta M = P - AET - Q_{outlet} \quad (2.2)$$

valables pour l'ensemble du bassin considéré et à un pas de temps donné.

Ces données issues initialement de l'inversion des variations gravimétriques mesurées par GRACE sont limitées à une résolution de l'ordre de 300 km. Elles contiennent une incertitude non négligeable du fait de la non unicité de la solution et du recours à des modèles hydrologiques pour l'inversion des mesures brutes [Longuevergne et al., 2007, 2010]. Elles sont très intégratrices, au même titre que le débit à l'exutoire Q_{outlet} . D'après l'équation 2.2, les mesures du débit à l'exutoire et de GRACE fournissent une estimation de l'évapotranspiration AET en supposant que les précipitations, P , ne constituent pas le terme critique à déterminer.

Dans la littérature, on retrouve trois utilisations des données issues de GRACE. La première est l'utilisation de GRACE comme variable de calibration des modèles (on peut citer notamment l'article de Werth et al. [2009] illustrant la complémentarité avec les mesures de débit dans l'optimisation de l'inversion). La deuxième approche consiste à estimer l'évapotranspiration à partir du bilan de masse (équation 2.2) avec notamment les travaux de Long et al. [2014]; Ramillien et al. [2006]; Rodell et al. [2004]. Le dernier type d'étude se focalise sur la diminution des ressources en eau. En utilisant le signal GRACE dans l'équation 2.1, on estime les variations de stock dans les grands aquifères exploités, les autres termes de l'équation étant obtenus à partir de modèles hydrologiques de surface. On trouve de nombreuses études abordant cette dernière approche [Chen et al., 2014; Richey et al., 2015; Rodell et al., 2009; Scanlon et al., 2012b; Yeh et al., 2006].

Les observations satellites fournissent également une estimation spatialisée de l'évapotranspiration. Néanmoins cette donnée n'est pas une mesure directe. Elle est obtenue par une combinaison des images satellitaires et des modèles théoriques d'évapotranspiration potentielle. Sur le bassin du Rhin, on utilisera les données **MODIS** (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) à 0,5' de résolution (soit environ 600 m) et à un pas mensuel. Ces informations, bien qu'indirectes, sont potentiellement très informatives car elles sont à la fois intégratrices et distribuées spatialement sur l'ensemble du bassin. Elles permettent donc d'analyser le comportement hydrologique à travers des échelles différentes.

2.3.4 Calcul du bilan de masse du Rhin d'après les observations

Pour le bassin du Rhin, nous disposons donc d'un suivi temporel de tous les termes du bilan de masse (équation 2.2). La comparaison des données observées à un pas mensuel montre un cycle annuel assez marqué pour l'évapotranspiration selon MODIS, le débit du Rhin à Lobith et les variations de masse enregistrées par GRACE (*en haut* sur la figure 2.16). La régularité de l'évapotranspiration est assez frappante. Le débit semble moins régulier car dépendant des précipitations qui sont moins régulières. Ces données peuvent ainsi servir à valider les modèles hydrologiques à large échelle en contraignant à la fois les volumes entrants et sortants (précipitations, débits de rivière et évapotranspiration) et les variations de stock d'eau sur le bassin (neiges, eaux de surface, eaux contenues dans les sols et les aquifères).

Comme le révèle le deuxième graphique (*en bas* sur la figure 2.16), l'incertitude sur ces différents termes est assez élevée. Il est alors difficile d'attribuer l'erreur respective de chaque observable et par conséquent d'en tirer des modèles robustes. En effet, la méthode d'estimation de

l'évapotranspiration basée sur l'utilisation des données GRACE (équation 2.2) aboutit à une surestimation par rapport aux données issues de MODIS d'environ 100 mm/an, soit 20 %. Nous verrons alors comment le modèle permet de restituer ces différents termes à l'échelle de tout le bassin.

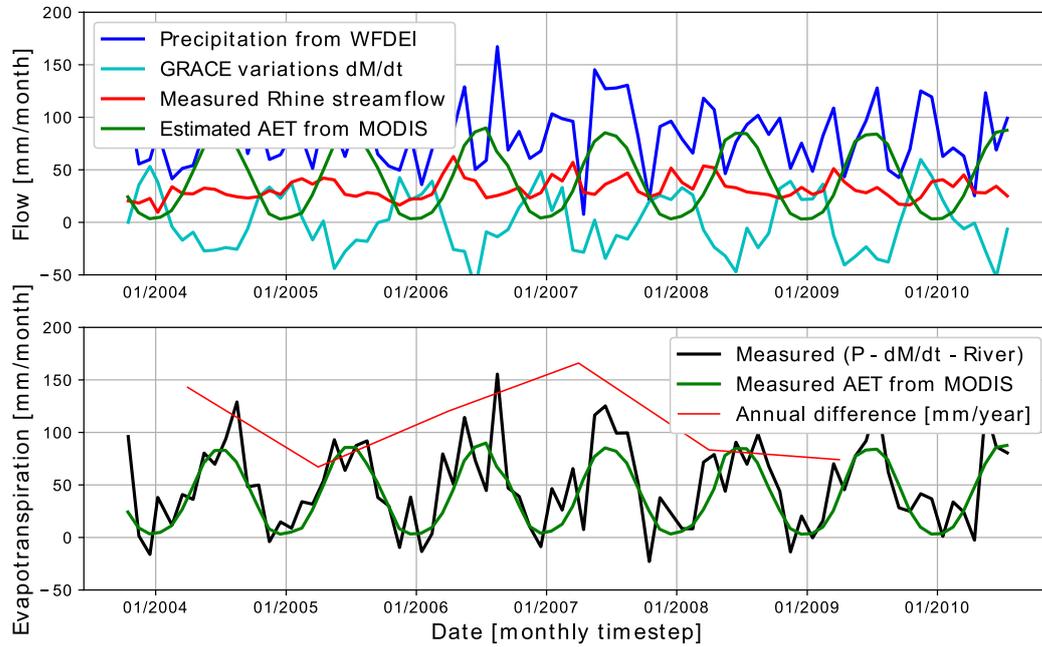


FIGURE 2.16 – Bilan de masse du bassin du Rhin à partir des observations à pas mensuel; le débit est mesuré à Lobith et les données GRACE sont dérivées du GRGS. **En haut** : les différents termes du bilan de masse d'après les observations. **En bas** : comparaison du bilan de masse en se focalisant sur l'évapotranspiration; il semble que l'estimation de l'évapotranspiration par satellite (MODIS) soit trop faible ou que l'estimation de la baisse de stock par GRACE soit trop élevée en été.

Chapitre 3

Présentation des modèles hydrologiques et hydrogéologiques

Sommaire

| | | |
|------------|---|-----------|
| 3.1 | Modèle hydrogéologique 1D analytique | 66 |
| 3.1.1 | Modèle de recharge utilisé | 66 |
| 3.1.2 | Principe de l'approche fréquentielle | 67 |
| 3.1.3 | Modèle conceptuel associé | 68 |
| 3.2 | Modèle hydrogéologique numérique : ModFlow | 70 |
| 3.2.1 | Pourquoi un modèle numérique ? | 70 |
| 3.2.2 | Démarche de modélisation sur le site de Ploemeur | 70 |
| 3.2.3 | Démarche de modélisation sur le site de Guidel | 73 |
| 3.2.4 | Distinction entre régime stationnaire et transitoire | 75 |
| 3.3 | Modèle hydrogéologique de transport, MT3DMS | 76 |
| 3.3.1 | Démarche | 76 |
| 3.3.2 | Le modèle de transport de soluté | 76 |
| 3.4 | Modèle hydrologique à grande échelle (Global Hydrological Model) | 78 |
| 3.4.1 | Contexte et enjeux | 78 |
| 3.4.2 | Le modèle CWATM | 81 |
| 3.4.3 | Le modèle CWATM-ModFlow : couplage avec les aquifères | 83 |
| 3.4.4 | Prise en compte de la variabilité sous-maille | 86 |

3.1 Modèle hydrogéologique 1D analytique

3.1.1 Modèle de recharge utilisé

Au préalable, il est nécessaire de déterminer la quantité d'eau entrante dans les modèles hydrogéologiques. Pour les modèles de Ploemeur et Guidel, on considérera que les précipitations, après infiltration dans les sols, viennent recharger l'aquifère. Cependant, au vu de la variabilité spatiale des variables météorologiques et des propriétés des sols, nous avons opté pour un modèle de recharge très simple basé sur un bilan hydrique du sol (aussi appelé modèle de Thornthwaite [Thornthwaite, 1948]). En effet, il ne semble pas judicieux de développer un modèle physique complexe qui prenne en compte la variabilité des facteurs pouvant influencer l'évapotranspiration, le ruissellement et la recharge des aquifères. Ainsi, nous considérerons que ces processus se produisant au sein de la zone non saturée sont modélisables par un réservoir équivalent. Ce réservoir, d'une certaine épaisseur et porosité, représente alors la zone dans laquelle les végétaux peuvent accéder facilement à l'eau. Il n'est pas influencé par d'éventuelles remontées de nappes.

Dans un premier temps, il est nécessaire de calculer l'évapotranspiration potentielle à partir des données climatiques (pour les sites de Ploemeur et Guidel, cette donnée est fournie par Météo France à partir d'une station météo proche des sites). La méthode semi-empirique de Penman-Monteith [Allen et al., 1998; Monteith, 1965] est pour cela couramment utilisée à pas journalier. Elle calcule notamment de façon simplifiée le bilan d'énergie contrôlant l'évaporation d'une surface humide à partir de données météorologiques accessibles telles que la température, l'ensoleillement ou la vitesse du vent. Elle intègre d'autres paramètres caractéristiques du couvert végétal comme l'albédo ou la résistance stomatique effective. L'évapotranspiration potentielle correspond alors à l'évapotranspiration d'une surface enherbée disposant de toute l'eau nécessaire à son développement.

Ensuite, le principe du modèle de recharge consiste à ajouter les précipitations du jour au réservoir de sol dont la capacité maximale est fixée (figure 3.1). Après quoi, l'évapotranspiration potentielle est comparée au stock d'eau disponible dans le réservoir. Si il n'y a pas assez d'eau disponible, alors l'évapotranspiration réelle est plus faible que l'évapotranspiration potentielle (situation de stress hydrique). Si l'eau est suffisante voire excédentaire (quand le réservoir est plein), alors l'évapotranspiration potentielle est satisfaite et l'excédent vient recharger la nappe. Le calcul est effectué chaque jour en conservant l'état précédent du stock d'eau dans le réservoir de sol. La démarche est synthétisée sur la figure 3.1.

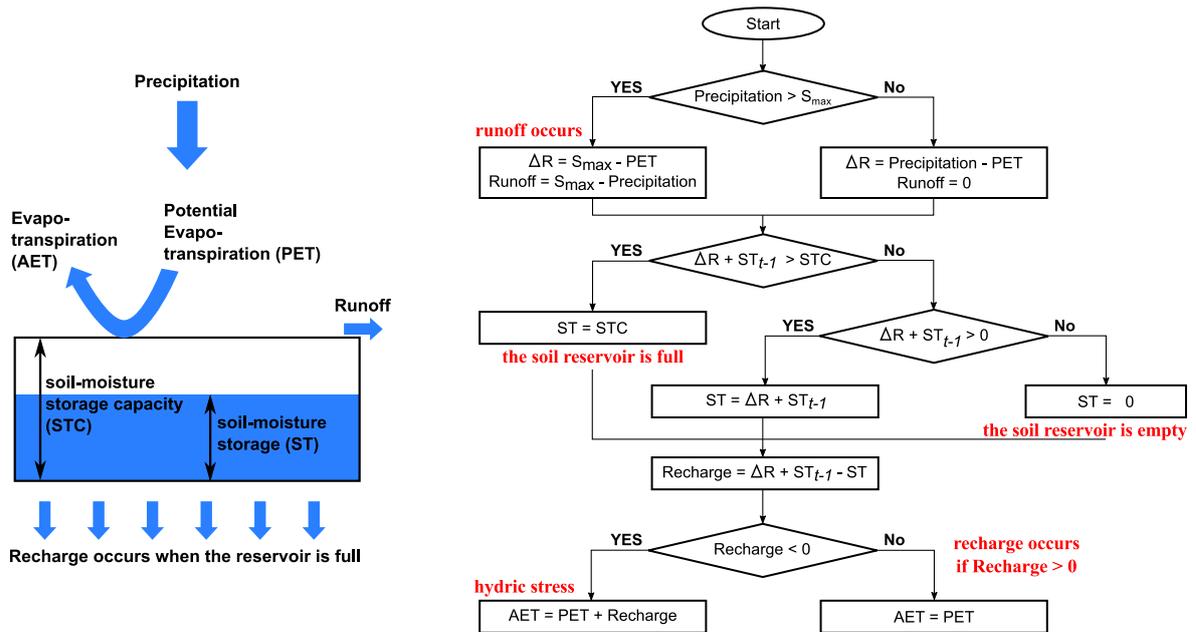


FIGURE 3.1 – *Modèle de Thornthwaite pour calculer la recharge des aquifères et l'évapotranspiration réelle. À gauche : structure conceptuelle du modèle, la complexité des processus au sein des sols est ramenée à un réservoir unique dont le fonctionnement est équivalent au comportement global dans la zone non saturée. À droite : description de l'algorithme utilisé à pas journalier.*

3.1.2 Principe de l'approche fréquentielle

Le site de Ploemeur dispose d'un réseau de piézomètres implantés dans un rayon d'environ 700 m autour des puits de pompage. Une dizaine de ces piézomètres disposent d'un enregistrement continu sur une période commune d'au moins 20 ans. Les niveaux piézométriques présentent la particularité d'être abaissés par le pompage qui prélève 1 Mm³/an depuis 1991. Sur Guidel, les niveaux sont suivis depuis 2009 dans une dizaine de piézomètres également. Ils ne sont impactés par aucun pompage et sont donc plus proches de la surface.

Malgré la complexité apparente des écoulements sur ces deux sites, une façon d'évaluer le comportement de l'aquifère est de le représenter de façon simple à travers des modèles à base physique. Cette représentation est alors évaluée par la comparaison entre la piézométrie mesurée dans les forages et celle modélisée. La modélisation des systèmes aquifères peut donc se faire à travers la piézométrie et la résolution de l'équation de diffusivité :

$$T \times \Delta h = S \times \frac{\partial h}{\partial t} - R(t) \quad (3.1)$$

où S est la porosité de drainage de la roche (ou bien le coefficient d'emménagement), T la transmissivité (la perméabilité multipliée par l'épaisseur de l'aquifère) et $R(t)$ un taux de recharge imposé fonction du temps mais constant dans l'espace. Cette équation porte l'hypothèse que l'aquifère est homogène et que les variations de charge hydraulique n'impactent pas la transmissivité du système dans le temps et l'espace.

D'après Carslaw and Jaeger [1959], cette équation devient la suivante en domaine fréquentiel :

$$T \frac{d^2 \bar{h}(x, \omega)}{dx^2} - i\omega S \bar{h}(x, \omega) + \bar{R}(\omega) = 0 \quad (3.2)$$

où ω est la fréquence temporelle et \bar{h} , \bar{R} et i sont des nombres complexes. Cette approche fréquentielle considère les phénomènes transitoires comme la somme de signaux sinusoïdaux. Elle implique comme hypothèse que les conditions limites soient décomposables en une somme de

signaux sinusoïdaux qui imposent leurs variations aux charges hydrauliques. Toute variable du système peut alors se décomposer sous la forme :

$$f(x, t) = f_{mean}(x) + \sum \operatorname{Re} \left(\bar{f}(x) \cdot e^{i\omega t} \right) \quad (3.3)$$

L'intérêt de la méthode est alors de pouvoir résoudre analytiquement l'équation 3.2, c'est à dire déterminer la charge hydraulique h dans le domaine fréquentiel, car elle est plus simple à résoudre que l'équation 3.1. En domaine fréquentiel, l'équation ne dépend plus que de la variable x , la fréquence étant un paramètre. La charge hydraulique calculée est ensuite ramenée dans le domaine temporel par l'équation 3.3 qui consiste à sommer la contribution de chaque fréquence (c'est à dire en calculant la transformée de Fourier inverse).

3.1.3 Modèle conceptuel associé

Choix des conditions limites

On a vu que l'équation de diffusivité et sa résolution dans le domaine fréquentiel impliquaient déjà quelques hypothèses simplifiant le problème. Le système est homogène, linéaire et la recharge est constante dans l'espace. On note aussi que l'équation de diffusivité initiale a été ramenée à une seule dimension selon x . Mais la conceptualisation du système n'est pas terminée. La résolution de l'équation nécessite deux conditions limites imposées. Ces hypothèses et leurs conséquences sont discutées plus en détail dans une publication insérée dans le chapitre suivant consacré au contenu informatif de la piézométrie.

Pour modéliser le site de Ploemeur, on imposera un flux $Q(t)$ en $x=0$ représentant le pompage. D'après la loi de Darcy, la charge hydraulique en $x=0$ vérifie alors l'équation :

$$-NT \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} = Q(t) \quad (3.4)$$

où N est la largeur du système. On suppose donc que l'écoulement radial induit par le pompage peut être représenté par un système 1D. L'hypothèse est alors d'autant plus fautive que l'on se rapproche du pompage. Cette première condition limite imposée ne permet pas encore de résoudre l'équation. Une deuxième condition limite est nécessaire. Nous proposons donc d'imposer la charge hydraulique à une valeur constante en $x=L$:

$$h(L, t) = h_L \quad (3.5)$$

Ce type de condition permet donc aussi de définir la taille, L , du système et de considérer qu'à une distance donnée du pompage la charge varie peu dans le temps. Dans ce cas de figure, la condition limite est relativement simple puisque le terme transitoire de l'équation 3.3 est nulle.

Pour modéliser le site de Guidel, on imposera la charge hydraulique en $x=0$ et en $x=L$. Il en résulte que le modèle n'a pas besoin d'avoir une largeur définie pour être résolu. Les conditions limites choisies sous-entendent donc que l'on peut représenter l'aquifère par un système 1D bordé par deux limites à charge constante. Conceptuellement, le modèle étant appliqué en chaque piézomètre, on suppose que chaque point de l'aquifère se situe entre deux rivières par exemple ou entre une rivière et un haut topographique où le niveau varie peu dans le temps. Finalement, ces modèles analytiques sont équivalents à des systèmes rectangulaires auxquels un taux de recharge par les précipitations efficaces est imposé. La pression se propage ensuite latéralement dans ces systèmes (figure 3.2) selon les lois d'écoulement en milieu poreux.

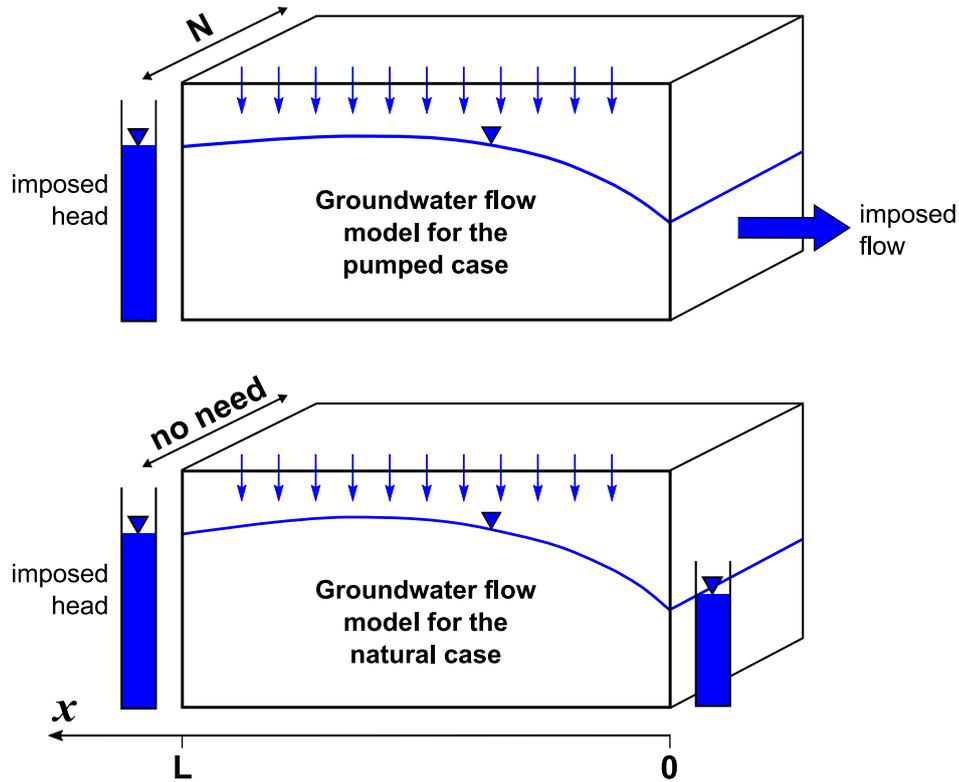


FIGURE 3.2 – Schéma des modèles analytiques développés pour représenter les aquifères. **En haut** : dans le cas de Ploemeur, la charge est imposée constante en $x=L$ et le flux est imposé égal au pompage en $x=0$. **En bas** : dans le cas de Guidel, la charge est imposée constante en $x=0$ et $x=L$.

Résolution du problème

Pour le cas soumis à un pompage (*en haut* sur la figure 3.2) et le cas "naturel" (*en bas* sur la figure 3.2) les solutions analytiques s'écrivent donc respectivement :

1.

$$h(x, t) = \frac{R_{mean}}{2T}(L^2 - x^2) + \frac{Q_{mean}}{NT}(L - x) + h_L + \sum \operatorname{Re} \left[e^{i\omega t} \bar{R} \frac{X^2}{T} \left(1 - \frac{\cosh \frac{x}{X}}{\cosh \frac{L}{X}} + \bar{Q} \frac{X}{TN} \frac{\sinh \frac{x-L}{X}}{\cosh \frac{L}{X}} \right) \right] \quad (3.6)$$

2.

$$h(x, t) = \frac{R_{mean}}{2T}(Lx - x^2) + \frac{h_L - h_0}{L}x + h_0 + \sum \operatorname{Re} \left[e^{i\omega t} \bar{R} \frac{X^2}{T} \left(1 + \frac{\sinh \frac{x-L}{X} - \sinh \frac{x}{X}}{\sinh \frac{L}{X}} \right) \right] \quad (3.7)$$

$$\text{avec } X = \sqrt{\frac{D}{i\omega}} \text{ et } D = \frac{T}{S} \quad (3.8)$$

Le premier terme des deux solutions analytiques représente alors la partie stationnaire de la piézométrie tandis que le second représente la partie transitoire. Nous nous intéresserons principalement au transitoire en nous attachant à représenter les fluctuations temporelles au niveau de chaque piézomètre de façon indépendante. On note également que les charges imposées qui sont constantes n'apparaissent pas dans les termes transitoires bien que ce soient les différences de charge qui imposent les gradients hydrauliques au sein du système.

Utilisation du modèle

Nous avons donc développé deux modèles analytiques différents pour nos deux sites d'études. Pour le cas d'un pompage, la même approche a également été effectuée avec un modèle radial ou semi-radial présentant ainsi l'avantage de ne pas devoir fixer une largeur au système. Pour conclure, ces modèles contiennent peu de paramètres et représentent physiquement et simplement des milieux hydrogéologiques hétérogènes. L'approche a vocation à représenter la piézométrie au niveau des différents forages de Ploemeur et Guidel. À travers la piézométrie, c'est l'étude du comportement transitoire de l'aquifère qui est ciblée. Nous discuterons dans le chapitre suivant, à travers une publication, de la capacité de ces modèles à restituer la piézométrie. Une part importante du travail s'attachera à déterminer ensuite la sensibilité du modèle aux paramètres et au taux de recharge imposé.

3.2 Modèle hydrogéologique numérique : ModFlow

3.2.1 Pourquoi un modèle numérique ?

L'approche précédente a l'avantage d'être extrêmement rapide en temps de calcul. Elle permet de modéliser en quelques secondes les variations temporelles du niveau d'eau en plusieurs points sur 25 ans. Cependant, elle simplifie grandement la géométrie des écoulements et fixe par deux paramètres (la charge imposée et la taille du système) les conditions limites du système. Cette géométrie semble trop simple pour restituer les niveaux piézométriques dans l'espace en particulier à partir de plusieurs forages. Par conséquent ce modèle présente peu d'intérêt pour la modélisation de l'état stationnaire. Cette approche suppose aussi que la réponse de l'aquifère est linéaire. Ces hypothèses ne seraient en fait pas nécessaires en considérant l'aquifère par un modèle en deux dimensions dont les niveaux piézométriques seraient limités par la topographie. De plus, la solution analytique ne permet pas de prendre en compte une structure hétérogène qui pourrait s'avérer nécessaire. Enfin, de par sa structure très simple, elle ne montre qu'un faible potentiel pour modéliser d'autres observables comme le débit de rivière ou la déformation.

Pour pallier à ces problèmes, un modèle numérique *ModFlow* en 2D (*ModFlow-2005* Harbaugh, Arlen [2005]; McDonald and Harbaugh [1984]; Niswonger et al. [2011]) a donc été implémenté pour modéliser la piézométrie moyenne des sites de Guidel et de Ploemeur. L'intérêt de ce modèle est de prendre en compte une géométrie plus réaliste qu'une solution analytique 1D ou radiale qui nécessite une charge imposée à une certaine distance du pompage. Surtout, le rôle de la topographie va désormais être pris en compte au moyen d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) à 5 m de résolution. L'intérêt de ce modèle est ensuite de pouvoir porter d'autres observables que la piézométrie en greffant d'autres modèles (déformation, transport de solutés...) sur le modèle de flux.

3.2.2 Démarche de modélisation sur le site de Ploemeur

Modèle homogène à une couche

Pour représenter le site de Ploemeur, nous avons considéré un modèle carré d'environ 9 km², suffisamment plus grand que l'aire de captage du pompage. Pour cette dernière, l'ordre de grandeur estimé est d'environ 3-5 km² compte tenu de l'incertitude qui pèse sur la valeur du taux de recharge de l'aquifère. Les flux sur les bords du modèle sont nuls et nous supposons donc que cette condition limite est suffisamment éloignée de la zone d'intérêt pour ne pas l'impacter. Pour mieux évaluer cet aspect, il suffit d'en mesurer l'impact (les charges hydrauliques modélisées autour du pompage) en fonction de la taille du modèle et pour différents paramètres. Le toit de l'aquifère est

fixé égal à la topographie (figure 3.3). Une condition limite de type "drain" est imposée sur cette topographie. Ainsi, l'eau sort du modèle par "débordement" là où les niveaux modélisés atteignent la topographie. Ces zones se comportent alors comme des charges imposées (égales à l'altitude de la topographie) et vont contrôler en partie les directions d'écoulement. Ce sont donc les points bas du relief et le pompage qui structurent la forme de la carte piézométrique. Ce processus est réversible au cours du temps, ainsi si le niveau baisse au droit d'une zone de débordement jusqu'à ce que la nappe n'affleure plus, alors la charge hydraulique est à nouveau libre et l'eau souterraine n'alimente plus la surface dans cette zone.

Si on regarde la partie droite de la figure 3.3, on remarque que le niveau piézométrique interrompt la surface en plusieurs points malgré la baisse de niveau liée au pompage. Ces points imposent bien les directions d'écoulement en plus de constituer des zones de décharge des eaux souterraines. Ici, les flux restent malgré tout orientés vers le pompage mais on note que la structure n'est pas tout à fait radiale à cause de la topographie. Dans un premier temps, la transmissivité de l'aquifère sera choisie constante dans l'espace. Elle sera indépendante du niveau piézométrique, faisant ainsi l'hypothèse qu'elle ne varie pas au cours du temps sur Ploemeur (hypothèse d'un aquifère confiné dans ModFlow). Le coefficient d'emmagasinement restera également constant dans l'espace.

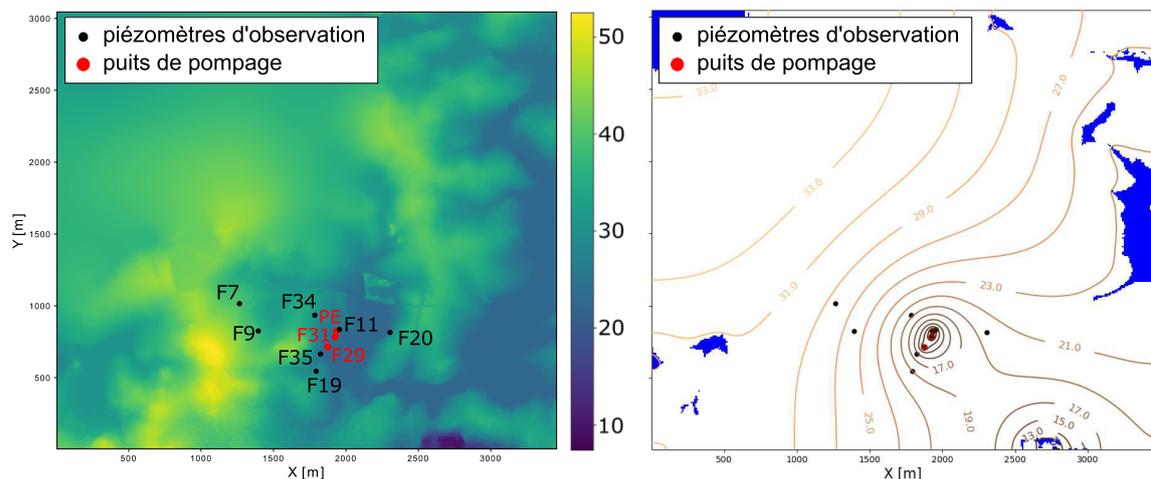


FIGURE 3.3 – Topographie et exemple d'une simulation du modèle ModFlow du site de Ploemeur. À gauche : topographie à 10 m de résolution et emprise du modèle. À droite : exemple de carte piézométrique obtenue pour un modèle homogène de transmissivité $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et un taux de recharge uniforme de 270 mm/an; les lignes représentent les isopièzes (tous les 2 mNGF); les zones en bleu indiquent les zones de débordement des eaux souterraines.

En plus de la condition limite de type "drain" imposée sur toute la surface, un taux de recharge uniforme est appliqué à toutes les mailles du modèle, il est cependant possible de le faire varier dans l'espace. Un flux est également imposé au droit des trois puits de pompage. Bien que le taux de pompage moyen soit connu sur Ploemeur, nous ne connaissons qu'approximativement la répartition du débit entre les trois puits sur les années antérieures à 2012. Par défaut, le puits principal PE concentre 40 % du débit tandis que F31 et F29 se répartissent équitablement le restant. On peut alors considérer que cette répartition a peu d'importance en s'éloignant du pompage. Parmi les piézomètres étudiés, seul le piézomètre F11 se situe à moins de 100 m d'un puits de pompage. Il est donc possible que les niveaux modélisés au niveau de ce piézomètre soient impactés par la répartition des débits entre les trois puits de pompage. Nous avons donc comparé les résultats avec et sans le piézomètre F11 pour tester son influence sur l'inversion des paramètres.

Enfin, nous avons choisi de travailler à une résolution de 10 m estimant que celle-ci était largement suffisante pour prendre en compte le relief et les gradients piézométriques observés. Cette

résolution se justifie également par le fait que nous n'avons pas d'informations plus fines à y associer concernant la distribution des valeurs de la transmissivité ou du coefficient d'emmagasinement.

Modèle homogène à deux couches

Le modèle précédent peut être divisé en deux couches comme le montre le schéma de la figure 3.4. On illustrera l'intérêt de ce deuxième modèle numérique dans la partie consacrée aux mesures de déformation sur Ploemeur.

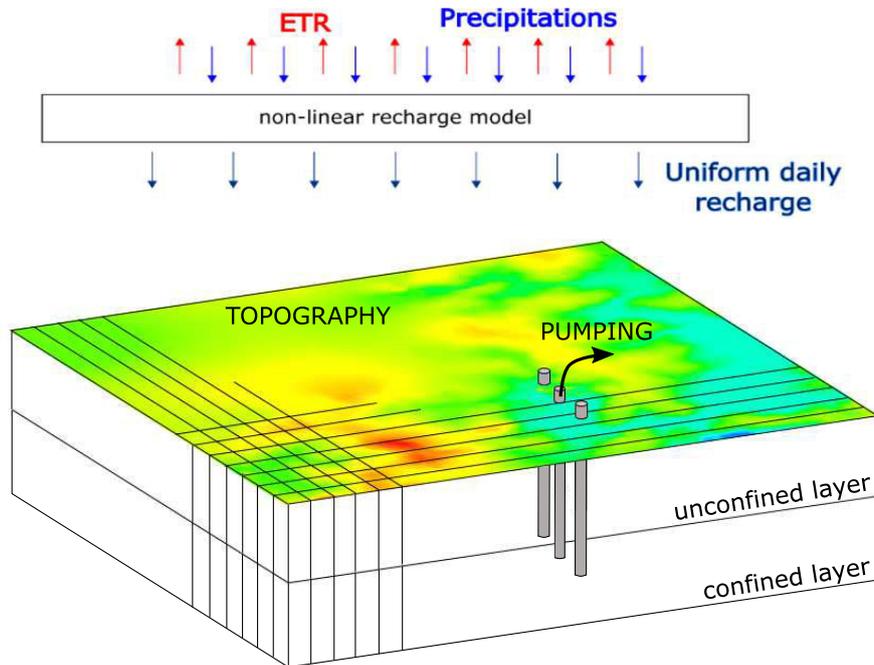


FIGURE 3.4 – Description du modèle à deux couches développé pour le site de Ploemeur ; la topographie constitue le toit de la couche supérieure ; y figure également un schéma de la modélisation de la recharge imposée à la couche supérieure.

La couche supérieure devient alors une couche non confinée dans laquelle la transmissivité dépend du niveau d'eau. Les paramètres de cette couche sont donc la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement et l'épaisseur. Cependant, l'épaisseur de cette couche n'a pas d'importance pour les modèles de flux, on s'attachera surtout à la valeur de la transmissivité (perméabilité multipliée par l'épaisseur). La seconde couche garde quant à elle les mêmes caractéristiques que précédemment. Comme elle est confinée son épaisseur n'a pas d'importance. La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement restent constants latéralement. Les conditions limites, soit la recharge par les pluies et la topographie, ne changent pas mais sont appliquées à la couche supérieure uniquement. Le pompage est lui appliqué à la couche inférieure qui représente la structure conductrice de l'aquifère.

La résolution du problème par ModFlow est similaire à celle du problème à une couche mais cette fois l'écoulement est 3D. En plus de l'écoulement latéral, des flux verticaux entre les deux couches sont modélisés à l'aide de la loi de Darcy. Ces flux sont donc dépendants de la perméabilité moyenne et de la différence de charge hydraulique entre les deux couches en chaque point du modèle.

Conceptuellement, ce nouveau modèle a vocation à séparer le compartiment transmissif et confiné de l'aquifère du compartiment moins perméable mais avec une plus grande capacité de

stockage. La partie inférieure pourrait s'apparenter à la zone de contact ou en tout cas au réseau de fractures connectées, sous-pression et très transmissif. Le coefficient d'emmagasinement de ce compartiment serait alors assez faible et correspondrait à celui d'un aquifère confiné. C'est à dire que seule la déformation du milieu permettrait d'assurer le stockage de l'eau. La couche supérieure s'apparenterait quant à elle à la matrice poreuse de l'aquifère, c'est à dire les micaschistes qui surplombent la zone de contact. La perméabilité de ces derniers est très faible lorsqu'il n'y a pas de fracturation. En revanche comme cette partie n'est pas confinée, sa capacité de stockage est assurée par sa porosité et est donc beaucoup plus grande que celle du compartiment inférieur.

Ajout éventuel d'hétérogénéités dans le modèle

Les paramètres "transmissivité" et "coefficient d'emmagasinement" ne varient pas latéralement pour le moment. On suppose alors que les principaux observables du système peuvent être représentés par un modèle homogène équivalent.

Cependant, le modèle étant discrétisé par un maillage assez fin, il reste possible d'attribuer des paramètres hydrodynamiques différents en chaque maille du modèle. Nous étudierons deux démarches. Soit la distribution des paramètres peut être estimée de manière déterministe à partir de données extérieures comme l'imagerie géophysique ou l'observation des forages et des affluements. Soit l'impact de l'hétérogénéité peut être testée à partir de distributions aléatoires de paramètres. Dans ces deux cas, les simulations ont pour objectif de mieux interpréter les observables des systèmes hydrologiques mais aussi d'évaluer le rôle de l'hétérogénéité.

3.2.3 Démarche de modélisation sur le site de Guidel

Modèle à une couche

On utilisera pour le site de Guidel le même modèle que celui développé pour Ploemeur. Un modèle homogène à une couche avec une superficie et une résolution équivalente. Le modèle hydrogéologique a été simulé sur une aire de 12,6 km² englobant le bassin versant topographique de la station de jaugeage (2,6 km²). Comme pour le modèle numérique de Ploemeur, les bords sont par défaut des limites à flux nul. Ces limites peu réalistes sont supposées ne plus avoir d'impact sur la zone d'intérêt car suffisamment éloignées pour que leur rôle soit atténué. Une partie de l'étang de Lannéec est comprise dans le modèle au niveau du coin sud-ouest du domaine étudié. Cette zone constitue la partie la plus basse du modèle. La topographie a été agglomérée sur des mailles de 10 m à partir d'une résolution initiale de 5 m.

Le modèle de recharge est également identique à celui utilisé pour le site de Ploemeur. Comme il n'y a pas de pompage imposé sur le site de Guidel, l'eau entrante par la recharge ressort exclusivement par la surface, là où les niveaux piézométriques intersectent la surface.

On étudiera à nouveau l'aptitude du modèle à représenter la piézométrie mesurée dans différents forages autour du futur site de pompage. En complément, et c'est l'atout supplémentaire du modèle numérique, on comparera le débit mesuré dans la rivière de Guidel à la somme des débits modélisés sortants par la topographie sur le bassin versant correspondant. Ce calcul et la condition limite de type "Drain" qui y est associée sont détaillés dans les parties suivantes.

Modélisation du débit de rivière : principe

Pour le site de Guidel, nous considérerons qu'il n'y a pas de ruissellement car les pentes sont faibles, les sols suffisamment perméables et les événements pluvieux peu intenses. Cette hypothèse n'exclut pas en revanche que l'eau infiltrée puisse circuler en partie dans un aquifère de subsurface. Moyennant le modèle de sol qui permet d'estimer l'évapotranspiration et la recharge,

on dispose donc en entrée du volume d'eau entrant dans le système aquifère. Ce volume d'eau ressort alors entièrement par la topographie ou est stockée temporairement dans l'aquifère.

D'après la condition limite qu'impose la topographie, les niveaux d'eau dans l'aquifère déterminent les zones de résurgences et ainsi le réseau hydrographique. Toute l'eau sortant du système souterrain à un point donné s'écoule ensuite directement à l'exutoire du bassin versant topographique auquel appartient ce point. On suppose qu'elle ne peut pas se réinfiltrer à travers les berges de la rivière.

Dans cette approche, rien n'empêche que le bassin hydrogéologique alimentant la rivière soit différent du bassin topographique. C'est la modélisation de la piézométrie qui détermine les limites des bassins hydrogéologiques et leurs points d'exutoires.

Modélisation du débit de rivière : implémentation

Le modèle numérique ModFlow ne permet pas de modéliser de rivières à proprement parler (le package "River" existant suppose que l'on connaît le niveau d'eau le long de la rivière). Cependant, la condition limite de type "drain", imposée égale à la topographie, permet à l'eau de sortir de l'aquifère lorsque le niveau piézométrique atteint la surface. Dans le cas de Ploemeur, ce flux sortant n'est pas calculé car le débit de surface ne nous intéresse pas (pas de données de débit disponibles et pas de résurgence liée à l'aquifère à proximité des pompages car les niveaux sont très bas). Ici, nous détaillons comment ces flux créant fictivement un réseau hydrographique sont calculés à partir du package "drain" de ModFlow.

Le package "Drain" permet d'imposer en certaines mailles d'un modèle ModFlow que l'eau s'échappe si la charge hydraulique simulée est plus élevée que ce drain. Le débit d'eau, Q [$L^3 \cdot T^{-1}$] sortant du modèle est alors calculé par la relation :

$$Q_k = C_k \times (h_k - bot_k), \text{ avec } C_k = K \times \frac{\Delta x \Delta y}{W} \quad (3.9)$$

où k est l'indice de la maille du modèle, C_k est la conductance, h_k est la charge hydraulique modélisée, bot_k est l'altitude du drain, K est la perméabilité des berges du drain [$L \cdot T^{-1}$], $\Delta x = \Delta y$ est égale à la résolution du modèle et W est l'épaisseur des berges du drain. Les propriétés des berges sont donc regroupées en un seul paramètre. D'autant que ces propriétés spécifiques à l'interaction localement entre l'aquifère et la rivière sont peu connues. De plus, nous allons voir à travers quelques tests qu'elles ont peu d'impact sur les niveaux d'eau et le débit simulés.

La figure 3.5 compare le débit et la piézométrie modélisés pour une conductance des drains 100 fois plus petite et 100 fois plus grande que la valeur choisie initialement. On voit qu'en régime stationnaire la valeur de la conductance influe peu sur le débit sortant à l'exutoire de notre bassin. En revanche, pour des valeurs faibles, on remarque que les niveaux piézométriques ont augmenté d'environ 1,5 m. Par conséquent, la distribution des zones de résurgence est sensiblement plus étalée et semble moins réaliste étant donnée l'extension de la surface de zones humides qui en résulte. Ce résultat est assez logique puisque réduire la conductance revient à freiner la sortie de l'eau dans la rivière. Ainsi, l'eau souterraine s'accumule et ressort (ou déborde) sur une surface plus étalée mais le flux sortant reste assez identique. Enfin, les flux sont également peu modifiés en régime transitoire, en partie aussi du fait que la charge hydraulique modélisée sous la rivière, h_k , évolue de façon inverse à la conductance (ce qui régule le flux d'après l'équation 3.9).

Sur les modèles de Ploemeur et Guidel, le package "Drain" est donc appliqué sur toute la surface du modèle en définissant l'altitude des drains égale à la topographie. Pour chaque maille, il en résulte qu'une certaine quantité d'eau rejoint le réseau hydrographique si le niveau piézométrique dépasse la surface. Le débit de surface passant en un point donné est alors calculé en sommant les débits, Q_k , provenant des mailles situées en amont de ce point. Le calcul de ce débit nécessite donc de délimiter au préalable le bassin versant topographique du point de mesure en rivière.

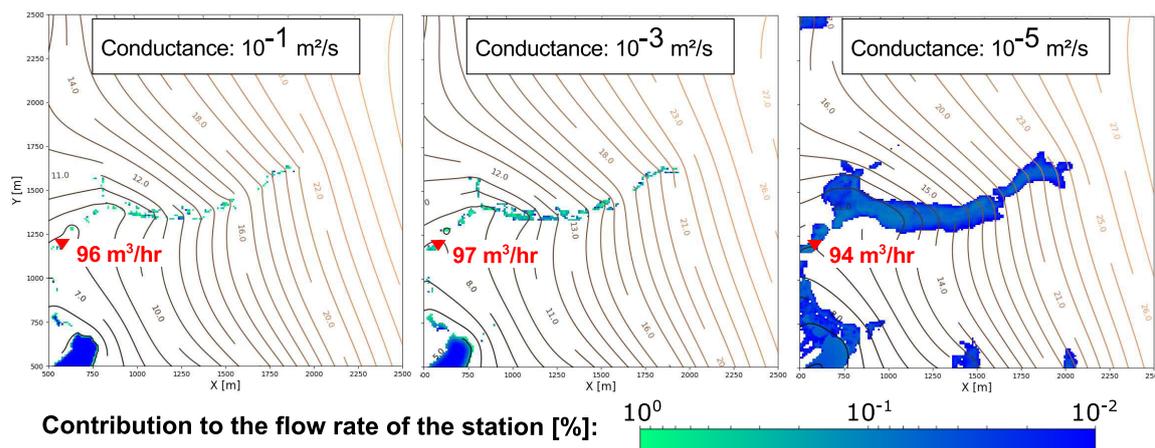


FIGURE 3.5 – *Impact de la conductance sur le modèle de Guidel. L'influence sur le débit total à l'exutoire est assez faible, en revanche on remarque une hausse des niveaux piézométriques et une extension des zones humides lorsque la conductance est très faible.*

3.2.4 Distinction entre régime stationnaire et transitoire

Le modèle numérique ModFlow permet de pouvoir effectuer la simulation en régime stationnaire ou transitoire. Dans le cas du régime stationnaire, l'algorithme du modèle converge vers une piézométrie à l'équilibre dont les flux de débordement résultants sont égaux au taux de recharge. Cette simulation nécessite donc un taux de recharge fixé. Elle est équivalente au résultat d'une simulation en régime transitoire dont le taux de recharge ne dépendrait pas du temps, à condition que la simulation soit suffisamment longue pour atteindre cet état d'équilibre. L'avantage du mode stationnaire est la rapidité du temps de calcul. L'objectif est aussi de fournir un résultat au premier ordre sur la piézométrie moyenne et les flux qui en résultent en fonction du taux de recharge et de la transmissivité de l'aquifère. On note que dans le cas du régime stationnaire le coefficient d'emmagasinement n'est plus nécessaire comme il n'y a pas de variations temporelles de charges hydrauliques (le terme disparaît dans l'équation 3.1).

En régime stationnaire pour Ploemeur, le taux de recharge imposé est égal au débit moyen imposé par le pompage plus l'eau sortant par les drains à différents endroits du modèle. Pour Guidel, toute la recharge est égale au débit sortant par les drains. Nous avons vu que ce débit sortant pouvait également être calculé pour chaque bassin versant topographique. Dans ce cas, l'écart, si il y en a un, entre le débit de la rivière et celui apporté par la recharge sur un bassin versant, est alors attribué à des échanges souterrains inter-bassins.

Les sorties du modèle stationnaire peuvent ensuite être comparées aux niveaux piézométriques et aux débits moyens mesurés sur les sites. En théorie, cela demande donc que les systèmes soient à l'équilibre dans le temps. C'est à dire que les niveaux piézométriques mesurés sur la période d'intérêt ne soient pas en cours de diminution ou d'augmentation à l'échelle pluri-annuelle. En s'affranchissant du transitoire, le modèle en régime stationnaire supprime donc la variabilité temporelle des flux. Ainsi, on estime qu'il est pertinent de modéliser la piézométrie par sa moyenne même si cette dernière fluctue de plusieurs mètres au cours de l'année. Au second ordre, l'approche semble donc a priori discutable puisque le comportement en régime stationnaire n'est pas forcément égal à la moyenne du comportement en régime transitoire, notamment si le modèle n'est pas linéaire, comme c'est le cas avec la condition limite que constitue la topographie. Par exemple en régime transitoire, on peut imaginer que la piézométrie en un point donné intersecte la topographie durant la période humide, lorsque les niveaux sont hauts. Il en résulte un flux sortant et un point qui contrôle la structure de l'écoulement. Mais en régime stationnaire, le niveau moyen modélisé au niveau de ce point sera inférieur à la topographie. La structure de l'écoulement stationnaire sera donc différente et aucun flux ne rejoindra la surface à partir de ce

point.

Enfin, les modélisations en régime transitoire sous ModFlow démarreront toujours par une étape en régime permanent afin d'assurer la meilleure initialisation possible. Cette étape préalable nécessite donc une estimation de la valeur moyenne du taux de recharge. Elle permet de démarrer la simulation avec des niveaux piézométriques moyens qui correspondent déjà à la transmissivité choisie pour le modèle.

3.3 Modèle hydrogéologique de transport, MT3DMS

3.3.1 Démarche

En principe les modèles de transport de solutés nécessitent toujours de définir un modèle d'écoulement au préalable. Ces modèles peuvent être analytiques ou numériques. Cependant, les modèles analytiques sont généralement assez limités conceptuellement dans la définition des conditions limites du modèle de transport. L'application de ces modèles de transport est la modélisation ou la prédiction des concentrations en divers éléments transportés par les eaux souterraines. Dans l'équation, il entre en ligne de compte différents processus : l'advection, c'est à dire le transport de l'eau associé au gradient de charge hydraulique, la diffusion, l'adsorption par la roche et les réactions bio-chimiques avec le milieu ou entre les espèces.

Le problème peut même être couplé dans le cas où la modification chimique de l'eau induit une modification de ses propriétés physiques (densité, viscosité...). On peut aussi avoir à faire à plusieurs fluides comme par exemple l'eau et l'air pour les zones non saturées ou l'eau et un gaz pour l'exploitation des réservoirs. Dans ces derniers cas, le problème est alors plus complexe et implique beaucoup de facteurs et de paramètres.

Pour l'exemple du site de Ploemeur, nous partirons du principe que la partie chimique du système hydrogéologique ne perturbe pas l'écoulement de l'eau. On peut donc étudier le transport de particules ou de solutés une fois que les charges hydrauliques ont été modélisées dans le temps et l'espace. Dans notre démarche, nous nous focaliserons sur des composés chimiques supposés non réactifs mesurés dans l'eau des forages. Ils constituent ainsi des traceurs conservatifs qui n'interagissent pas avec le milieu et ne se dégradent pas au cours du temps.

La modélisation du transport d'un soluté à partir des gradients de charge hydraulique nécessite un paramètre hydrodynamique supplémentaire à ceux utilisés jusqu'à présent : la porosité. La porosité peut varier dans l'espace, cependant nous la considérerons homogène en première approche. Nous allons voir qu'elle fait intervenir une notion de volume dans le modèle. Dans le terme d'advection, la porosité permet d'estimer la vitesse réelle de l'eau dans le milieu poreux à partir de la vitesse de Darcy. C'est cette vitesse réelle qui compte pour le transport de particules.

3.3.2 Le modèle de transport de soluté

Le modèle de transport numérique *MT3DMS*, utilisable avec ModFlow, a été choisi pour modéliser les concentrations chimiques dans l'aquifère et pouvoir ensuite les comparer à celles relevées dans les forages de Ploemeur. Cette partie résume dans un premier temps le principe de résolution du problème de transport de soluté en milieu poreux par le modèle numérique *MT3DMS*. Ensuite, nous décrivons les conditions limites appliquées au modèle de transport pour s'adapter au contexte et aux données disponibles sur le site de Ploemeur.

Présentation du modèle numérique MT3DMS

Le modèle MT3DMS ("Modular Three-Dimensional Multispecies Transport Model for Simulation of Advection, Dispersion and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems") présenté par Zheng and Wang [1999] permet de modéliser le transport d'espèces dissoutes à partir des modèles de flux ModFlow.

Le transport d'un soluté en milieu poreux, caractérisé par sa concentration dans le temps et l'espace (C en $[ML^{-3}]$), sans prise en compte des réactions chimiques, est régi par l'équation 3.10 :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial q_i C}{\partial x_i} + q_s C_s \quad (3.10)$$

où θ est la porosité, D le coefficient de dispersion regroupant la dispersivité et la diffusion moléculaire, q_i [LT^{-1}] le flux d'eau (obtenu par ModFlow dans notre cas) et $q_s C_s$ est un terme source. Pour simplifier le problème et du fait des traceurs choisis, nous n'avons pas considéré de réactions chimiques, de production ou de dégradation du soluté ni de dispersion. Étant donnée la vitesse à laquelle l'eau est soumise par le pompage la dispersion peut être négligée au premier ordre (la diffusion encore plus). On parlera alors d'un problème purement advectif. On peut donc réécrire l'équation sous cette forme :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = - \frac{\partial q_x C}{\partial x} - \frac{\partial q_y C}{\partial y} - \frac{\partial q_z C}{\partial z} \quad (3.11)$$

Dans le modèle MT3DMS, plusieurs solveurs numériques sont capables de résoudre cette équation par discrétisation sur le maillage du modèle de flux. Néanmoins, la documentation fait référence à des problèmes de dispersion numérique artificiellement créés dans ce type d'approche purement advective. Ce type de problème a en effet été constaté mais est considérablement réduit lorsque le maillage et le pas de temps sont fins. De plus, le solveur TVD ("Total Variation Diminishing method"), plus efficace pour les modèles dominés par l'advection, a été utilisé Zheng and Wang [1999].

Enfin, des conditions initiales et aux limites sont nécessaires pour résoudre l'équation. MT3DMS permet d'imposer des concentrations en fonction du temps sur les différentes mailles du modèle ModFlow, mais aussi d'imposer une concentration à l'eau qui recharge l'aquifère par exemple.

Les conditions limites du modèle de transport

À partir des différents modèle ModFlow évoqués précédemment, fixant un cadre physique au problème, plusieurs conditions limites sont possibles pour répondre aux besoins de la représentation des données géochimiques de Ploemeur. Le choix de l'approche dépend des données disponibles et de la manière dont on conceptualise le système du point de vue de la chimie de l'eau, c'est à dire la provenance et l'exutoire des solutés que l'on modélise au seins du modèle.

L'approche basique consiste à considérer qu'un traceur est présent dans l'eau qui recharge l'aquifère. La concentration de ce traceur peut varier dans le temps. Cette concentration et le taux de recharge définissent alors le volume de l'espèce modélisé entrant dans le modèle à chaque période de temps. Cette modélisation peut représenter différents cas auxquels on s'attend dans la réalité. Par exemple, une concentration d'un élément donné dans l'eau de pluie (des espèces ou des gaz dissous, des traceurs isotopiques) ou une concentration dans l'eau qui recharge l'aquifère. Ce deuxième cas se distingue du premier en sous-entendant que l'eau qui percole sous le sol et rejoint l'aquifère n'a plus la même composition que l'eau de pluie. Elle peut s'être chargée en éléments présents dans les sols (nitrates...) ou concentrée un peu plus en certaines espèces suite au processus d'évapotranspiration. Ensuite, le transport de l'espèce dissoute est donc simulé dans l'aquifère par MT3DMS, latéralement si il n'y a qu'une seule couche ou en 3 dimensions si il y en a plusieurs. La concentration peut alors être comparée en n'importe quel point du maillage, notamment ceux correspondant à des forages.

La deuxième approche est de considérer que le traceur provient de l'aquifère. Dans ce cas, un taux de production peut être imposé en chaque maille du modèle signifiant que l'eau se charge en soluté au contact de la roche à chaque pas de temps. La méthode nécessite de connaître le taux de production de l'espèce en question en fonction de la géologie. Cette valeur sera de plus fonction de la porosité qui définit la surface de contact entre l'eau et la roche.

Enfin, pour estimer la contribution d'une zone délimitée dans le modèle, on peut lui attribuer une concentration en une espèce fictive égale à 1. Toute l'eau qui passe par cette zone se verra alors attribuée une concentration de 1. En dehors de cette zone, le mélange d'eaux d'origines différentes permet de diluer la concentration. Dans ce cas de figure, l'objectif est d'évaluer la contribution ou la signature d'une structure particulière sur l'eau prélevée à un endroit donné. Sur Ploemeur, on s'intéressera à la contribution de différents réservoirs chimiques à l'eau pompée dans le puits principal. On verra néanmoins que cette approche présente des limites conceptuelles dont l'interprétation chimique permet de s'affranchir.

Notons que, au même titre que les charges hydrauliques, la comparaison des concentrations chimiques dans les modèles hétérogènes ou à plusieurs couches nécessite de bien évaluer dans quel compartiment de l'aquifère l'échantillonnage sur le terrain a été effectué. Ce qui n'est malheureusement pas évident compte tenu de la complexité des aquifères fracturés.

3.4 Modèle hydrologique à grande échelle (Global Hydrological Model)

3.4.1 Contexte et enjeux

Pourquoi faire des modèles à grande échelle ?

L'hydrologie à grande échelle, de celle des grands bassins hydrographiques régionaux à celle du globe, est en plein essor. Dans une optique de prise en compte intégrée des différents processus sur Terre et de leurs interactions, le cycle hydrologique apparaît au carrefour de plusieurs domaines : la climatologie, l'écologie, la géomorphologie, le cycle du carbone ou encore l'économie et la sécurité alimentaire. L'essor de la modélisation à cette échelle est aussi lié à l'augmentation des données disponibles et à l'amélioration des capacités informatiques. Elle s'inscrit clairement dans un besoin de prédiction à cause de l'augmentation de la pression anthropique sur les milieux et du réchauffement climatique.

La modélisation hydrologique passe nécessairement par des modèles numériques dont les ambitions sont multiples. L'un des premiers objectifs de ces modèles était de prendre en compte l'hydrologie continentale dans la modélisation du climat. En 1969, Manabe [1969] avait déjà intégré l'hydrologie de surface dans un modèle climatique à travers un schéma très simple. La surface des continents était représentée en chaque maille par un réservoir de sol pouvant absorber les pluies puis fournir l'évaporation ou générer du ruissellement.

Aujourd'hui, les objectifs et les enjeux sont multiples. Il s'agit de comprendre et prédire l'évolution de systèmes multi-échelles tels que l'atmosphère, les rivières, les écosystèmes ou les aquifères. De cet objectif découle le besoin d'améliorer la représentation dans les modèles des liens entre climatologie et hydrologie de surface, le but final étant de mieux anticiper et optimiser la gestion des territoires à différentes échelles via de meilleures prévisions. Les sorties des modèles hydrologiques à grande échelle sont typiquement des flux comme les débits de surface ou l'évapotranspiration et des quantités d'eau comme l'humidité des sols ou les stocks d'eau souterraines. Les applications directes qui peuvent en être faites sont la prédiction des inondations, du potentiel énergétique des rivières (barrages et refroidissement des centrales) et des ressources en eau pour diverses applications [Wada et al., 2010].

On parle donc de prévisions en référence à des événements climatiques qui pourraient se pro-

duire à plus ou moins long terme (réchauffement climatique, intensification des pluies, fonte des neiges...) mais aussi en référence à des déstabilisations anthropiques telles que les changements d'usage des sols, l'impact des prélèvements en aquifère ou en rivière et l'implantation de barrages [Angarita et al., 2018]. La compréhension et la modélisation couplée de ces processus restent des enjeux majeurs [Wada et al., 2017] à grande échelle. Plusieurs travaux de modélisation illustrent l'importance des systèmes aquifères à large échelle. [Miguez-Macho and Fan, 2012] démontrent l'importance du niveau piézométrique sur le bassin de l'Amazonie. Celui-ci réduit le drainage de l'eau du sol vers la profondeur en saison humide et permet de maintenir l'évapotranspiration dans les vallées en période sèche. De plus, le réservoir souterrain semble atténuer les périodes de sécheresse.

Aux aspects quantitatifs du cycle hydrologique, s'ajoutent également des questions de qualité de l'eau et d'impacts environnementaux. Récemment, les sorties de ces modèles ont été utilisées à des fins météorologiques et hydrologiques mais ont aussi permis d'estimer la contribution des aquifères à la montée des niveaux marins et même au commerce international. Dalin et al. [2017] parlent en particulier de la dépendance du commerce mondial aux ressources aquifères surexploitées. L'estimation du comportement de ces grands réservoirs souterrains passe aussi par des modèles à grande échelle.

Les modèles existants et leurs limites

Quelques dizaines de modèles hydrologiques sont disponibles et développés par différentes équipes de recherche (voir une synthèse dans l'article de Bierkens [2016]). Ils ne sont pas tous voués à représenter uniquement l'échelle continentale ou mondiale. Ils ne sont pas non plus tous construits de la même manière en fonction de leurs objectifs initiaux bien qu'ils représentent les mêmes systèmes.

Le réalisme de ces modèles soulève des questions. On note des écarts plus ou moins importants en fonction des régions du globe entre les variables observées et modélisées. La comparaison des sorties de différents modèles hydrologiques mondiaux montre par exemple des différences importantes sur la prédiction des débits mais l'explication de ces écarts est difficile tellement les modèles comparés sont différents. Dans sa synthèse sur les projets de comparaison des modèles, Bierkens [2016] mentionne des incertitudes à plusieurs étapes : les données d'entrées (surtout les précipitations), les données de sortie et la structure des modèles avec la paramétrisation qui y est associée. Kollet et al. [2017] comparent les simulations sur des cas tests à partir de sept modèles hydrologiques préalablement sélectionnés. Ces modèles résolvent les équations régissant les processus physiques mais ont des structures (conceptuelles) et des schémas numériques différents. Il en résulte des résolutions et des capacités à prendre en compte l'hétérogénéité différentes. Les résultats sont plutôt cohérents entre eux ce qui souligne que pour ces modèles physiques d'écoulement, ce sont surtout les données d'entrées et la paramétrisation qui sont importants. Néanmoins, les auteurs obtiennent des résultats sensiblement différents selon les modèles sur la distribution de l'eau et de manière générale dans les cas très hétérogènes.

La manière dont les processus sont représentés diffèrent d'un modèle à l'autre, en particulier les modélisations de l'évapotranspiration et des écoulements souterrains. Des modèles différents ont aussi parfois été implémentés en fonction des contextes régionaux (karst, permafrost, montagne...). Ces modèles partagent néanmoins un point commun : la résolution. Leur résolution temporelle est plutôt journalière. En revanche, leur résolution spatiale ne descend pas sous le kilomètre du fait des limites informatiques et des données climatiques disponibles. La capacité de ces modèles à intégrer des processus se produisant à des échelles typiquement plus petites que le kilomètre est une question importante. Elle rejoint celle de la capacité à intégrer l'hétérogénéité. Les modèles purement physiques sont les plus concernés par cet aspect car ils n'ont pas la souplesse des modèles plus empiriques.

Dans cette brève synthèse de la modélisation à grande échelle, il est peu fait mention des systèmes aquifères. Peu de modèles fournissent une représentation explicite de ces systèmes. Pourtant leur représentation physique est nécessaire pour modéliser le débit des rivières, l'évolution de la ressource en eau et l'humidité des sols [Keune et al., 2016; Maxwell and Condon, 2016; Wada et al., 2010]. On peut citer plusieurs modèles qui s'attachent à mieux décrire la physique des écoulements souterrains et leur interaction avec la surface, notamment *ParFlow* [Kollet and Maxwell, 2008; Maxwell et al., 2015] et *PCR-GLOBWB* [Sutanudjaja et al., 2018]. Le premier modèle à l'avantage d'avoir été couplé à un modèle de surface permettant un couplage robuste physiquement entre la subsurface et l'atmosphère. Le modèle SAFRAN-ISBA-MODCOU [Habets et al., 2008; Vergnes et al., 2012, 2014] est aussi un bel exemple de modèle s'efforçant de représenter explicitement les processus hydrologiques au sein des différents systèmes et notamment les interactions entre ces systèmes.

La paramétrisation de ces modèles est un enjeu majeur. D'une part il représente les processus à une résolution plutôt grossière et d'autre part les propriétés hydrodynamiques des systèmes souterrains ne sont pas disponibles à grande échelle. Nous voulons donc nous focaliser sur deux enjeux. Les modèles physiques semblent les plus pertinents et dans ce cadre nous voulons améliorer la représentation des aquifères dans les modèles. Cette représentation passe par une description parcimonieuse des flux latéraux et des interactions entre les milieux souterrains et la surface. Elle nécessite une paramétrisation des modèles qui demande donc de bien évaluer le contenu informatif des observations disponibles (voir par exemple Sutanudjaja et al. [2014]).

Les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique

Dans cette partie, nous allons nous intéresser au rôle des aquifères sur la répartition de l'eau à la surface du globe. En effet, si le couplage entre climat et hydrologie de surface est pris en compte depuis de nombreuses années [Manabe, 1969], les études intégrant l'hydrogéologie sont plus rares en tout cas à grande échelle. De manière un peu caricaturale peut-être, on peut dire que l'hydrogéologie (ou hydrologie souterraine) est une science focalisée sur la ressource. Elle nécessite une représentation physique des écoulements souterrains pour évaluer localement la ressource exploitable.

Les interactions entre les systèmes aquifères et la surface, bien que connues, sont encore trop superficiellement intégrées dans les modèles. On évoque souvent le fait que le ruissellement de surface ou de subsurface alimente les rivières tandis que les aquifères fournissent le débit de base. Cette dichotomie permet de modéliser les débits dans la plupart des cas tant que l'échelle est assez grande ou tant que les échanges souterrains entre les bassins sont négligeables. De plus, cette théorie montre qu'il est possible de séparer la contribution relative du milieu souterrain à partir des courbes de débits mesurés. Mais fondamentalement, il apparaît plus juste de dire que le débit des rivières est fourni par débordement des aquifères (des structures souterraines en général) et par le ruissellement produit par les pluies dont l'intensité dépasse la capacité d'infiltration des sols. À priori, on ignore donc quelle est la part du débit de rivière qui a transité par le milieu souterrain.

Dans cette vision, la distribution des niveaux piézométriques dans le temps et l'espace conditionne l'humidité du sol et la présence des rivières. Quels sont alors les flux latéraux souterrains et où alimentent-ils la surface ? La réponse des systèmes hydrologiques au forçage climatique dépend donc en partie des aquifères. Ces derniers auraient tendance à atténuer la variabilité climatique court-terme et vocation à redistribuer l'eau dans l'espace. Les écoulements souterrains sont donc un processus clef influençant la disponibilité en eau sur les continents.

Pour finir, le comportement naturel des milieux souterrains, et la redistribution des flux qui en découle, sont très contraints par la physique des écoulements en milieux poreux. En complément, la modélisation des déstabilisations induites par les pompes en nappe demande une évaluation

au moins au premier ordre des rabattements de nappe pour évaluer l'impact sur les autres processus (alimentation des rivières, évapotranspiration et recharge). D'où le besoin de mieux prendre en compte cette physique.

3.4.2 Le modèle CWATM

Contexte

Les travaux présentés dans ce chapitre sont le fruit d'une collaboration avec Yoshihide Wada, Peter Burek et Yusuke Satoh de l'International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA, Autriche). Cet institut étudie différents domaines à l'échelle internationale tels que l'écologie, l'énergie, la qualité de l'air ou l'économie. Il vise à "délivrer des avis scientifiques sur les changements auxquels nous sommes confrontés". L'équipe "Water" de l'IIASA a pour mission "d'incorporer la science de l'eau dans les études d'évaluation et de planification de la gestion de l'eau" et "d'établir des connaissances par le développement de modèles et la collecte de données". Le moteur de cette collaboration est l'implémentation d'un modèle d'écoulement souterrain au sein d'un modèle hydrologique développé par l'IIASA, le *Community Water Model* (CWATM), à la lumière du couplage développé entre PCR-GLOBWB et ModFlow [De Graaf et al., 2015; Sutanudjaja et al., 2018] ou du modèle ParFlow-CLM [Kollet and Maxwell, 2008].

Aspect général du modèle

Le modèle CWATM est très proche du modèle PCR-GLOBWB développé il y a quelques années. En phase finale de développement, il présente l'avantage d'être efficace et facilement utilisable. Il est développé en langage *Python* où chaque processus est représenté par une classe (ou module) ce qui permet de le lier facilement à d'autres modèles. Il permet de prendre en compte de nombreux processus dont les différents forçages anthropiques (voir figure 3.6).

À partir de données climatiques comme la pluie et la température, le modèle prend en compte l'interception par la végétation, le ruissellement de surface, l'évaporation, l'évapotranspiration à partir des sols, l'infiltration et les remontées capillaires dans trois couches de sol (figure 3.6). Sous certaines températures, CWATM prend en compte les précipitations sous forme de neiges alors stockées en surface. En fonction des températures, la neige s'accumule sur les sols ou fond avant de s'infiltrer via un modèle spécifique. Sous les couches de sols, les aquifères sont représentés par un réservoir linéaire fournissant un débit de base aux rivières en fonction de son stock. En surface, les flux ruisselés forment des rivières dont le chemin dépend des gradients topographiques et des lacs préalablement définis.

Un des points forts de CWATM est de pouvoir modéliser les perturbations anthropiques du cycle continental de l'eau [Wada et al., 2017]. La demande en eau est répartie entre eaux souterraines et eaux de surface. Cette eau est ensuite utilisée pour différents secteurs dont l'irrigation. L'eau d'irrigation fournit alors la demande évaporatoire des plantes et s'infiltré en partie dans les sols. Si l'eau est utilisée pour d'autres besoins, elle est réinjectée dans les rivières.

Théoriquement, le modèle CWATM est un algorithme qui travaille sur une grille (en latitude et longitude) de n'importe quelle résolution tant que les paramètres et les forçages climatiques et anthropiques sont fournis. En pratique, le modèle tourne pour l'instant à 30' et 5' de résolution (équivalent à environ 50 et 8 km au niveau du Rhin) sur quelques bassins tests dont celui du Rhin. Les cartes de paramètres demandent en effet une mise en forme préalable et doivent être adaptées à la résolution de travail, de même pour les forçages temporels.

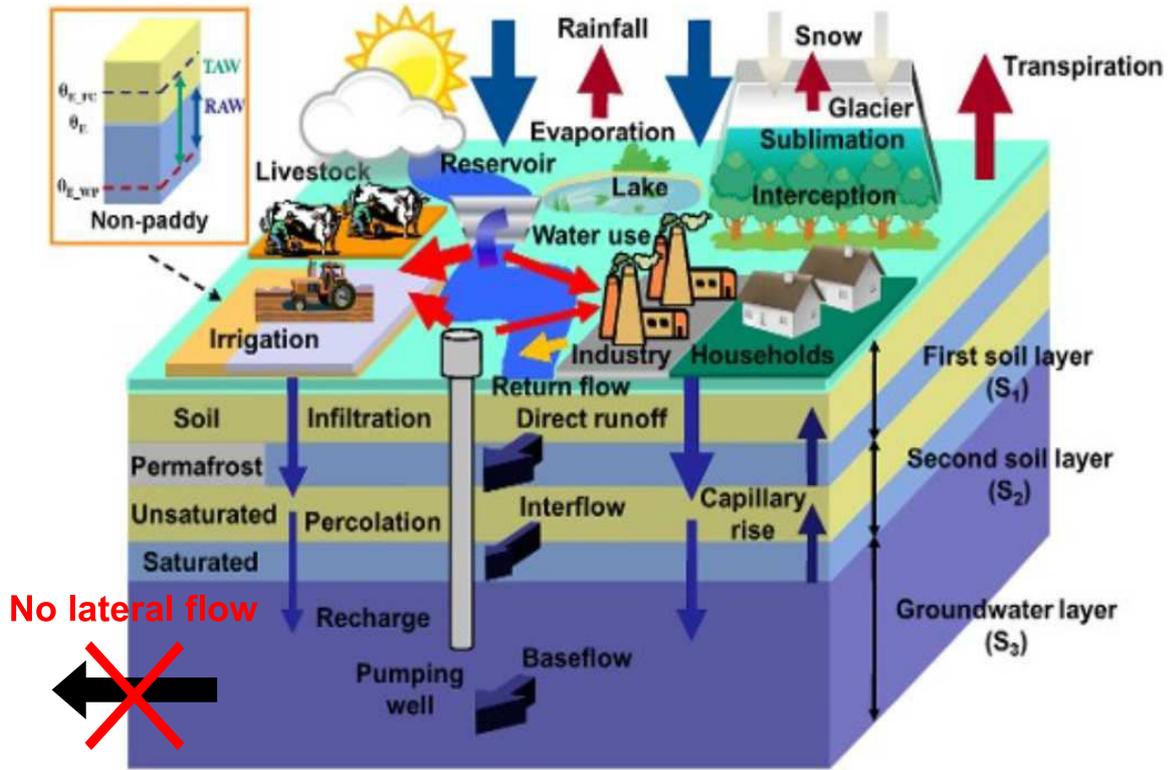


FIGURE 3.6 – Les processus inclus dans le modèle CWATM.

Focus sur les flux souterrains

Conceptuellement, le schéma du modèle est très vertical (voir figure 3.6). Pour chaque maille, différents réservoirs sont discrétisés verticalement et interagissent entre eux via des relations assez simples. Nous détaillons ici la partie "sol" de CWATM.

Schématiquement, les trois couches superficielles disposent chacune d'une conductivité hydraulique à saturation, d'une porosité et d'une épaisseur. En fonction des contenus en eau et des conductivités de ces réservoirs, les flux verticaux de "percolation" ou de "remontée capillaire" sont calculés. On pourra se référer à l'annexe de Wada et al. [2014] pour une description plus détaillée du modèle PCR-GLOBWB qui est assez similaire à CWATM pour cette partie. Dans la zone non saturée, les flux sont contrôlés par l'équation de Richards qui s'écrit en 1D (vertical selon z) [Richards, 1931] :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \times \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right] - S(\theta) \quad (3.12)$$

où θ est la teneur en eau volumétrique du sol [], t le temps, h la pression en eau du sol [L], $K(\theta)$ la conductivité hydraulique [L/T], et $S(\theta)$ est un terme source [T^{-1}]. Par simplification, le flux vertical de percolation entre deux couches (mais aussi entre la troisième couche de sol et le réservoir aquifère) est alors égal à la conductivité hydraulique qui peut se calculer de la façon suivante [Van Genuchten, 1980] :

$$K(\theta) = K_S \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{0.5} \left[1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right]^2 \quad (3.13)$$

où K_S est la conductivité hydraulique à saturation [$cm \cdot d^{-1}$], θ , θ_s et θ_r sont respectivement l'humidité réelle, à saturation et résiduelle du sol, enfin, m est égal à $\lambda/(\lambda + 1)$, λ étant le "pore-size index". Ce flux de percolation est finalement limité par la différence d'humidité entre les deux couches. Si la couche supérieure est moins humide, la remontée capillaire de la couche inférieure

se produit à un taux égal à $K_S \text{ couche inf.} \times (1 - \theta_{\text{couche sup.}})$. Ces couches de sol sont alimentées par le haut par les précipitations qui s'infiltrent [Todini, 1996] et par le bas par les remontées de nappe lorsque le niveau du réservoir aquifère est proche de la surface (voir les parties suivantes). L'eau présente dans les deux premières couches a la particularité de pouvoir être disponible pour l'évapotranspiration. Si la première couche déborde, l'eau ruisselle et rejoint le réseau hydrographique.

L'interaction entre la dernière couche de sol et le réservoir souterrain est intéressante. Les flux verticaux entre ces deux systèmes reposent sur les mêmes principes que précédemment hormis que les remontées capillaires provenant du réservoir aquifère ne peuvent se produire que si le niveau est suffisamment haut pour atteindre le fond de la dernière couche de sol. Ce réservoir se vidange dans le même temps selon une fonction linéaire contribuant ainsi au débit des rivières. L'eau ne s'écoule donc pas d'une maille à l'autre au sein de l'aquifère, chaque maille est une boîte indépendante de ses voisines. Ainsi, conceptuellement l'eau souterraine présente dans une maille alimente directement les rivières sus-jacentes via un coefficient de récession à calibrer. Cette méthode a fait ses preuves pour restituer les débits de grands bassins et fait aussi l'hypothèse qu'à basse résolution, la variabilité spatiale des flux souterrains latéraux n'est pas déterminante. La représentation des aquifères par des modèles simples de type réservoir linéaire n'est en effet pas anecdotique en hydrologie. Le flux continu qui est alors restitué aux rivières apparaît généralement sous le nom de débit de base ("baseflow" en anglais).

C'est au niveau de ces aquifères que les modèles font à priori défaut puisque les systèmes souterrains ont vocation à transférer l'eau latéralement sur des dizaines voir des centaines de kilomètres. Ils ne restituent pas forcément l'eau aux rivières situées dans la même maille. Les écoulements latéraux conditionnent aussi les niveaux piézométriques qui vont affecter non seulement la distribution des rivières mais aussi la disponibilité en eau pour l'évapotranspiration. Ces processus semblent à priori plus déterminants sur les capacités prédictives à long-terme des modèles étant donnés les volumes et temps de réponses importants des réservoirs souterrains. Ce manque de prise en compte des lois physiques montre aussi ses limites lors de la paramétrisation à partir des observations. L'enjeu de ce travail est donc d'évaluer la criticité de la représentation des systèmes souterrains au sein de ces modèles à grande échelle.

3.4.3 Le modèle CWATM-ModFlow : couplage avec les aquifères

Idée générale

Notre approche est simple, elle consiste à intégrer un modèle ModFlow à la place du réservoir linéaire de CWATM. C'est à dire qu'on utilisera le solveur de ModFlow pour déterminer les niveaux piézométriques et les flux latéraux entre les cellules à chaque instant t . En effet, le modèle initial ne tient pas compte des flux latéraux se produisant par transfert de pression dans les milieux souterrains. Ce processus est alors régi par l'équation de diffusivité qui s'écrit dans notre cas en 2D (équation 1.3) avec un terme de recharge correspondant à la percolation en provenance de la troisième couche de sol. Pour faciliter la convergence du modèle et sa paramétrisation nous nous sommes cantonnés à la modélisation d'une couche aquifère confinée d'épaisseur constante (ce qui n'empêche pas les paramètres hydrodynamiques de varier d'une cellule à l'autre). C'est à dire que le milieu souterrain est représenté par une couche dans laquelle les variations spatio-temporelles des charges hydrauliques et des flux sont calculés numériquement selon un maillage régulier. La relation avec la couche supérieure de CWATM est inchangée pour les flux descendants, dits de recharge souterraine ("groundwater recharge" ou "percolation"). Pour les flux ascendants, de l'aquifère vers le sol (on parle de "capillary rise"), le taux est égal à la différence entre le niveau d'eau dans l'aquifère et le fond de la couche de sol (voire du contenu en eau dans la couche de sol) multiplié par une conductance. Cette relation vient du fait que les flux ascendants sont définis par le package "Drain" de ModFlow déjà utilisé précédemment sur les modèles de Ploemur et Guidel.

Par conséquent, la conductance (consistant à fixer une zone intermédiaire de transmissivité fixée) peut s'avérer être un paramètre critique, cependant les tests montrent une sensibilité assez faible sur ce paramètre. Une période de simulation du modèle couplé ainsi développé se déroule selon l'algorithme décrit sur la figure 3.7.

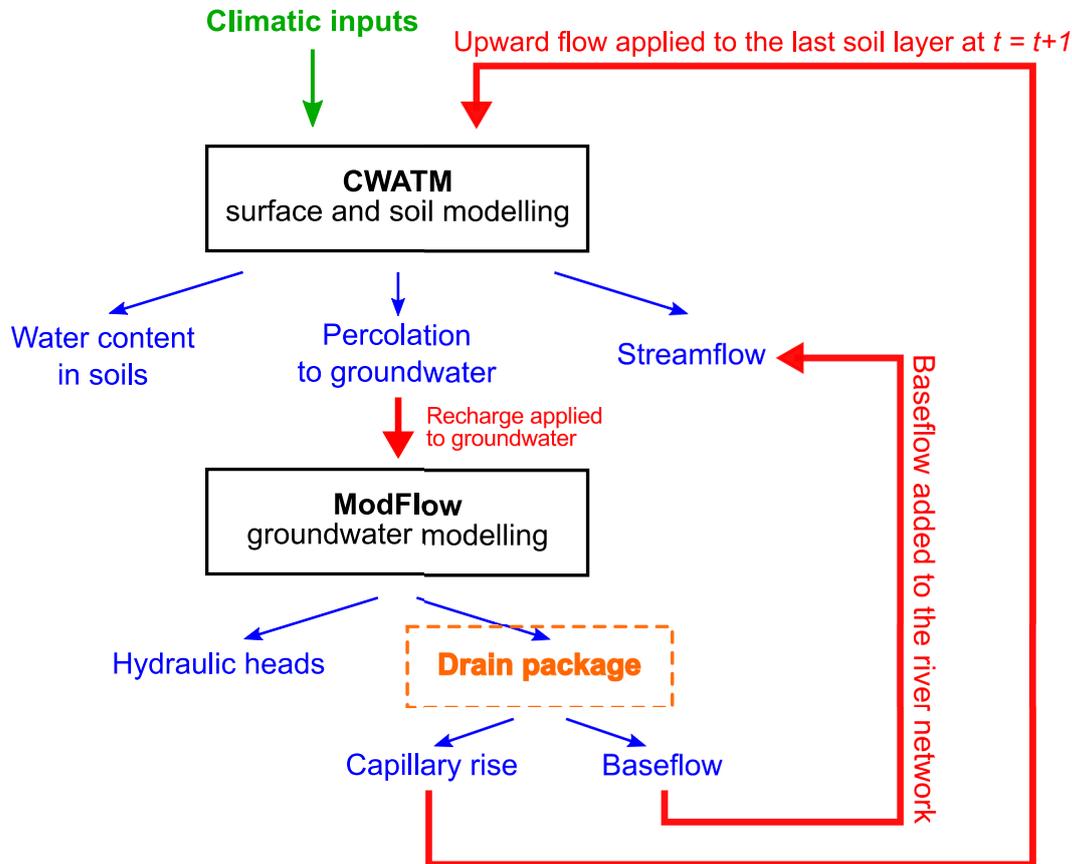


FIGURE 3.7 – Architecture du couplage entre CWATM et ModFlow.

Le couplage n'est donc pas parfait et mériterait d'être approfondi via l'intégration du modèle ModFlow en tant que module inclus dans CWATM. Cela pourrait notamment augmenter la vitesse de calcul du modèle. Dans notre cas, les deux modèles sont redémarrés à chaque étape ce qui oblige à charger l'état précédent et sauvegarder l'état final à chaque fois. Cela permettrait également d'implémenter une équation plus réaliste pour décrire les échanges entre la partie aquifère et la partie sol. Ici, le modèle CWATM fournit de l'eau quel que soit le niveau piézométrique, on verra cependant en perspective une nouvelle approche permettant de prendre en compte l'influence de la proximité de la nappe sur la recharge. En théorie, le couplage nécessiterait l'implémentation d'un solveur à part entière pour que les systèmes soient dépendants. Cette approche reste parcimonieuse, considérant qu'il est plus important de représenter la physique des écoulements dans les aquifères qu'à l'interface avec le sol.

Gestion des interactions entre les deux modèles

La mise en place du couplage a demandé quelques précautions qu'il est important de documenter. En particulier, à chaque période de temps et pour chaque maille, CWATM reçoit un flux vertical de ModFlow et en fournit un en retour. Mais la remontée capillaire peut être ajoutée à différents moments. Nous avons choisi d'apporter cette contribution au début de chaque période de simulation, juste avant le calcul de l'évapotranspiration afin que l'eau supplémentaire soit disponible immédiatement. L'intérêt est aussi de limiter les échanges, c'est à dire d'éviter que cette eau

ne reparte directement vers la nappe.

De plus, nous permettons à la remontée capillaire de remplir successivement la deuxième et la première couche de sol lorsque la troisième est saturée. En cas de trop plein, un débordement peut même être généré et la remontée capillaire participera ainsi au ruissellement.

Représentation de l'état initial dans le modèle CWATM-ModFlow

L'initialisation des modèles hydrologiques à grande échelle demande généralement plusieurs dizaines d'années de simulation. À l'issue de cette étape, on considère que l'état initial du modèle (fixé arbitrairement) n'impacte plus les résultats par rapport à la période qui nous intéresse. C'est le cas du modèle CWATM. Son algorithme ne permet pas d'effectuer des simulations en régime permanent¹ qui auraient permis de simuler rapidement un état moyen du système. Cette étape est importante puisque le comportement des systèmes naturels dépend des propriétés des milieux ainsi que de leur état passé, lui-même résultant de conditions limites antérieures. Dans le cas des systèmes aquifères par exemple, où les temps de réponse peuvent être très longs, les interactions avec la surface vont dépendre des niveaux piézométriques. Or, si ces derniers sont mal estimés au début de la simulation (trop bas ou trop élevés), ils ne vont pas fluctuer autour de leur état moyen mais vont progressivement croître ou décroître durant la simulation (pour converger vers leur état moyen). Ainsi, si l'état initial est trop éloigné de l'état moyen alors la simulation ne sera pas réaliste.

Pour optimiser cette étape très longue qui peut nécessiter des heures de calculs, nous proposons une approche que l'on peut qualifier de semi-permanente. Elle consiste à appliquer durant plusieurs années des conditions météorologiques constantes distribuées dans l'espace : les moyennes journalières à long-terme des précipitations, de la température et du vent. Dans le même temps, le modèle ModFlow sous-jacent, alimenté par l'infiltration, est utilisé en régime permanent (comme le temps de réponse de la partie aquifère est très élevé il faudrait des dizaines voire des centaines d'années de simulations à pas journalier pour atteindre l'état moyen). Il en résulte alors des "remontées capillaires" qui alimentent à leur tour le modèle de sol. On répète ainsi l'opération quelques centaines de fois jusqu'à la stabilisation des différents flux et des contenus en eau, c'est à dire jusqu'à ce que les variables du modèle convergent vers un état moyen. Ensuite, à partir de l'état permanent (ou moyen) obtenu, le modèle couplé est simulé normalement en régime transitoire à pas journalier durant quelques années pour garantir un bon état initial avant de commencer réellement à comparer les sorties du modèle.

L'approche est très efficace si l'on considère le temps qu'il faudrait à la partie aquifère pour ne plus dépendre de l'état initial fixé. En effet, cela impliquerait des milliers de jours de simulation. La méthode montre néanmoins une limitation. On note que l'état permanent obtenu ne correspond pas tout à fait l'état moyen du transitoire, notamment dans les zones de montagne. Une des raisons vient du fait que les forçages climatiques permanents appliqués aboutissent soit à une diminution soit à une augmentation constante des stocks de neige (sur une maille CWATM, il neige ou il ne neige pas). Il en résulte, en plus d'une mauvaise représentation de la partie superficielle, que les niveaux piézométriques sont trop hauts ou trop bas au démarrage du modèle. La conséquence est ensuite un temps de rééquilibrage de l'aquifère extrêmement long dans ces zones. Le bilan de masse est alors peu pertinent dans ces régions mais aussi à l'échelle du modèle. La méthode préconisée pour le moment permet de résoudre partiellement ce problème. Elle consiste à faire neiger et fondre de manière alternée durant les étapes d'initialisation. Néanmoins, au vu de la non linéarité du modèle (liée aux interactions entre le modèle aquifère et la surface), il est clair que l'état moyen ne peut être rigoureusement équivalent à l'état permanent.

1. Un modèle ou un système en *régime permanent* (ou stationnaire) ne dépend pas du temps, il s'apparente à l'état moyen du système sur une durée suffisamment longue. La moyenne des différentes variables du système (niveaux piézométriques, débits de rivières...) est alors obtenue en calculant l'état d'équilibre du système lorsque celui-ci est soumis à des conditions limites constantes (pluies moyennes, évapotranspiration moyenne...)

3.4.4 Prise en compte de la variabilité sous-maille

Au sein du modèle CWATM initial

Un point clef de CWATM que n'avons pas encore discuté est sa capacité à intégrer une variabilité sous-maille pour certains processus. Cette capacité est courante dans ce genre de modèles et permet de prendre en compte des informations plus fines sans augmenter sensiblement le temps de calcul. Dans CWATM plusieurs processus dits sous-mailles se distinguent.

Chaque maille est constituée de six types de sols (forêts, champs...) en proportions différentes d'après les informations disponibles dans les bases de données. Ces sols possédant des propriétés différentes, éventuellement en fonction des saisons, en terme d'épaisseur, d'extension des racines végétales, de couvert végétal ou d'évapotranspiration potentielle, les développeurs ont opté pour un schéma sous-maille de type "mosaïque". Cette approche consiste à diviser les mailles en six et à effectuer la simulation en parallèle pour chaque sous-maille (techniquement, une dimension est ajoutée au calcul matriciel). Pour chaque type de couverture, les données d'entrées que sont la pluie, la température ou la remontée capillaire par exemple, sont les mêmes. Ensuite, pour chaque maille, les contenus en eau calculés pour les six types de couvertures (ou des six sous-mailles) sont sauvegardés pour l'étape suivante. Enfin, les flux obtenus sont rapportés au pourcentage surfacique de chaque type de couverture puis ils sont sommés pour obtenir les flux totaux sortant au niveau de chaque maille tels que l'évapotranspiration réelle ou l'écoulement.

Le ruissellement lié à la saturation des sols fait lui aussi l'objet d'une approche sous-maille via le schéma Arno [Hagemann and Gates, 2003; Todini, 1996]. Ce dernier permet de générer du ruissellement à partir d'une estimation du pourcentage de saturation de chaque maille CWATM. Ainsi, on peut générer du ruissellement même si les volumes de pluies sont normalement insuffisant pour remplir la maille dans sa totalité. On estime que cette approche est plus réaliste car en réalité les flux convergent dans certaines zones et du ruissellement peut se produire localement. Schématiquement, la méthode Arno permet donc de redistribuer le contenu en eau du sol au sein des mailles le temps de calculer le ruissellement et l'infiltration.

La fonte des neiges est quant à elle fonction de l'écart-type de la topographie à une résolution plus fine au sein de chaque maille. Enfin, pour chaque maille, la remontée capillaire du réservoir aquifère est elle aussi calculé à partir d'informations plus fines sur la topographie ce qui permet de générer une remontée capillaire même si le niveau souterrain est inférieur à l'altitude moyenne de la cellule sus-jacente. Ainsi, le niveau d'eau dans l'aquifère est calculé puis augmenté de 5 m par exemple (pour prendre en compte la remontée capillaire). Ce niveau piézométrique est alors comparé à la profondeur du sol mais à une résolution plus fine que celle du modèle. On en déduit ainsi la fraction de maille influencée par la remontée de nappe ce qui permet d'ajouter une contribution profonde se produisant localement dans les bas topographiques malgré un niveaux moyen très inférieur à l'altitude moyenne du sol.

Au sein du modèle couplé CWATM-ModFlow

Dans le cas du modèle couplé, la résolution du modèle ModFlow ne peut pas être la même que celle de CWATM étant donné que les systèmes de coordonnées ne sont pas superposables directement (figure 3.8). En effet, CWATM travaille en système géographique (WGS84) alors que la version de ModFlow utilisée (*ModFlow-2005*) utilise un système projeté en coordonnées cartésiennes car son schéma de résolution par différences finies nécessite une grille régulière. Typiquement, notre résolution CWATM est de 5' (soit environ 7-8 km au niveau du Rhin) alors que celle de ModFlow est modulable entre 4 et 1 km actuellement. Cette dernière doit rester assez fine pour permettre une bonne projection de CWATM vers ModFlow c'est à dire pour éviter que de grandes cellules se retrouvent à cheval et non superposées. Mais elle ne peut descendre sous le kilomètre sans impliquer des temps de calculs de plusieurs jours (sur un ordinateur portable standard) à l'état actuel

du modèle. Par conséquent, on peut dire que notre modèle couplé inclut un modèle hydrogéologique sous-maille. Le taux de percolation vers l'aquifère, calculé au droit d'une maille CWATM, est donc appliqué uniformément aux cellules ModFlow sous-jacentes. Après résolution numérique, ces dernières restituent alors à la maille CWATM un flux "capillaire" comme étant la somme du flux de chaque cellule (figure 3.8).

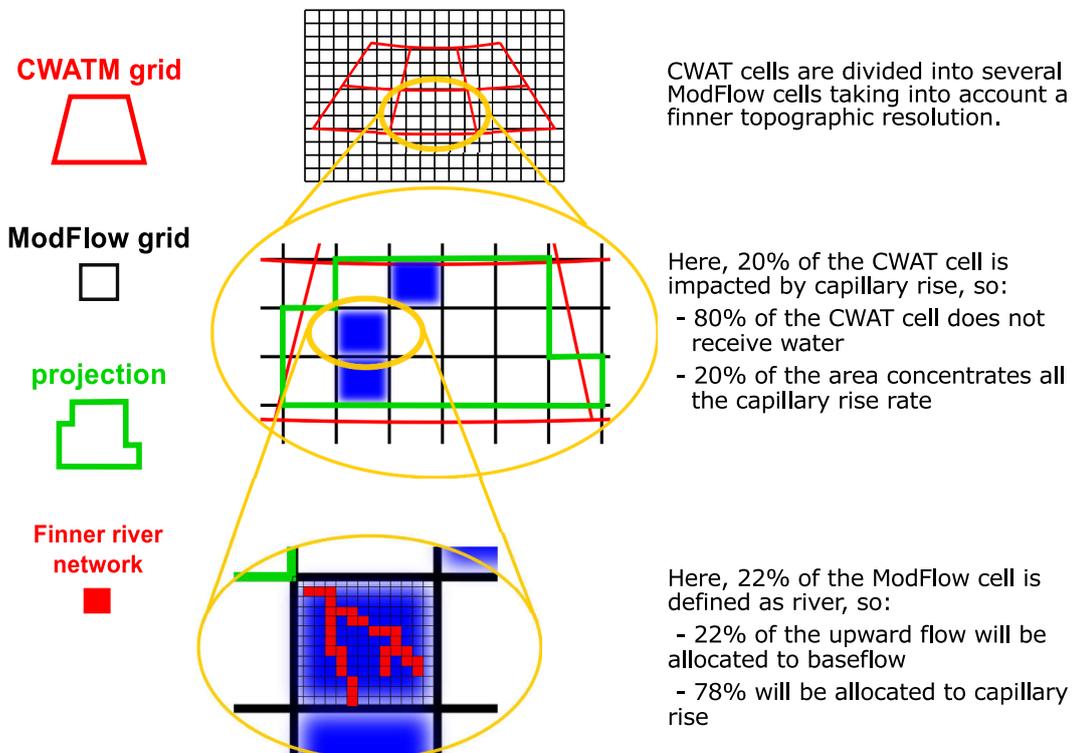


FIGURE 3.8 – Les processus sous-mailles implémentés dans le modèle couplé CWATM-ModFlow

De manière simplifiée, le modèle d'aquifère, à résolution plus fine que CWATM, fournit plus d'eau à la surface dans les bas topographiques qui sont des zones de convergence des flux souterrains. Nous proposons de ne pas perdre cette distribution spatiale des flux capillaires provenant de la partie aquifère. Pour ce faire, nous avons ajouté un schéma sous-maille similaire à celui implémenté pour les six types de sol. Il permet de diviser la maille CWATM en deux parties, l'une sera impactée par la remontée de nappe, l'autre non (voir le schéma du centre sur la figure 3.8). L'effet recherché est une meilleure prise en compte de l'influence de la distribution de l'eau dans les sols. On peut supposer que les taux d'évapotranspiration, de percolation ou de ruissellement seront différents si l'eau est répartie uniformément sur 64 km² ou si elle est concentrée plus localement au sein de cette surface. Le schéma de discrétisation implémenté est explicité sur la figure 3.8. Il consiste à relever le pourcentage de cellules ModFlow qui participent à de la remontée capillaire au sein d'une maille CWATM. Ensuite, seul ce pourcentage de la maille CWATM se voit attribuer ce flux capillaire. Comme pour l'approche mosaïque avec les six types de sol, le modèle CWATM est ensuite appliqué en parallèle aux zones recevant et ne recevant pas d'eau de la part de l'aquifère (il y a donc désormais deux "sub-sous-mailles" dans chaque sous-maille).

Il reste à définir la part des remontées de nappe attribuable respectivement à la remontée capillaire et au débit de base des rivières. Initialement, le modèle CWATM considérait que le débit de base pour chaque maille était une fonction linéaire du stock d'eau de l'aquifère. L'objectif est ici de reproduire ce débit de base mais de considérer qu'il se produit dans les zones de convergence uniquement. Pour cela nous proposons de définir au préalable un réseau hydrographique à partir de la carte topographique utilisée par ModFlow. Le principe est de définir une aire minimale à partir de laquelle une cellule drainant plusieurs cellules en amont est considérée comme une rivière

[Schwanghart and Scherler, 2014]. Ensuite, les flux ascendants vers CWATM sont attribués directement au débit de base des rivières si les cellules sont identifiées comme des rivières, sinon ils sont attribués à une remontée capillaire vers les sols. Une deuxième solution mise en place est présentée sur la figure 3.8 (encart du bas). Elle consiste à définir le réseau hydrographique du bassin à une résolution plus fine que celle de ModFlow. Cela permet ensuite de calculer un pourcentage de rivières pour chaque cellule de ModFlow. Les flux ascendants sont alors réparties entre le débit de base et la remontée capillaire en fonction de ce pourcentage.

Chapitre 4

Quelles informations extraire de la piézométrie ?

Sommaire

| | |
|---|------------|
| 4.1 Démarche | 90 |
| 4.1.1 Introduction générale sur la piézométrie | 90 |
| 4.1.2 Pourquoi différents modèles ? | 91 |
| 4.2 Contenu informatif des niveaux piézométriques moyens | 92 |
| 4.2.1 Problématique | 92 |
| 4.2.2 Inversion du modèle stationnaire homogène | 92 |
| 4.2.3 Ajout d'une zone moins perméable | 94 |
| 4.2.4 Synthèse sur la piézométrie moyenne de Ploemeur | 97 |
| 4.3 Contenu informatif des fluctuations temporelles | 97 |
| 4.4 Le régime transitoire à travers le modèle numérique 2D | 127 |
| 4.4.1 Démarche | 127 |
| 4.4.2 Résultats sur les piézomètres de Ploemeur | 128 |
| 4.4.3 Résultats sur les piézomètres de Guidel | 129 |
| 4.5 Déstabilisation de l'aquifère par le pompage sur Ploemeur | 131 |
| 4.5.1 Comparaison entre l'état initial et l'état pompé | 131 |
| 4.5.2 Une mauvaise représentation de l'état initial dans le modèle | 132 |
| 4.5.3 Mise à profit des écarts observés : l'importance des conditions limites | 132 |
| 4.6 Quelles connaissances acquises et quels manques ? | 134 |
| 4.6.1 Contenu informatif des niveaux moyens | 134 |
| 4.6.2 Contenu informatif des fluctuations temporelles des niveaux | 134 |
| 4.6.3 Intérêts et perspectives | 136 |

4.1 Démarche

Les niveaux piézométriques constituent l'observation in-situ la plus simple nous renseignant sur les écoulements dans les systèmes aquifères. Après une brève introduction sur la piézométrie et son lien avec les propriétés des sols, nous proposons une première approche sur la modélisation des niveaux moyens sur le site de Ploemeur. Le même type de modèle sera appliqué pour la piézométrie du site de Guidel dans le chapitre suivant consacré à la complémentarité entre le débit et la piézométrie. Dans un second temps, nous nous focalisons sur l'étude des fluctuations temporelles des niveaux d'eau dans les forages.

4.1.1 Introduction générale sur la piézométrie

La piézométrie se rapporte à l'altitude du niveau d'eau au droit d'un forage dans un aquifère donné. Si l'aquifère est libre, son niveau d'eau réel est égal à celui mesuré dans les forages. Si il est confiné, son niveau d'eau réel est limité par le toit de l'aquifère (une couche moins perméable) tandis que le niveau mesuré dans le forage serait lui plus élevé. De manière générale, l'important est de garder en tête que le niveau d'eau mesuré dans les forages indique la charge hydraulique moyenne (la pression d'eau) dans l'aquifère. Ainsi, si un forage traverse une succession d'aquifères (libre, confiné ou fracturé), son niveau d'eau moyenne la charge hydraulique de toutes les structures rencontrées. La délimitation peut parfois être assez nette lorsque l'on traverse des couches bien définies avec des propriétés hydrodynamiques très différentes et que l'on peut identifier des comportements très différents. Dans ce cas, il est préférable de mesurer la charge hydraulique de chaque aquifère en isolant chaque partie du forage. En revanche, la différenciation peut s'avérer impossible quand les structures géologiques sont plus hétérogènes, il se peut alors que les forages relient des compartiments initialement peu connectés.

La mesure de la piézométrie est essentielle en terme de gestion de la ressource. Le suivi de l'évolution du niveau piézométrique permet de savoir si la ressource diminue ou augmente. Lors des essais de pompage, elle permet de prévoir si la ressource est suffisante et si elle sera suffisamment accessible (si la perméabilité est suffisante). Les différences de charge hydraulique entre plusieurs forages permettent aussi de cartographier la direction des écoulements. Il est possible à partir de quatre ou cinq forages espacés de dizaines de mètres, de dresser une carte piézométrique et comprendre ainsi d'où vient l'eau et où va-t-elle, de manière indirecte, puisque cela demande d'estimer les propriétés des aquifères. Les gradients hydrauliques indiquent par exemple l'aire de captage des pompes et si les flux souterrains proviennent des rivières ou au contraire les alimentent.

Derrière ces observations au premier ordre, on imagine les implications en terme de gestion de la ressource, d'impact anthropique sur les rivières et les zones humides ou encore en terme de gestion de la propagation de pollutions. Le niveau piézométrique joue également un rôle dans la prévention des inondations puisqu'il peut nous dire à l'avance si les niveaux de nappe sont en train de monter et de se rapprocher de la surface. Dans certains cas, la connaissance de la profondeur du niveau piézométrique est donc plus critique que celle de son niveau.

Néanmoins, les observations à travers les forages sont insuffisantes pour comprendre les milieux souterrains de façon plus précise. La variabilité latérale des propriétés du sous-sol et leur évolution avec la profondeur sont souvent trop importantes pour être appréhendées à partir de quelques observations locales. De plus, les forages sont coûteux, d'autant plus si la profondeur souhaitée est grande. Pour surmonter cette difficulté, on a parfois recours à des modèles qui permettent d'extrapoler les niveaux piézométriques dans l'espace et le temps. Mais ces modèles demandent d'être alimentés par des conditions limites et des jeux de paramètres souvent issus d'observations de terrains. Il y a donc beaucoup de flexibilité dans la démarche qui part des observations de forage pour en conclure un fonctionnement du système. Cela vient du fait qu'il y a des

incertitudes à toutes les étapes et parce que la distribution des paramètres est très hétérogène et peu connue.

Les paramètres hydrodynamiques qui contrôlent l'écoulement de l'eau dans les aquifères sont les suivants :

1. la perméabilité, K , définie par la loi de Darcy, mais on préférera parler de la transmissivité, T , qui intègre la perméabilité sur une épaisseur donnée.
2. le coefficient d'emmagasinement, S , qu'on assimile de manière générale à la quantité d'eau libérée sous une variation unitaire de la charge hydraulique, et qui regroupe donc la porosité efficace (sauf si l'aquifère est confiné) et la déformation de l'espace poreux (coefficient d'emmagasinement spécifique, S_s) si l'aquifère est confiné.
3. la porosité cinématique (ω), plus utilisée pour caractériser la vitesse d'écoulement et le transport de soluté, on considère que c'est la porosité qui participe réellement au transport de l'eau.

Ces propriétés varient donc dans les aquifères de manière plus ou moins complexes et indéterminées. À une extrémité, les aquifères sédimentaires peuvent présenter une certaine homogénéité à grande échelle, à l'autre extrémité les aquifères fracturés ont des propriétés variant sur plusieurs ordres de grandeur et présentent une hétérogénéité multi-échelle. La perméabilité et la transmissivité peuvent varier sur une bonne dizaine d'ordres de grandeur. De manière qualitative, moins un aquifère est perméable et plus les gradients piézométriques sont élevés car la résistance à l'écoulement est grande. Si le relief est faible, on peut ainsi voir sur les cartes piézométriques que les zones où les isopièzes se resserrent correspondent à des zones moins perméables. Le coefficient d'emmagasinement joue un double rôle puisqu'il intervient dans la transmission de pression à travers la diffusivité ($D = T/S$) et dans le battement de nappes. Il vaut jusqu'à 40 % (équivalent à une porosité) pour les nappes libres et varie entre 0,1 et 0,001 % [de Marsily, 1981] pour des nappes captives.

4.1.2 Pourquoi différents modèles ?

Différents modèles ont été présentés dans le chapitre précédent : un modèle analytique 1D et un modèle numérique 2D qui permet de prendre en compte la topographie. À partir de ce modèle numérique, il est ensuite possible de discrétiser le champ des paramètres latéralement et verticalement.

Au sein de ces modèles, on fera la différence entre l'état moyen qui représente la moyenne des niveaux mesurés sur plusieurs années et l'état transitoire qui prend en compte les variations temporelles. La raison est qu'ils ne contiennent pas nécessairement les mêmes informations. L'état moyen des systèmes est modélisé par des simulations dites en régime stationnaire ou permanent. C'est à dire que les conditions limites, telles que le taux de recharge, ne varient pas dans le temps et par conséquent les variables du modèle non plus. Les variations temporelles peuvent être étudiées à différents pas de temps en fonction de l'échelle de temps étudiée et du temps de calcul souhaité.

La raison pour laquelle on emploie différentes structures de modèles est le principe de parcimonie. Le modèle analytique est le plus simple, il n'a cependant que peu de sens dans la modélisation des niveaux stationnaires. En effet, la structure 1D ne permet guère d'y inclure de façon réaliste la position des différents forages. On verra néanmoins sa pertinence pour représenter le transitoire. Au contraire, le modèle numérique se veut plus complexe même si il ne comporte finalement que deux paramètres dans le cas homogène, une transmissivité et un coefficient d'emmagasinement. Il est notamment beaucoup plus long en temps de calcul. Cependant, l'objectif du modèle numérique est d'apporter du réalisme au modèle. Tout en restant assez simple, ce modèle permet de modéliser l'évolution dans le temps et l'espace du niveau piézométrique. Ce dernier

étant suivi par un réseau de forages plutôt bien répartis spatialement, il permet de comprendre la physique du processus.

Les modèles hétérogènes viennent encore un peu plus complexifier le problème. Ils tentent d'évaluer le rôle potentiel de l'hétérogénéité sur la mesure et les processus. Ils apportent éventuellement une amélioration de la représentation des processus d'écoulement en milieu souterrain.

4.2 Contenu informatif des niveaux piézométriques moyens

4.2.1 Problématique

En pratique, les niveaux piézométriques moyens peuvent être difficiles à modéliser pour différentes raisons. Ils sont le résultat des échanges avec la surface (la recharge des aquifères principalement), du champ de perméabilité et des circulations souterraines. De manière générale, les paramètres des modèles hydrogéologiques et leurs conditions limites ne sont pas bien contraints car les seules données piézométriques moyennes ne sont pas assez informatives. Soit les niveaux piézométriques moyens sont bien modélisés dans l'espace mais les paramètres et les conditions limites ne sont pas contraints. Soit ils sont moins bien représentés sans que le modèle soit forcément mieux contraint. De manière synthétique, un des problèmes en hydrogéologie est donc de ne pas être capable de déterminer les causes des différences entre les niveaux observés et modélisés [Carrera et al., 2005]. Est-ce qu'il suffit de réduire la perméabilité à un endroit ? D'augmenter le taux de recharge à un autre ?

Nous proposons ici une approche à travers un modèle très simple appliqué au site de Ploemeur. L'objectif est d'évaluer l'apport et les limites de ce type de modèle dans un contexte hétérogène. Notre problématique est donc, comme pour l'ensemble de cette thèse, de déterminer en quoi les données observées informent les modèles.

4.2.2 Inversion du modèle stationnaire homogène

Mise en place du modèle

Nous avons donc utilisé le modèle numérique ModFlow, présenté dans le chapitre précédent, pour modéliser l'aquifère de Ploemeur en régime permanent. Les charges hydrauliques modélisées sont comparées aux niveaux moyens mesurés dans sept forages compris dans un rayon de 700 m autour du site de pompage. La moyenne a été calculée à partir des mesures effectuées entre 1998 et 2012 lorsque les niveaux se sont stabilisés après la mise en pompage en 1991 (le débit a été fixé à environ $1 \text{ Mm}^3/\text{an}$ à partir de 1993 seulement).

Les paramètres homogènes que nous avons fait varier sont le taux de recharge et la transmissivité. Pour le premier, 12 valeurs sont testées entre 140 et 360 mm/an. Pour le second, 40 valeurs sont testées entre 1.10^{-4} et $1.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. Soit au total 480 simulations. Les piézomètres de calibration sont F7, F9, F11 (proche des pompages), F19, F20, F34 et F35 (voir la figure 3.3 au chapitre précédent).

Pour comparer les niveaux modélisés aux niveaux observés, une fonction objectif servant de critère a été définie. Elle vaut la moyenne des valeurs absolues des différences entre les niveaux observés et modélisés. Afin de normaliser le résultat, cette valeur a ensuite été divisée par la profondeur moyenne des niveaux piézométriques observés, soit 17 m. Cette normalisation est tout à fait subjective mais permet de mieux apprécier les écarts par rapport au rabattement général des niveaux piézométriques à cause du pompage.

Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres

Les résultats sont présentés sur la figure 4.1. L'exploration de l'espace des paramètres montre que la contrainte des observations sur la transmissivité équivalente est assez forte. Il apparaît nettement un minimum global sur les courbes représentant le critère minimal obtenu pour chaque transmissivité testée (*en haut* sur la figure 4.1). En revanche, il est intéressant de voir qu'en excluant le piézomètre F11 de l'inversion, les résultats sont sensiblement meilleurs étant donné que l'erreur moyenne passe de 24 à 17 % (ou de 4,1 à 2,9 m). Surtout, l'estimation de la transmissivité est différente puisque la valeur optimale passe de 6.10^{-4} - 1.10^{-3} m^2/s à 3.10^{-4} - 6.10^{-4} m^2/s . Le niveau piézométrique mesuré en F11 demande donc à ce que la transmissivité soit sensiblement plus grande. Ces estimations, en tout cas en ne prenant pas en compte le piézomètre F11, restent assez faibles en comparaison aux précédentes études. D'après Le Borgne et al. [2006] (pompage longue durée), Leray et al. [2012] (niveau moyen au principal puits de pompage) et Jimenez-Martinez et al. [2013] (approche fréquentielle à l'échelle saisonnière dans plusieurs forages) la transmissivité à l'échelle du site se situerait plutôt vers $1-3 \cdot 10^{-3}$ m^2/s .

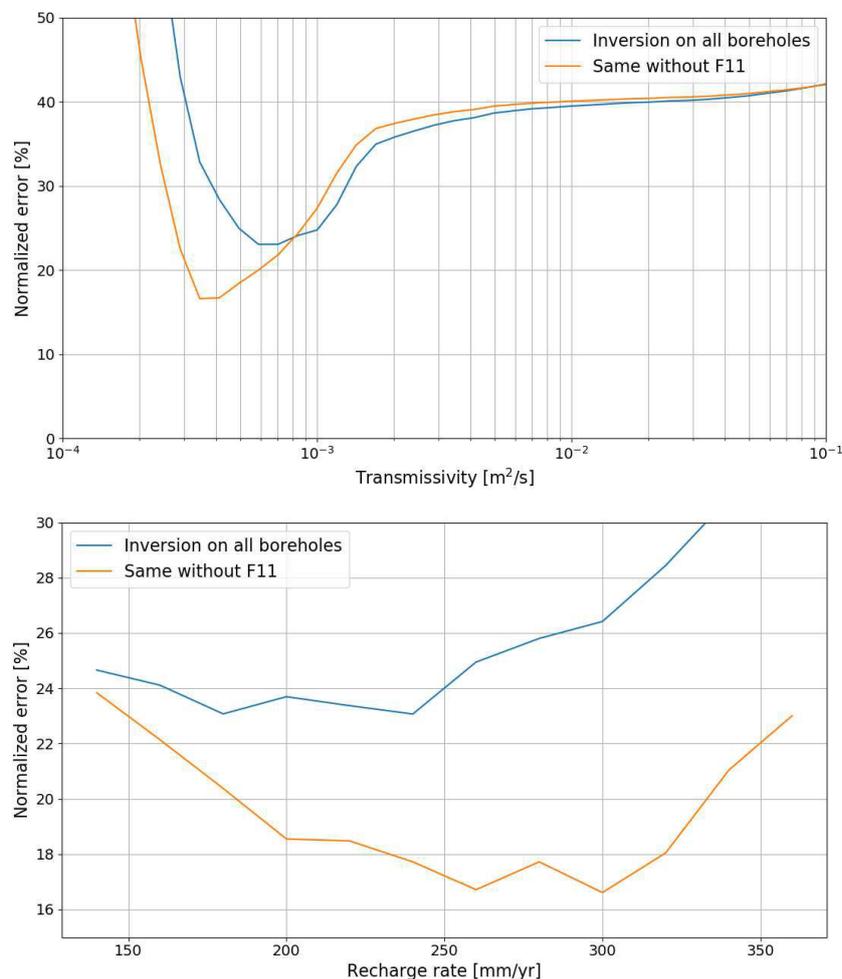


FIGURE 4.1 – Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres du modèle stationnaire de Ploemeur. Le critère est basé sur la comparaison entre les niveaux observés et modélisés au niveau des forages F7, F9, F11, F19, F20, F34 et F35. **En haut** : critère minimal obtenu pour différentes valeurs de la transmissivité. **En bas** : critère minimal obtenu pour différentes valeurs du taux de recharge.

Dans le cas où le niveau piézométrique mesuré en F11 est pris en compte, le taux de recharge est assez peu contraint et la courbe affiche deux minimums peu marqués (*en bas* sur la figure 4.1). La gamme de valeurs optimales est globalement comprise entre 160 et 250 mm/an. Ces taux semblent plutôt faibles comparés à ceux estimés par les modèles de recharge convention-

nels (280 mm/an si considère que toute les pluies efficaces rechargent l'aquifère). En revanche, les conclusions sont différentes quand on retire le piézomètre F11 de l'inversion. Les meilleurs résultats sont alors obtenus pour des taux de recharge compris entre 240 et 320 mm/an. Cette dernière valeur semble quant à elle trop élevée si on considère notamment qu'un taux de 280 mm/an est une estimation haute de la recharge.

La figure 4.2 représente l'évolution du critère (en couleur) dans l'espace des deux paramètres que sont la transmissivité et le taux de recharge. Le critère optimal n'est alors pas défini par un point mais par une droite. Le ratio du taux de recharge sur le logarithme de la transmissivité est donc assez bien contraint dans les gammes de valeurs retenues pour la transmissivité équivalente, c'est à dire entre 2.10^{-4} et $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Ce ratio converge vers $1,2.10^{-5} \text{ m}^{-1}$ en intégrant tous les forages à l'inversion et vers $2,2.10^{-5} \text{ m}^{-1}$ en excluant le forage F11 de l'inversion.

Il est donc assez problématique que la paramétrisation du modèle homogène équivalent dépende autant d'un point de mesure. Comme la prise en compte de ce piézomètre a tendance à augmenter la valeur de la transmissivité on pourrait suggérer que la zone proche du pompage doit être plus perméable en supposant que cet effet n'est pas lié à une mauvaise distribution des débits de pompage entre les trois puits. Dans le contexte particulier de Ploemeur, deux tendances s'opposent. Baisser la transmissivité diminue les niveaux moyens à cause du rabattement par le pompage, mais les augmente aussi (en s'éloignant du pompage principalement) car l'eau circule moins bien dans le système. Autour du pompage, c'est surtout la condition de pompage qui l'emporte. Le contexte n'aide donc pas à contraindre nos deux paramètres.

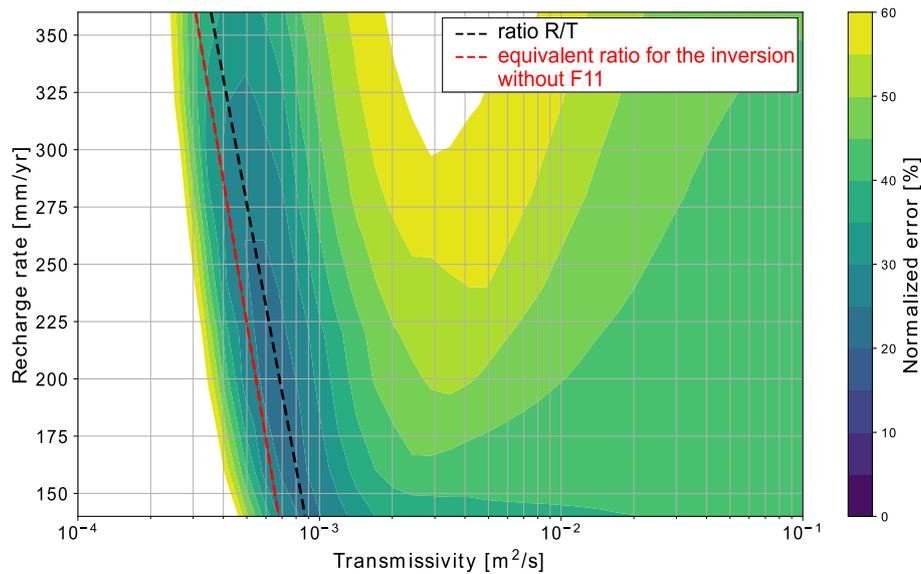


FIGURE 4.2 – Évolution du critère du modèle stationnaire de Ploemeur en fonction à la fois de la transmissivité et de la recharge. On distingue une contrainte sur le ratio de la recharge sur la transmissivité ; ce ratio est un peu différent lorsque le piézomètre F11 est exclu de l'inversion.

4.2.3 Ajout d'une zone moins perméable

Mise en place du modèle hétérogène

Dans un second temps, une zone moins perméable a été ajoutée au modèle stationnaire de Ploemeur (voir figure 4.3). Cette zone, implantée au sud-ouest du domaine et assez proche du pompage, suit grossièrement le contour d'une butte de granite qui se dégage dans le paysage. D'après une campagne d'imagerie géophysique, elle se prolonge vers le nord-est sur une centaine de mètres. L'impact de cette hétérogénéité est une augmentation du rabattement autour du pom-

page (figure 4.3) ce qui est logique puisqu'on réduit la capacité de l'aquifère à conduire l'eau sur toute la partie sud-ouest de la zone de pompage. Conjointement, les niveaux sont plus hauts dans la zone moins perméable et les isopièzes sont plus resserrées. Cela implique des gradients piézométriques forts notamment entre cette zone et le pompage.

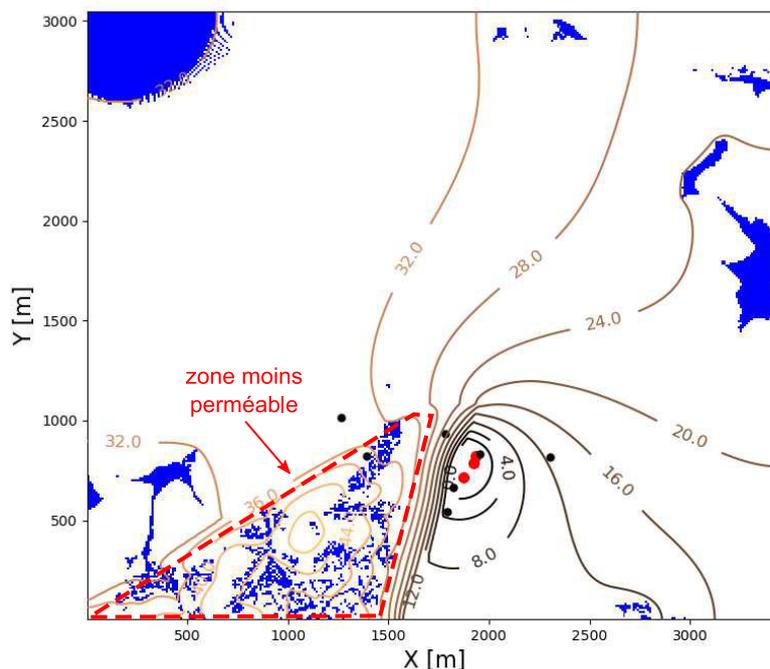


FIGURE 4.3 – Exemple d'une simulation en régime stationnaire du modèle ModFlow du site de Ploemeur en considérant une zone moins perméable. La transmissivité du modèle vaut $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et est 100 fois plus faible dans la partie correspondant au granite; le taux de recharge appliqué vaut 270 mm/an; les lignes représentent les isopièzes (tous les 2 mNGF), les zones bleues indiquent les zones de recharge des eaux souterraines.

Nous avons à nouveau procédé à une exploration de l'espace des paramètres qui contient cette fois trois dimensions : la transmissivité du modèle, celle de la partie moins perméable et toujours le taux de recharge. L'espace des paramètres à échantillonner est considérablement plus grand que précédemment, le nombre de combinaisons possible augmentant en fonction de la densité d'échantillonnage selon une loi de puissance dont le degré est égal au nombre de paramètres. La densité des valeurs échantillonnées pour la transmissivité a donc été divisée par deux pour des raisons de temps de calcul. On est passé de 40 à 20 valeurs testées entre 1.10^{-4} et $1.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. Cela se traduit par des courbes légèrement différentes si l'on compare les modèles homogènes de la figure 4.4 (courbes rouges) avec ceux des figures 4.1. La transmissivité de la zone moins perméable est imposée à une valeur 1000, 100 ou 10 fois plus faible que celle de l'autre partie du domaine.

Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres

On note d'abord que l'ajout de la zone moins perméable permet d'améliorer le critère dans le cas où l'on compare tous les niveaux piézométriques y compris ceux de F11. En effet, l'erreur moyenne normalisée par la profondeur moyenne des niveaux passe de 23 à 15 % (figure 4.4). Dans le cas où F11 est exclu de l'inversion, l'erreur minimale diminue en revanche très peu malgré l'ajout de la zone moins perméable. Ensuite, on remarque que la courbe du minimum de l'erreur en fonction de la transmissivité ne dépend plus de la présence ou non du piézomètre F11 dans l'inversion (car les lignes pleines et en tiretés sont assez confondues sur la figure 4.4 en haut). C'est pour une transmissivité de $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ que le meilleur modèle est obtenu, avec une transmissivité 10 fois plus faible dans la zone moins perméable. Cette valeur de transmissivité est donc plus en accord avec les précédentes études.

Pour ce qui est de l'impact du taux de recharge, les résultats sont assez surprenants puisque ce sont des taux faibles (140 mm/an) qui donnent les meilleurs résultats (figure 4.4 en bas), sauf pour le cas homogène déjà évoqué. Là encore la prise en compte du piézomètre F11 impacte l'estimation des paramètres équivalents même si les courbes sont moins confondues que pour la transmissivité.

Pour les différents ratios testés entre la transmissivité du modèle et celle de la zone moins perméable, les courbes du critère en fonction de la recharge suivent une même tendance et le minimum est assez marqué. Cependant, pour le ratio qui semble donner les meilleures simulations ($K_1/K_2 = 10$), on note qu'un minimum local se dégage en $R = 220-240$ mm/an. On remarque également que pour ce ratio l'erreur minimale évolue finalement assez peu entre $R = 140$ mm/an et $R = 260$ mm/an. Elle n'évolue en effet que entre 15 et 20 % soit une erreur moyenne comprise entre 2,6 et 3,4 m sur les sept piézomètres utilisés.

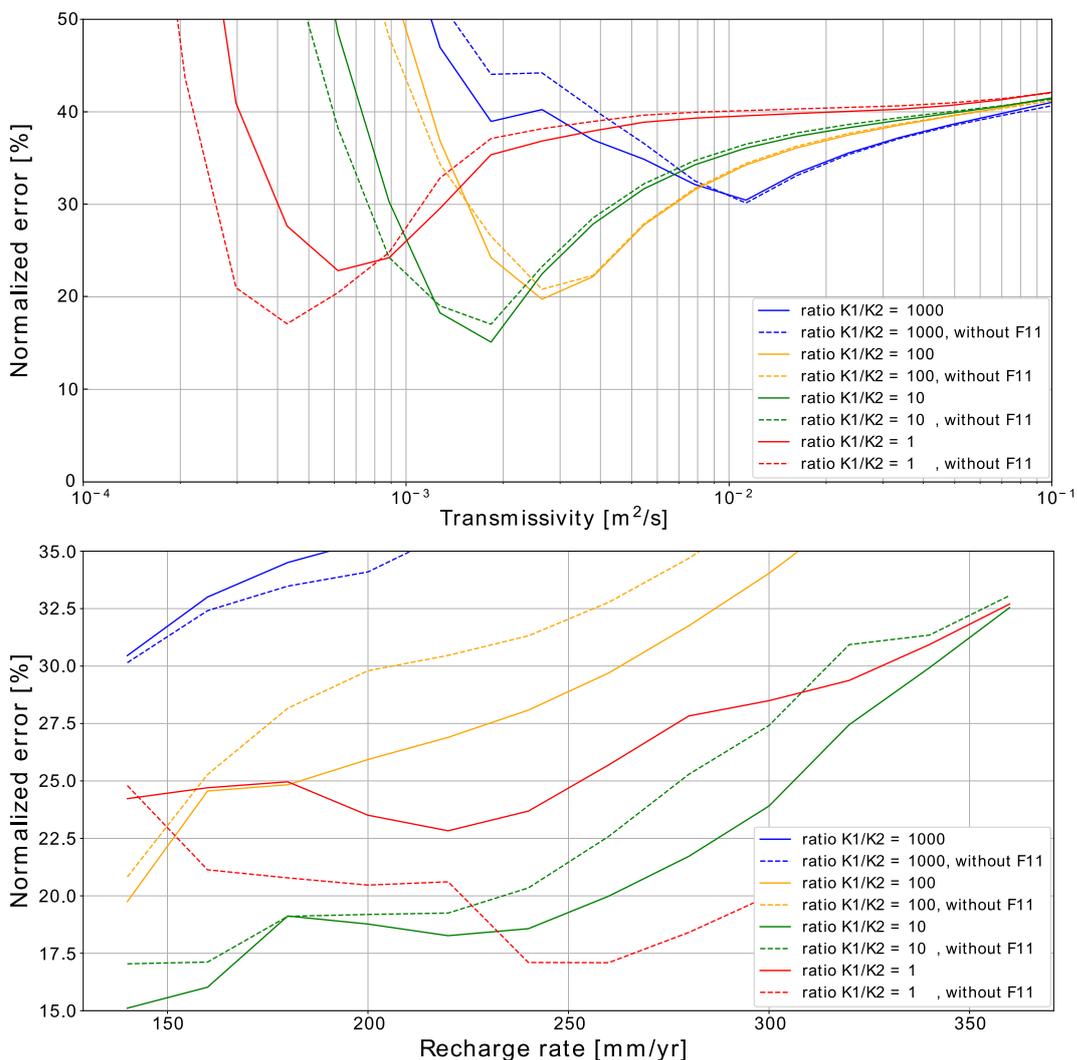


FIGURE 4.4 – Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres du modèle stationnaire de Ploemeur en considérant une zone moins perméable; le critère est basé sur la comparaison entre les niveaux observés et modélisés au niveau des forages F7, F9, F11, F19, F20, F34 et F35. **En haut** : critère minimal obtenu pour différentes valeurs de la transmissivité et en fonction de la perméabilité de la zone moins perméable. **En bas** : critère minimal obtenu pour différentes valeurs du taux de recharge.

4.2.4 Synthèse sur la piézométrie moyenne de Ploemeur

La piézométrie moyenne mesurée au niveau de plusieurs forages situés dans un rayon de 700 m autour des puits de pompage montre ici ses limites. Les niveaux moyens sont contrôlés par le taux de recharge moyen de l'aquifère et par le champ de transmissivité du milieu. Or ce dernier est difficile à représenter en contexte hétérogène car les structures géologiques souterraines, au moins celles qui impactent les niveaux moyens, ne sont pas suffisamment identifiées.

La piézométrie moyenne sur Ploemeur contraint assez fortement la transmissivité équivalente de notre modèle et assez peu son taux de recharge. On verra par la suite, par comparaison avec la piézométrie du site de Guidel (cf. le chapitre suivant consacré au contenu informatif des débits), si ces conclusions sont spécifiques au site de Ploemeur qui est en pompage. L'inconnue sur l'hétérogénéité du milieu se traduit par une dépendance de l'inversion du modèle au choix des piézomètres et à la distribution de la perméabilité. Ce point est assez problématique puisque c'est la piézométrie moyenne qui donne la profondeur par rapport à la surface et les gradients hydrauliques (donc les flux). Or, ces variables sont essentielles pour le cycle hydrologique dans la redistribution des flux et dans les interactions entre la surface et la profondeur.

4.3 Contenu informatif des fluctuations temporelles

Cette partie fait l'objet d'une future publication qui sera soumise à la revue *Water Resource Research*. Elle traite de la modélisation des fluctuations piézométriques enregistrées sur les sites de Ploemeur et Guidel. Un modèle analytique est développé (présenté dans la première partie du chapitre précédent). Il présente l'avantage de pouvoir être adapté à différents contextes (pompage ou non, géométrie 1D ou radial). Ensuite, nous évaluons l'aptitude de ce modèle à restituer les fluctuations piézométriques observées. Dans un second temps, nous analysons la sensibilité aux paramètres et notamment la sensibilité au taux de recharge appliqué au modèle en fonction du temps. Enfin, les résultats sont comparés entre Ploemeur et Guidel, soit entre un système soumis à un pompage et un système toujours à l'état naturel.

Le modèle analytique se montre alors capable de restituer correctement plus de 20 ans de fluctuations piézométriques malgré la complexité de l'aquifère. Les résultats montrent que l'incertitude sur le taux de recharge a peu d'influence sur l'estimation des paramètres à l'échelle de plusieurs années. Une fois les paramètres estimés, il est donc possible d'inverser analytiquement le modèle pour obtenir les fluctuations du taux de recharge au niveaux de différents puits sur le site en pompage et sur le site à l'état naturel. Nous montrons notamment que le pompage atténue fortement le signal de recharge à haute fréquence (pour les périodes inférieures à une centaine de jours).

1 **From piezometric to recharge fluctuations in complex aquifers:**
2 **insights from a simple flow model in a fractured context**

3 **L. Guillaumot¹, L. Longuevergne¹, O. Bour¹, N. Lavenant¹**

4 ¹Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

5 **Key Points:**

- 6 • Mean recharge is affected by heterogeneity and partial borehole sampling
7 • Groundwater head time series in heterogeneous systems can be well described by a simple
8 model
9 • Recharge fluctuations are estimated from well network observations based on a simple flow
10 model
11 • Both long period seasonal rainfall and intense events can participate significantly to recharge
12 • GW pumping has a negative impact on recharge by thickening the unsaturated zone

Corresponding author: L. Guillaumot, luca.guillaumot@univ-rennes1.fr

Abstract

Rainfall partitioning into runoff, evapotranspiration, infiltration and groundwater recharge is a critical process in hydrology, which is generally simulated by land surface models or equivalent unsaturated zone approaches (top-down approach). In this work, we propose a simple down-top approach to compute recharge - and track its dynamic nature - from groundwater level data. It is based on a 1D analytical, parsimonious solution in frequency domain, describing how recharge generates groundwater head changes and groundwater discharge through lateral flow. By investigating the information content of well head observations through this model, we found that (1) aquifer characteristic time and storage parameter can be well constrained, independently of prescribed infiltration/recharge (2) mean long-term recharge estimates are impacted by heterogeneity and partial sampling of the aquifer system (3) recharge fluctuations over time can be computed at weekly time scales with limited uncertainties. The model is tested on a complex fractured aquifer in the Ploemeur-Guidel observatory. This observatory is built on two sub-sites with similar size, climate, geology, topography and land use, but differ on the thickness on the unsaturated zone. Indeed, Ploemeur has been pumped over the last 25 years, while Guidel is still in natural context. The frequency domain approach allows a thorough exploration of recharge processes on both sites. We confirm the important role of rainfall distribution throughout the year, showing that rainfall efficiency to generate recharge is frequency-dependent, reaching 75 % at seasonal time scales and allowing episodic recharge during intense rainfall events. We also highlight that the unsaturated zone thickness has a direct control on the intensity and timing of surface-depth exchanges. We believe this simple approach can be developed to provide strong constrains for water resources management and contribute to an improved representation of groundwater systems within Earth System Models.

1 Introduction

With increasing anthropogenic and climate pressures on water resources [Gleeson *et al.*, 2012; Wada *et al.*, 2016], the understanding on how water is transiently stored and flows in the subsurface is crucial. Water management need to answer the sustainability challenge, i.e. resolve the compromise which encompasses climate variability, ecosystem preservation, economic and public domain activities [Armandine Les Landes, 2014; Gerten *et al.*, 2013]. Groundwater (GW), as the world's largest accessible freshwater storage, has a considerable importance [Taylor *et al.*, 2013]. GW sustain river baseflow [Schaller and Fan, 2009] and ecosystems [Maxwell and Condon, 2016; Fan, 2015], support food security [Scanlon *et al.*, 2012; Dalin *et al.*, 2017] and enable human adaptation to climate variability. The increasing climate variability is expected to intensify this strategic importance [Gerten *et al.*, 2013]. Because of these vital contributions, there is a critical need to improve our knowledge of aquifer systems, their connection with the surface and how they are impacted by surface pressures.

GW flows in geological bodies over depths up to kilometers, locally intercepting the surface where it interacts with rivers and atmosphere [Alley *et al.*, 2002; Fan, 2015], or directly extracted by vegetation, contributing to evapotranspiration [Maxwell and Condon, 2016]. Though, GW-surface interactions are fundamental processes but complex to represent physically across space and time.

51 Recharge, as the single water inflow feeding groundwater, is focusing a lot of attention, as it
52 is the primary requirement for proper management of groundwater systems while being broadly
53 inaccessible to direct observations [Scanlon *et al.*, 2006; Healy and Cook, 2002]. Globally, annual
54 recharge rates represent more than a third of the world's renewable freshwater resources, ranging
55 from 13000 to 18000 $km^3 \cdot yr^{-1}$ [Wada *et al.*, 2010; Döll and Fiedler, 2008; Mohan *et al.*, 2017]. On
56 a spatial point of view, recharge is controlled by multiple factors such as heterogeneity, vegetation
57 and soil properties [Hartmann *et al.*, 2017; Kollet, 2009; Lee *et al.*, 2006; Sililo and Tellam, 2000;
58 Mohan *et al.*, 2017].

59 Beyond mean annual recharge, fluctuations of recharge over time, at short to long time scales,
60 remain a critical information. On a temporal point of view, recharge is highly variable throughout
61 the year, showing a pronounced seasonality [Jasechko *et al.*, 2014] with potential high sensitivity
62 to extreme events [Taylor *et al.*, 2012; Owor *et al.*, 2009; Mileham *et al.*, 2009]. It is also modulated
63 by water table depth, human actions such as pumping [Bredehoeft, 2002] and managed recharge or
64 return flow from irrigation [Taylor *et al.*, 2013; Guihéneuf *et al.*, 2014]. Indeed, several authors
65 brought proofs of the strong relationship between small recharge rate variations and groundwater
66 flow reorganization through threshold effect: spatiotemporal recharge/discharge variability due to
67 irrigation or GW abstraction [Cao *et al.*, 2016; Lee *et al.*, 2006; Shamsudduha *et al.*, 2011; Johansen
68 *et al.*, 2011], topographic control in the response to rainfall [Bresciani *et al.*, 2016; Marçais *et al.*,
69 2017]. Recently, several works documented changes in hydrological and/or groundwater response
70 linked to changes in surface system vegetation, characteristics at interannual time scales [Ajami *et al.*,
71 2017; Troch *et al.*, 2009; Fan, 2015; Condon and Maxwell, 2017; Favreau *et al.*, 2009].

72 Several methods have been developed to estimate recharge [Healy, 2010], ranging from a
73 fraction of annual precipitation to more complex land surface models resolving energy and water
74 balance. Conceptually, considering large idealized closed basin, GW recharge can be constrained by
75 a simple water balance as the difference between precipitations less evapotranspiration and surface
76 flow. Such approach assumes no interactions at the basin boundaries, and is generally hampered by
77 uncertainties in flux estimation [Long *et al.*, 2014]. More generally, recharge is often estimated as
78 the water percolating from the last unsaturated horizon to reach down the water table. Therefore, it
79 can be measured by a lysimeter or tracing methods [Scanlon *et al.*, 2002]. Such methods are subject
80 to spatial variability, and difficult to upscale. Another approach consists in modeling vertical water
81 transfer through a defined thickness of the unsaturated zone [Morton, 1983; Thornthwaite, 1948].
82 This modeling approach is generally considered in regional to large scale models, where modeled
83 soil thickness is limited to a few meters, with no consideration of the actual water table depth [Clark
84 *et al.*, 2017]. Infiltration cannot be assimilated as groundwater recharge considering potential storage
85 changes and lateral flow in the deep unsaturated zone [Besbes and Marsily, 1984; Vergnes *et al.*,
86 2014; Hector *et al.*, 2018].

87 All these studies have in common to assess infiltration (interpreted as GW recharge) "by above",
88 propagating uncertainties on flux estimations. Observed hydraulic heads in boreholes are probably
89 the most direct observation to characterize aquifers behavior, so GW recharge can be computed
90 by the function it performs, i.e. increasing GW level. Transient GW level variations are linked to

91 GW storage variations due to imposed boundary conditions, GW flows and hydrodynamic properties.
92 Therefore, the hydrogeological toolbox contains tools to estimate recharge directly from groundwater
93 level variations, such as the water table fluctuation method [Healy and Cook, 2002; Crosbie et al.,
94 2005; Cuthbert, 2010; Maréchal et al., 2006]. Main uncertainties arise from the limited knowledge
95 on hydrodynamic parameters, and the representativeness of the observation point to infer flow
96 characteristics in heterogeneous media.

97 Another approach consists in modeling GW flow and benefit from the coherence among different
98 observations inherited from lateral GW flow. Several authors proposed frequency analysis between
99 long-term recharge and water levels assuming an equivalent homogeneous aquifer [Gelhar, 1974].
100 In this case, time lags and amplitude of the aquifer response to periodic recharge can be described by
101 a linear transfer function [Jimenez-Martinez et al., 2013; Townley, 1995]. Based on this theoretical
102 framework, [Dickinson, 2004] inverted the method to infer time varying recharge linked to climate
103 variability from water levels.

104 In this study, we propose to address the challenge of estimating recharge fluctuations (RF) in
105 a two-step approach based on a simple analytical GW flow model. We question the informative
106 content of GW level observations and their respective sensitivity to heterogeneity and recharge. The
107 approach consists in applying a parsimonious GW flow model to fully explore contributions to water
108 level variations and estimate uncertainties. In a first step, hydrodynamic parameters are inverted by
109 prescribing a set of different prescribed modeled recharge. In a second step, recharge is computed
110 backward and analytically from the simple model.

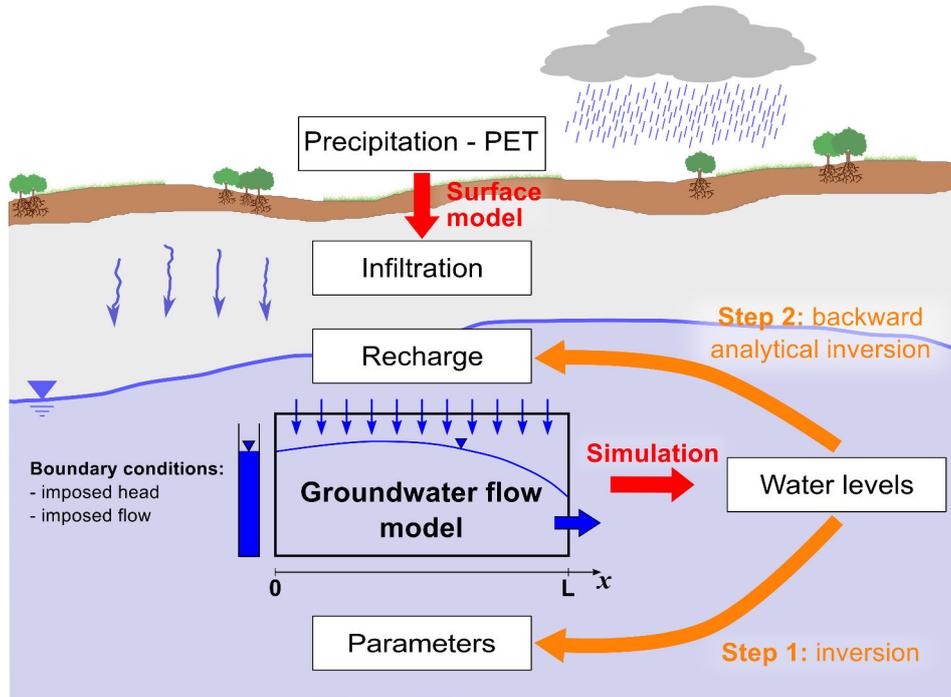
111 The main objectives of this work are threefold (1) explore the sensitivity of observed GW level
112 variations to recharge and hydrodynamic properties; (2) estimate recharge fluctuations (RF) over a
113 20-year period in a highly heterogeneous context (3) explore the main controls on recharge processes.
114 To achieve these goals, we propose to estimate recharge "by below" on a fractured crystalline aquifer
115 in both pumped and natural contexts. Although simple, the model (section 2) can adapt to different
116 boundary conditions and RF can be inverted analytically once the model reproduces GW level
117 observations. In a third section, we present the Ploemeur and Guidel hydrogeological observatories
118 on which the model is set up (section 4) and finally main results are discussed (section 5). The whole
119 strategy is synthesized on figure 1.

125 **2 The modeling approach**

126 In this section, we describe (1) the 1D GW flow model that will be deployed to estimate
127 recharge from head time series; (2) the surface models used to estimate infiltration and drive the GW
128 flow model; and (3) the inversion strategy. The model is based on Townley [1995] developments,
129 describing the response of a 1D aquifer of finite length to periodic boundary conditions.

130 **2.1 The 1D flow model**

131 Transient groundwater flow in an aquifer is described by the diffusivity equation *De Marsily*
132 [1986]. In a long aquifer, the vertical component of flow can be neglected (Dupuit hypothesis), so



120 **Figure 1.** Description of the simple modelling approach to estimate recharge fluctuations (RF) based on water
 121 level variations. Uniformly distributed recharge rate, $R(t)$, is linked to GW levels based on an homogeneous
 122 1D lateral GW flow model of length L . Model boundary conditions can be both constant head or imposed flow
 123 rate, $Q(t)$. PET is potential evapotranspiration. Arrows represent the different steps, white rectangles refer to
 124 variables and parameters.

133 that the diffusivity equation can be simplified along a single dimension x . Considering further an
 134 homogeneous and confined aquifer, the diffusivity equations writes as (Eq. 1):

$$135 \quad T \frac{d^2 h(x,t)}{dx^2} = S \frac{dh(x,t)}{dt} - R(t), \quad (1)$$

136 where $h(x,t)$ are hydraulic head variations [L]; $R(t)$ the uniformly distributed recharge rate from
 137 the surface [$L.T^{-1}$]; T the aquifer transmissivity [L^2/T] and S the storage coefficient of the aquifer
 138 []. This formulation with constant transmissivity is also valid in unconfined aquifer where head
 139 variations are small compared to the aquifer thickness. In this case, S is equivalent to specific yield.
 140 The system is defined by a domain comprised between $x = 0$ and $x = L$, where flow direction is
 141 parallel to x axis (Fig. 1). The width of the model is noted W (Fig. 1).
 142

143 Solving equation 1 requires two boundary conditions (BC) imposed at $x = 0$ and $x = L$, which
 144 can be constant in time or transient. These BC must be chosen to best represent actual aquifer system
 145 configurations. Three options can be encountered: defined head (e.g. river, natural boundary),

146 defined flow (pumping, no flow), or a combination of both. Note that pumping are generally
 147 punctual while BC should be applied along the width W of the model (Fig. 1).

148 Equation 1 with associated BC can be solved analytically in frequency domain. A function
 149 $f(x, t)$ can be decomposed as the sum of complex functions:

$$150 \quad f(x, t) = f_{mean}(x) + \sum Re \left(\bar{f}(x, \omega) \cdot e^{i\omega t} \right) \quad (2)$$

151 where $f_{mean}(x)$ is the steady state term, Re means the real part and \bar{f} are complex Fourier coefficients.
 152 The transient term is decomposed into the sum on each frequency ω .

153 In the following, equation 1 is further resolved for the pumping case, but can be resolved for any
 154 combination of BC [Townley, 1995]. For the constant head BC, a simpler similar solution is obtained
 155 and independent of the model width. When injecting Fourier transform of the different terms into
 156 equation 1, the solution $h(x, t)$ is decomposed as the sum of a quadratic steady state and a transient
 157 term (Eq. 3):

$$158 \quad h(x, t) = \frac{R_{mean}}{2T}(L^2 - x^2) + \frac{Q_{mean}}{NT}(L - x) + h_L \\
 + \sum Re \left\{ e^{i\omega t} \left[\bar{R} \frac{X^2}{T} \left(1 - \frac{\cosh \frac{x}{X}}{\cosh \frac{L}{X}} \right) + \bar{Q} \frac{X}{TN} \frac{\sinh \frac{x-L}{X}}{\cosh \frac{L}{X}} \right] \right\} \quad (3)$$

$$159 \quad \text{with } X = \sqrt{\frac{D}{i\omega}} \text{ and } D = \frac{T}{S}$$

160 where D is the hydraulic diffusivity [L^2/T] and h_L [L] is the constant imposed head at $x = L$. R_{mean}
 161 and Q_{mean} are the mean values of recharge and pumping rates. Note that head temporal variations
 162 are independent from the steady state conditions. Also, imposed pumping rate requires the use of the
 163 model width W to define a volume per unit of time. Finally, the transient part of equation 3 can be
 164 rewritten (Eq. 4) to highlight the relevant geometric and hydrodynamic parameters: characteristic
 165 time (t_c) describing how a pulse in pressure is propagated along the distance L , storage coefficient
 166 (S), model length (L) and width (W).

$$167 \quad h_{transient}(x_r, t) = \sum Re \left\{ e^{i\omega t} \left[\frac{\bar{R}}{i\omega S} \left(1 - \frac{\cosh(x_r \sqrt{i\omega t_c})}{\cosh \sqrt{i\omega t_c}} \right) + \frac{\bar{Q}}{N} \frac{t_c}{LS \sqrt{i\omega t_c}} \frac{\sinh(\sqrt{i\omega t_c}(x_r - 1))}{\cosh \sqrt{i\omega t_c}} \right] \right\} \quad (4)$$

$$168 \quad \text{with } x_r = \frac{x}{L} \text{ and } t_c = \frac{L^2}{D}$$

169 When hydrodynamic parameters and boundary conditions ($Q(t)$ and h_L) are known, GW level
 170 variations can be reversed analytically in frequency domain,

$$171 \quad \bar{R} = \left(i\omega S \bar{h}(x_r, \omega) - \frac{\bar{Q}}{N} \frac{\sqrt{i\omega t_c}}{L} \frac{\sinh(\sqrt{i\omega t_c}(x_r - 1))}{\cosh \sqrt{i\omega t_c}} \right) \times \left(1 - \frac{\cosh(x_r \sqrt{i\omega t_c})}{\cosh \sqrt{i\omega t_c}} \right)^{-1} \quad (5)$$

172 Time domain recharge is finally computed by inverse Fourier transform.

2.2 Infiltration models: recharge from "above"

The forward model described previously is driven by GW recharge $R(t)$. In order to assess the sensitivity of the flow model to prescribed recharge estimates, we tested three different classical soil models computing infiltration "from above". These models use climate data (precipitation, incoming energy) to infer infiltration defined as percolation below the root zone. In all cases, we consider that modeled infiltration is feeding instantaneously the GW system as recharge, and neglect unsaturated zone processes between the modeled soil layer and the actual water table depth.

The first infiltration model is based on the representation of the unsaturated zone as a simple reservoir accumulating rainwater and satisfying potential evapotranspiration while water is available. Water percolates to GW when the reservoir is full [Thornthwaite, 1948]. Based on previous studies on the Ploemur site [Jimenez-Martinez *et al.*, 2013], we consider a soil storage reserve of 166 mm based on a local soil characterization.

The second infiltration model is derived from the GR4J hydrological model [Perrin *et al.*, 2003]. Infiltration estimates are based on the so called production store and defined as the sum of downward fluxes out of the production store (see <https://webgr.irstea.fr>). In this model, evapotranspiration and other water fluxes depend on the amount of water stored in the reservoir in a non-linear but incremental way, providing more diffuse infiltration as compared to the previous model. After several tryouts, the capacity of the production store is set to 300 mm.

The third infiltration model is provided by SURFEX modeling platform. SURFEX is a land surface model simulates energy and water fluxes at the interface between atmosphere and the surface (soil, vegetation, snow). SURFEX is built to be coupled to forecast and climate models and then can be used over different spatial and temporal scales from 100 m to 100 km grid-resolution and from a few seconds to a 30-minutes time step [Noilhan and Planton, 1989; Masson *et al.*, 2013]. The basic physics of the land surface are taken into account using the Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere (ISBA) land surface scheme. ISBA requires only a limited number of parameters, which depend on the type of soil and vegetation. In the present study, ISBA uses a multilayer soil scheme to solve both the one-dimensional Fourier law and mixed form of the Richards equation explicitly in order to calculate the time evolution of the soil energy and water budgets [Boone *et al.*, 2002; Decharme *et al.*, 2013]. This approach allows explicit representation of the surface/groundwater capillarity exchanges [Vergnes *et al.*, 2014] as well as the vertical distribution of the root profile in the soil [Braud *et al.*, 2005]. A detailed description of the ISBA multilayer soil scheme can be found in [Decharme *et al.*, 2013]). SURFEX is provided on a 8-km grid over France.

2.3 Model parameter inversion

The forward model is now fully defined. The first step of our approach consists in defining geometric (L , W) and hydrodynamic parameters (T , S) based on the comparison with measured groundwater heads. In the pumped case, W was chosen to be $N = 1000$ m (W does not appear in the analytical solution of the natural case). The location x of the observation wells also needs to be defined in coherence with the 1D hypothesis. In pumping context, x is defined as the distance to the

211 pumps. In natural context, x is defined as the distance to the lower boundary condition (river).
 212

213 As the simple model is computationally efficient, the whole parameter space (T, S, L) has been
 214 sampled to estimate to which extent model parameters can be defined with GW head observation.
 215 For each parameter, a realistic range is set and regularly sampled with 40 values : transmissivity
 216 ($T \in [10^{-4}; 2.10^{-1}] m^2 \cdot s^{-1}$), storage coefficient ($S \in [10^{-4}; 2.10^{-1}] SI$), length ($L \in [800; 6000] m$)
 217 and three infiltration models on the Ploemeur site. A total of 254400 and 400000 models were
 218 run for Ploemeur and Guidel site respectively. Modeled GW heads are evaluated against root mean
 219 square error ($RMSE$) divided by the standard deviation of head observations (called normalized
 220 $RMSE$ $nRMSE$) to favour comparison among the different observation wells:

$$221 \quad nRMSE = \sqrt{\frac{\sum (h_{obs} - h_{model})^2}{n}} \times \frac{1}{\sigma_{obs}} \quad (6)$$

222 where n is the samples number along time and σ_{obs} is the standard deviation of observed data along
 223 time.

224 2.4 Backward model

225 In a last step, GW recharge $R(t)$ is analytically determined from equation 5, based on observed
 226 GW heads ($h(x_{obs}, t)$) and pumping rates ($Q(t)$) when required. Uncertainties in estimated recharge
 227 are evaluated by propagating parameter uncertainties. As a first initial evaluation, we considered the
 228 best 5 % models.

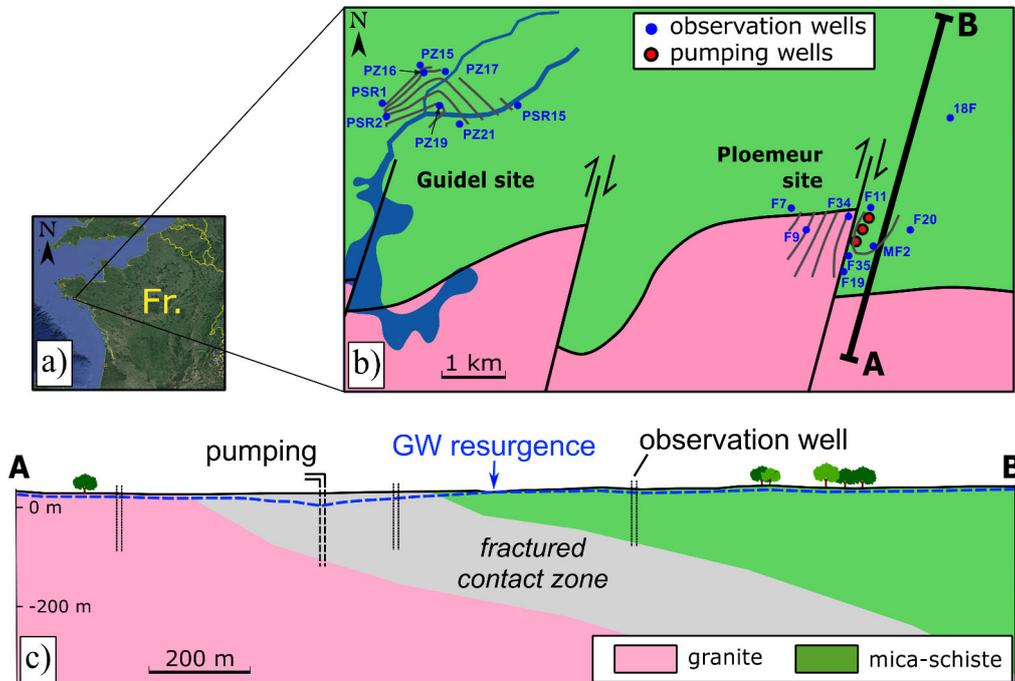
229 2.5 Rainfall efficiency to generate recharge

230 In the end, rainfall and inverted recharge are analyzed on both sites and inter-compared in time
 231 and frequency domain. In order to focus on the transformation of rainfall into recharge, we propose to
 232 reference recharge to effective rainfall (rainfall minus potential evapotranspiration) and compute both
 233 the coherence and the transfer function [Jimenez-Martinez *et al.*, 2013]. The coherence examines the
 234 relationship between two signals $\tilde{X}(\omega)$ and $\tilde{Y}(\omega)$ by computing the frequency-dependent correlation,
 235 defined as $C_{XY} = \frac{P_{XY}(\omega)^2}{P_{XX}(\omega)P_{YY}(\omega)}$, where P_{XY} is the cross-spectral density between X and Y, and P_{XX}
 236 and P_{YY} are the autospectral density of x and y respectively. The transfer function $\tilde{H}(\omega)$ describes
 237 the amplitude ratio between output and input in the frequency domain as $\tilde{Y} = \tilde{H}\tilde{X}$. Here, we used
 238 the Matlab functions 'mscohere' and 'tfestimate'. Coherence and transfer function are computed by
 239 splitting time series into 20 segments overlapping by 50 %, each of them convolved by a Hamming
 240 window.

241 3 Application sites and data

242 The ability of this simple model to estimate RF is tested on the Ploemeur-Guidel hydrogeological
 243 observatory (<http://hplus.ore.fr/en/ploemeur>), both part of H^+ network (<http://hplus.ore.fr/en/>) and
 244 the French Critical Zone network OZCAR (<http://ozcar-ri.org/>) [Gaillardet *et al.*, 2018]. Both
 245 neighboring sites are set in a similar climatic, geologic, land use and land cover context. Landscape

246 consists of fields and meadows with slight topography (average gradients around 3 ‰). GW is
 247 hosted in highly fractured crystalline rocks. [Ruelleu *et al.*, 2010; Touchard, 1999; Jimenez-Martinez
 248 *et al.*, 2013]. Both sites differ by their functioning: Ploemur site has been pumped at constant rate
 249 ($\sim 1 \text{ Mm}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$) since 1991, while Guidel site is in natural context with large GW upflowing zones
 250 creating groundwater-dependent ecosystems.



251 **Figure 2.** Schematic of the Ploemur and Guidel sites: a) General location; b) Geological map and location
 252 of used monitoring and pumping wells (modified from [Ruelleu *et al.*, 2010]). Mean GW head measured over
 253 the piezometric network is represented with grey lines; c) South-north cross section of the Ploemur site.

254 3.1 The Ploemur observatory

255 Crystalline rocks are generally considered as impermeable and low porosity structures, with
 256 limited productivity. However, several examples show high-yielding aquifers, which are mostly
 257 explained by the heritage of tectonic structures and their connection to weathered porous structures
 258 at the surface [Roques *et al.*, 2016; Bense *et al.*, 2013; Gleeson and Novakowski, 2009]. Ploemur
 259 site is a striking example: the site has been producing more than $1 \text{ Mm}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ of water since 1991,
 260 with stable water levels since 1996. The high yield of Ploemur aquifer is explained by the specific
 261 geological context. It is located at the contact zone between granite and micaschist, which is highly
 262 fractured and gently dipping towards North. Such structures are preferential pathways for water,
 263 which also allow drainage of a wide region beyond the topographic catchment [Ruelleu *et al.*, 2010;
 264 Touchard, 1999; Leray *et al.*, 2012; Jimenez-Martinez *et al.*, 2013]. The thickness of the weathered
 265 zone varies from 0 to 30 m.

266 The Ploemeur observatory is monitored by more than 25 wells since 1991. As these wells are
 267 mostly localized in the close vicinity of the pumping site (at a distance < 700 m), i.e. close to the
 268 aquifer outflow, they provide a partial view on the aquifer behavior [Roques *et al.*, 2018]. Observed
 269 heads highlight a main control by pumping (Fig. 3). GW is disconnected from the surface (depth
 270 ~ 7 to 15 m), with limited interactions with the surface (rivers are nearly nonexistent). Water is
 271 extracted by three wells aligned along the N20E direction and distant of around 50 m. Pumping
 272 rates were measured weekly from 1991 to 1997, daily since 1997, hourly since 2015. Mean GW
 273 abstraction stabilized at $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$, with a seasonal variability around 15 % due to local demand
 274 increase during summer. The three pumps are located close to the contact between micaschist and
 275 granite (Fig. 2), north of the southern granitic outcrop, which can be considered as impermeable.
 276 Pumping creates a radial flow structure over a few hundreds of meters, stretched along the N20E
 277 direction. Flow structure becomes unidirectional (1D) over the remaining system ($\sim 2 - 3$ km long)
 278 [Leray *et al.*, 2012]. Therefore, the 1D hypothesis required by the analytical model can be valid at
 279 the scale of the hydrogeological system (Fig. 2). The x coordinate of each piezometer is defined as
 280 the actual distance to the pump barycenter. At $x = 0$, we impose transient pumping rates. At $x = L$,
 281 we assume a constant head (see the model on Fig. 1). Indeed, observations at a distance $x = 1200$
 282 m (not shown) highlight reduced seasonal variations and a mean altitude of 37.5 m.

283 3.2 The Guidel observatory

284 Guidel is located 4 km west of the Ploemeur site (Fig. 2) and is located the same geological
 285 context as Ploemeur. GW levels are much closer to the surface in convergence zones (downstream
 286 PZ19), so that hydraulic gradients are more controlled by topography. GW feeds rivers and a
 287 classified wetland southward (Fig. 2). The whole GW system can be seen as a set of 1D structures
 288 feeding the river (Fig. 1). This river represents conceptually a constant head, as suggested by limited
 289 head changes on borehole PZ19 close to the river (Fig. 4), justifying the assumption of imposed
 290 constant head at $x = 0$. Similar to Ploemeur, we considered unknown constant head at $x = L$.

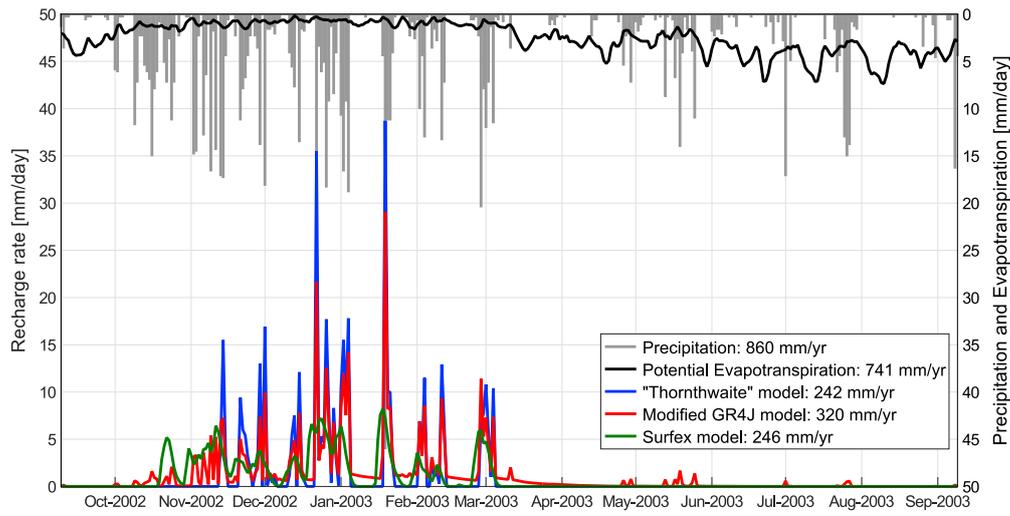
291 3.3 Climate data

292 A national weather station is located in between the 2 sites, providing daily precipitations and
 293 Penman-Monteith potential evapotranspiration (PET) estimates. Along the studied period, annual
 294 precipitation ranges from 600 to $1100 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ (mean of $880 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$) with limited variability
 295 ($\sigma = 120 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$). Rainfalls have a low seasonal variability, 45 % of rainfalls occur between
 296 October and January. Potential evapotranspiration (PET) ranges from 670 to $890 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ with a
 297 mean of $760 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$ with lower variability ($\sigma = 50 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$). PET has a strong seasonal variability,
 298 with mean values going from $0.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ in December and January to $3.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ in June and July.

299 3.4 Modeled infiltration

300 Mean surface infiltration rates modeled by "Thornthwaite", GR4J and SURFEX models are
 301 respectively 242 , 320 and $246 \text{ mm} \cdot \text{yr}^{-1}$. Infiltration is generally focused from December to March.

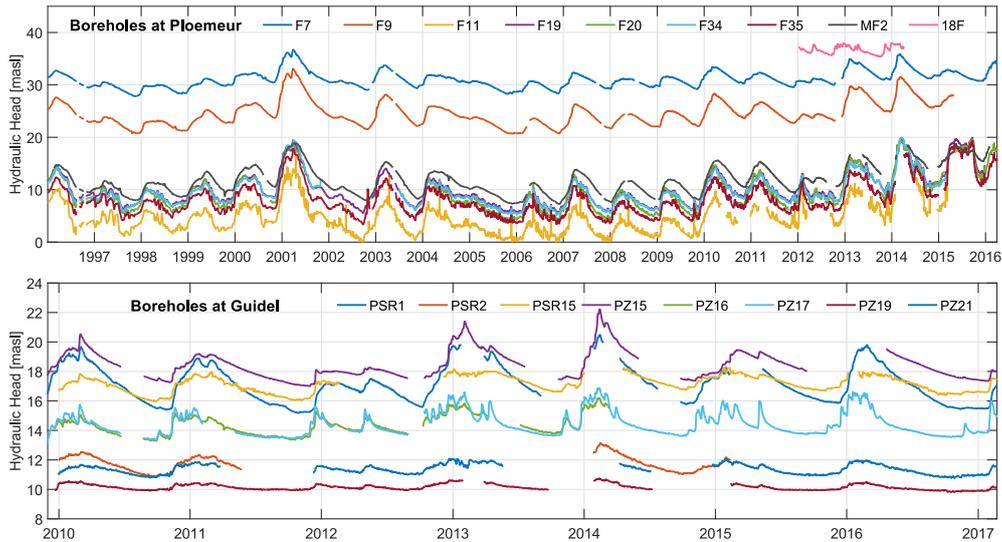
302 For the Thornthwaite model, annual infiltration rates range from 0 mm.yr^{-1} in 2002 to 600 mm.yr^{-1}
 303 in 2001, representing 0 to 50 % of annual rainfall, with clear impacts on GW levels (Fig. 4). The
 304 temporal structure of infiltration rates, as simulated by the different models remain highly variable
 305 (Fig. 3). Thornthwaite model generates highly episodic infiltration events with high intensity. GR4J
 306 and SURFEX infiltrations are more diffuse with earlier events late autumn associated to high rainfall
 307 rates. Note that GR4J model allow episodic infiltration events in the summer period linked to high
 308 rainfall intensity (summer storms).



309 **Figure 3.** Precipitations, potential evapotranspiration and simulated infiltration rates from Thornthwaite,
 310 GR4J and SURFEX models for hydrological water year 2003.

311 3.5 Groundwater level data

312 While first GW level data in Ploemeur dates back to 1991, we focus our analysis on the 1996-
 313 2017 period to avoid potential transient response to the pumping setup. On the Guidel site, data is
 314 available from 2009 to 2017. Water levels are recorded at minute to daily time steps and decimated
 315 to daily time scales for our analysis. Temporal fluctuations of GW head in Ploemeur boreholes have
 316 similar structures, in response to two transient forcings, pumping and recharge (Fig. 4). Seasonal
 317 variations decrease with the distance to the pump (2.5 m at F7 and 5 m at F11, respectively at a
 318 distance of $\sim 700 \text{ m}$ and $\sim 20 \text{ m}$ from pumping), emphasizing a general control of pumping on the
 319 global behavior. Conversely, on the Guidel site, transient variations in response to rainfall and water
 320 cycle vary significantly among boreholes. Level variations are fairly stable for low elevation wells
 321 located close to the GW outflow (PZ19). Wells located at the top of basin (PSR1, PSR2, PZ15, PZ16
 322 and PZ17) exhibit larger seasonal variability - but still smaller than in pumped context.



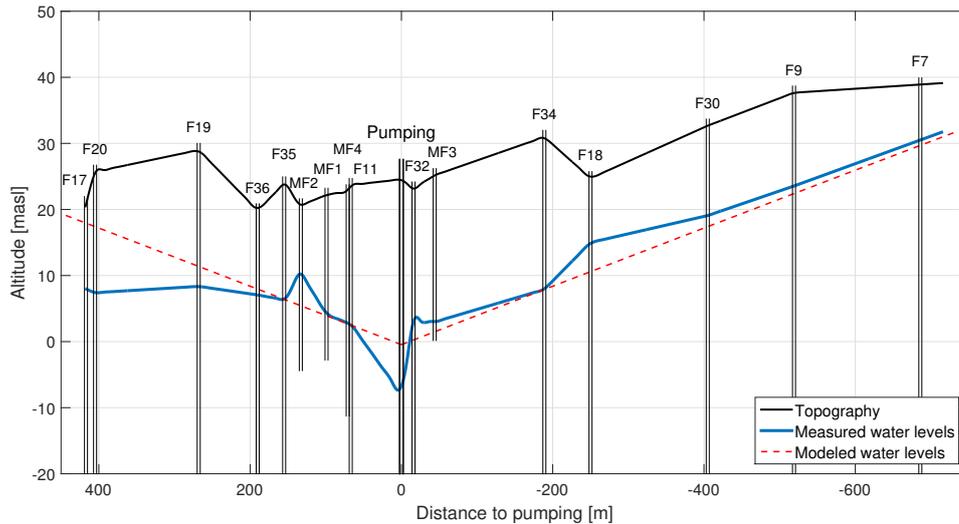
323 **Figure 4.** Observed GW water level variations in boreholes at Ploemur (upper graph) and Guidel (lower
 324 graph) observatories. Note the difference in scales between the two sites.

325 4 Results

326 In this section, we describe results obtained by applying the 1D GW model on the two sites. A
 327 first step consists in separating the steady-state and transient components.

328 4.1 Mean GW level and mean recharge

329 We explore the stationary part of equation 3, defining the relationships between aquifer trans-
 330 missivity, long-term mean recharge and flow. In theory, R_{mean}/T can be directly estimated from
 331 the quadratic shape of the water table (Eq. 3) hypothesizing an homogeneous media. Mean water
 332 levels projected along the x axis are compared to one of the best model (Fig. 5). The information
 333 content of long-term GW is limited by (1) incomplete sampling within the observation network, con-
 334 sidering the punctual nature of piezometric data with respect to local heterogeneities in recharge and
 335 hydrodynamic properties, blurring the evolution of hydraulic head in space (Fig. 5); (2) incomplete
 336 sampling of the GW system as the observation network represents only a limited part of the aquifer;
 337 and (3) limitations of the conceptual model. Uncertainties in actual boundary conditions, such as the
 338 representation of local GW behavior close to the pumping wells also limit interpretation. The inability
 339 to constrain R_{mean}/T , therefore hydraulic parameters and mean recharge based on long-term mean
 340 well observations is in line with several studies[e.g. *Sánchez-Vila et al.*, 1996].



341 **Figure 5.** Mean GW head (blue curve) on the Ploemeur site shown on a SE-NW cross section. The red
 342 dashed curve represents the best 1D analytical model which has the lowest least square difference between data
 343 and model.

344 4.2 Modeling GW levels across the parameters set

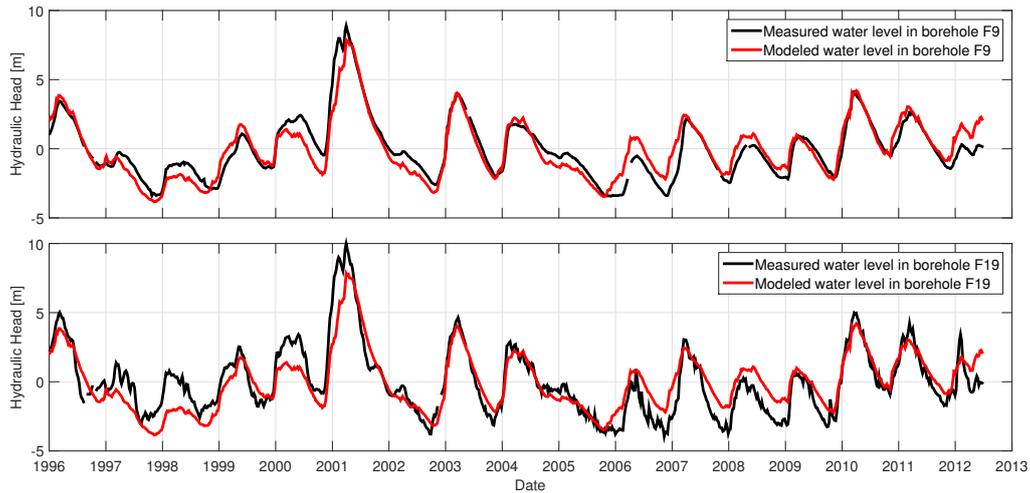
345 In the following, we will focus on GW head variations defined by the transient part of equation
 346 3. This part synthesizes the results of the parameter space exploration for Ploemeur and Guidel sites.
 347 Observed and modeled water levels are compared at different boreholes

348 4.2.1 Modeling GW levels at Ploemeur

349 Overall, when comparing observed and modeled head variations for the Ploemeur site, the 1D
 350 model seems satisfactory (Fig. 6). For F9 well, The centered RMS error is lower than 0.8 m , i.e.
 351 nearly three times better than the standard deviation of the head time series. While some wet or
 352 dry years are less well represented, seasonal to interannual variability is well modeled for all wells
 353 along the study period. In general, differences between modeled and observed head variations are
 354 small considering the differences among recharge models and the simplicity of the flow model. RMS
 355 errors are increasing when getting closer to the pumping zone, $\sim 0.5\text{ m}$ (F7), between $[0.7; 1]\text{ m}$ (F9,
 356 F30, MF2) and up to 1.2 m for F11 well which is 20 m away from the main pumping well. The high
 357 frequency head fluctuations, linked to pumping rates variations are not well described, as expected
 358 from the 1D hypothesis of the model with respect to the observed 2D flow structure.

361 4.2.2 Ploemeur, sensitivity analysis

362 Although a best parameter set has been inferred from least square inversion, all parameters
 363 are not equally well determined (Fig. 7). As defined in equation 4, characteristic time is well
 364 constrained, ranging between 1 to 3 yr, independently of prescribed recharge (see shaded area on



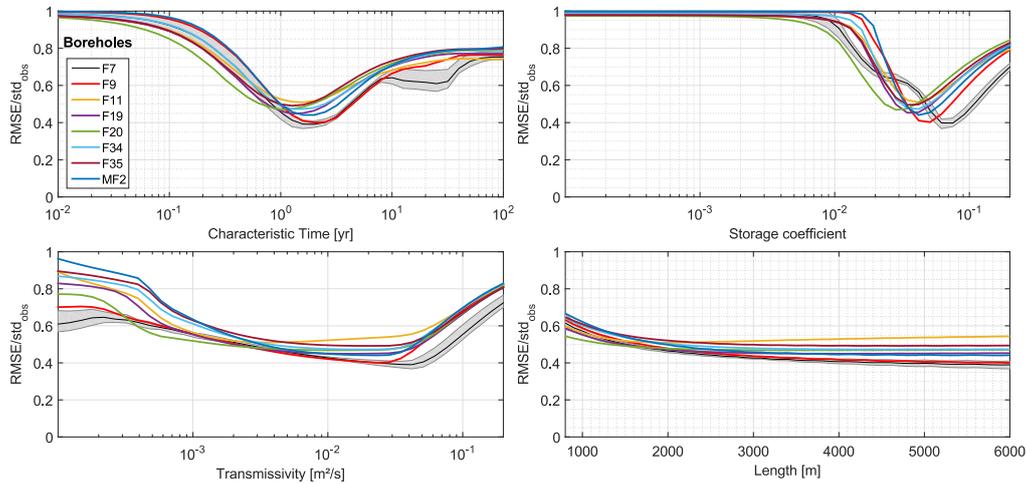
359 **Figure 6.** Comparison between the best modeled and observed water levels fluctuations at borehole F9 (upper
 360 graph) and F19 (lower graph), respectively at 519 m and 268 m of the Ploemeur's pumping wells.

365 Fig. 7). Note that the same approach has been developed in radial symmetry, driving to similar
 366 characteristic times. The impact of unknown infiltration volumes (Fig. 3) has a limited impact on
 367 parameter estimation (Fig. 7). This is a very important result: although local heterogeneities can
 368 play an important role (as in the steady recharge case), the correlation among well observations due
 369 to lateral GW flow brings insights into the averaged characteristic time for the aquifer.

370 Interestingly, storativity is also well constrained ($S \in [3.5 \cdot 10^{-2}; 8 \cdot 10^{-2}]$, see Fig. 7), but more
 371 variable in space among the different wells as compared to characteristic time. The analytical solution
 372 (Eq. 4) shows that S participates in the overall amplitude of the well reaction to recharge, linked to
 373 recharge volume for each frequency. One more time, storativity is slightly affected by uncertainties in
 374 prescribed recharge volumes, where it directly modulates the amplitude of head changes in equation
 375 4. These storativities are similar to the one obtained in previous studies: S was ranging from $5 \cdot 10^{-3}$
 376 to $5 \cdot 10^{-2}$ for a recharge of 260 mm/yr [Jimenez-Martinez et al., 2013] or $2 \cdot 10^{-2}$ to $6 \cdot 10^{-2}$
 377 for a recharge of 200 mm/yr [Leray et al., 2012]. Such values are much larger than expected for a
 378 crystalline context, and larger than short-term estimates typically estimated from pumping tests: S
 379 was ranging from 10^{-5} to 10^{-2} [Le Borgne et al., 2006]. This study, mostly based on seasonal time
 380 scales, suggests that part of the confined fractured aquifer is well connected to a less conductive
 381 but more porous aquifer functioning as a storage. Further discussion on this point can be found in
 382 Jimenez-Martinez et al. [2013].

383 Conversely, transmissivity and aquifer length are poorly estimated, mainly because they do not
 384 appear explicitly in equation 4. In previous studies, authors need to add geological information
 385 to define L to [2.7 – 3] km [Jimenez-Martinez et al., 2013; Leray et al., 2012]. In this work,
 386 transmissivity is estimated in the range $T \in [8 \cdot 10^{-4}; 6 \cdot 10^{-2}] m^2 \cdot s^{-1}$ (Fig. 7), such large ranges are
 387 also acknowledged in previous studies, e.g. $T \in [4 \cdot 10^{-3}; 4 \cdot 10^{-2}] m^2 \cdot s^{-1}$ in Jimenez-Martinez et al.

388 [2013] and *Le Borgne et al.* [2006]. *Leray et al.* [2012] calibrated a 3D model and defined a constant
 389 transmissivity $T = 2 - 3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. When exploring the parameter space, we observed that L
 390 and T are correlated. Both T and L appear explicitly as the ratio t_c/LS in equation 4, linked to the
 391 pumping boundary condition. The ratio t_c/LS simplifies into L/T , which controls the capacity of
 392 the aquifer to sustain water flow demand towards the pump.



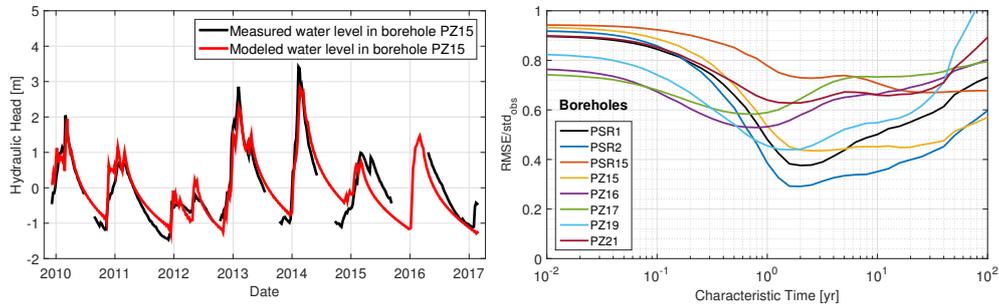
393 **Figure 7.** Evolution of the minimal normalized RMS error for Ploemur wells as a function of model
 394 parameters: characteristic time (top-left), storage coefficient (top-right), transmissivity (bottom-left) and length
 395 (bottom-right); The impact of infiltration model is drawn by the shaded area on the borehole F7

396 4.2.3 Guidel, results and sensitivity analysis

397 Similar to Ploemur, the 1D simple model is able to describe adequately head variations (Fig. 8),
 398 based on the same Thornthwaite infiltration model as in Ploemur, although the temporal evolution
 399 of head is very different. For PZ15, RMS error is 0.4 m , i.e. $\sim 40 \%$ of the head standard deviation.
 400 More generally, the simple model explains 50 to 60 % of the head temporal variability, with RMS
 401 errors $\sim 0.4 \text{ m}$ for wells located upstream, while limited to $0.1 - 0.2 \text{ m}$ for wells located near the lower
 402 boundary condition (PSR15, PZ19, PZ21). Overall, the performance of the model is less pronounced
 403 on the Guidel site as compared to Ploemur, therefore, model parameters are also less constrained.
 404 Characteristic times are close to those obtained in Ploemur, but ranging from $t_c \in [1 - 10] \text{ yr}$
 405 (Fig. 8). Estimated storage coefficient is ranging from $S \in [3 \cdot 10^{-2} - 1.5 \cdot 10^{-1}]$, transmissivity
 406 $T \in [10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3}] \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. Once more, system length L is poorly defined and closely linked to T
 407 as in the Ploemur case.

411 5 Recharge estimate from measured piezometry

412 In the previous section, we showed that a simple model can fit well head time series, in spite
 413 of the hydrogeological complexity. An important result is that these parameters are independent of



408 **Figure 8.** Comparison between modeled and observed water levels fluctuations at Guidel's PZ15 borehole
 409 (left) Evolution of the minimal normalized RMS error as a function of the characteristic time for Guidel
 410 boreholes (right).

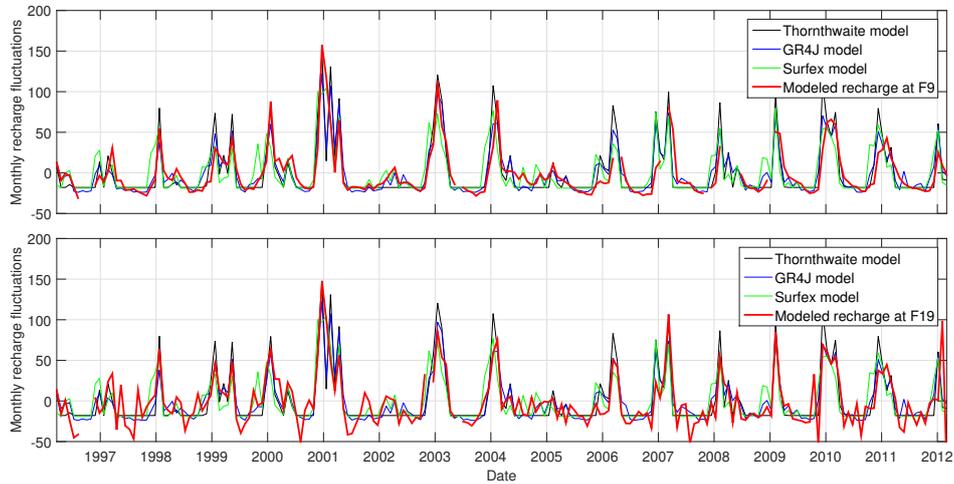
414 the prescribed recharge model, providing confidence on estimated parameters. Furthermore, their
 415 values are coherent with previous studies. This static parameters defines GW lateral flow, so the
 416 model can be further exploited for temporal variations in vertical exchanges with the surface. In
 417 this section, we recompute recharge fluctuations (RF) based on observed head variations (Eq. 5)).
 418 For each well, recharge is estimated based on the best parameter set. We also consider the 5 % best
 419 models to estimate uncertainties on inferred RF.

420 5.1 Recharge fluctuation estimates for Ploemeur and Guidel sites

421 GW flow appears as a low-pass filter in equation 4, smoothing out high frequency pumping
 422 and recharge variability (these variables are divided by the frequency in equation 5). In the inverse
 423 method, any high frequency GW head variability is therefore amplified to recompute recharge. In
 424 order to reduce noise amplification linked to observation uncertainties, recharge time series are
 425 intercompared at monthly time scales. RF among the different wells are quite similar to the different
 426 modeled infiltration (Fig. 9). Main recharge events are well described in phase and amplitude. High
 427 frequency noise is increasing when getting closer to the pumping station or when wells are better
 428 connected to the pumps, as shown by the difference in RF between $F9$ and $F19$, respectively 519
 429 m and 268 m far from the pumping station. This can be expected as well time series contain high
 430 frequency variations linked to short-term pumping rate variations, which are difficult to model (Fig.
 431 6).

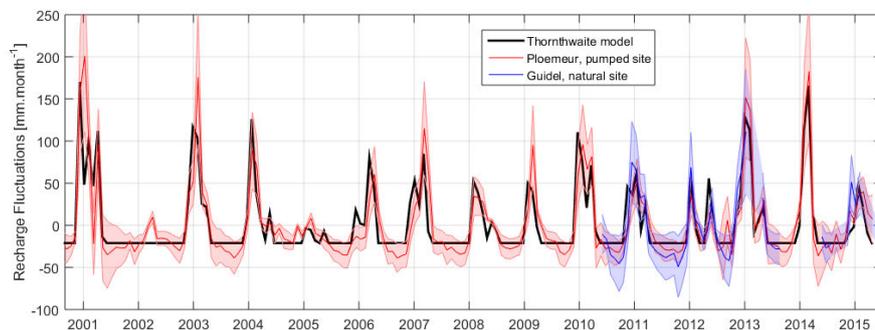
432 On the Ploemeur site (respectively Guidel), based on $F7$ inversed RF (respectively PSR1),
 433 the Thornthwaite model overestimates RF monthly amplitudes by 40 % (respectively 20 %), while
 434 both GR4J and SURFEX models fall within 5 – 6 %. In terms of the succession of recharge events,

435 correlation is 0.55, 0.58 and 0.65 for Thornthwaite, GR4J and SURFEX respectively on the Ploemur
 436 site. In general, Thornthwaite infiltration is ~ 15 days in advance as compared to inversed RF on
 437 the Ploemur site, and slightly in advance with respect to the Guidel site. SURFEX outperforms
 438 the other models, better predicts all effective recharge events during dry years (2002, 2005) and wet
 439 summers (2004, 2012), but fails in describing intense recharge events.

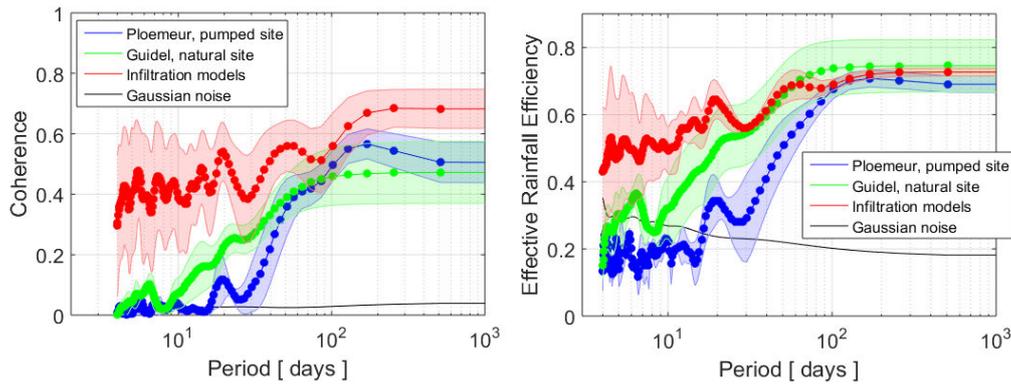


440 **Figure 9.** Comparison between the three infiltration models (Thornthwaite, GR4J, SURFEX) and inferred
 441 recharge fluctuations (RF) (in $mm.month^{-1}$) for F9 (upper graph) and F19 (lower graph) boreholes on the
 442 Ploemur site.

443 Figure 10 shows estimated recharge for both Ploemur and Guidel sites, including uncertainties
 444 linked to parameters uncertainty. Despite different well level variations, both estimated RF are highly
 445 coherent. At short time scales, uncertainties on storage parameter S directly impact uncertainties
 446 on recharge amplitude. Based on these results, we can estimate that recharge events greater than 25
 447 $mm.month^{-1}$ can be detected with this method, as highlighted by single events that occurred in 2002
 448 and 2005.



449 **Figure 10.** Monthly RF for Ploemur and Guidel sites, propagating model parameter uncertainties.



450 **Figure 11.** Coherence (left) and Transfer function (right) between effective rainfall (i.e. rainfall minus
 451 potential evapotranspiration and estimated recharge on both Guidel and Ploemur sites or modeled infiltration
 452 (Thornthwaite, GR4J, SURFEX). The transfer function of a $25\text{mm}\cdot\text{month}^{-1}$ Gaussian noise is given as a
 453 reference.

454 5.2 The unsaturated zone and recharge fluxes

455 In figure 11, we show both coherence and transfer function between estimated RF and effective
 456 rainfall - computed as rainfall minus potential evapotranspiration. These functions describe the
 457 behavior of the unsaturated zone and inform on the efficiency of rainfall events to generate recharge.
 458 RF and infiltration models are highly coherent with effective rainfall (i.e. significantly larger than the
 459 expected coherence of Gaussian noise) over a wide range of frequencies, especially for periods larger
 460 than 100 days. At such time scales, the efficiency reaches 75to80 %, showing high sensitivity to
 461 rainfall occurring during long time periods (typically seasonal time scale with winter rainy season).

462 However, models generally fail to describe rainfall efficiency at smaller time scales. This means
 463 that modeled infiltration generally happens too rapidly after episodic events, with larger amplitudes as
 464 compared to inferred RF. On the Ploemur site, rainfall efficiency seems to be negligible (i.e. below
 465 the noise level) at periods below ~ 30 days, and climbs to maximum values for period > 100 days.
 466 Interestingly, the coherence and rainfall efficiency in Guidel are rising much earlier than in Ploemur,
 467 beginning ~ 10 days periods. which underlines a tighter link between effective rainfall and recharge
 468 (i.e. a higher sensitivity to rainfall events in Guidel). This tighter link might be explained by the mean
 469 thickness of the unsaturated zone, which tends to play an "inertial" role by storing water and filtering
 470 out higher frequency variability. This is confirmed when looking at frequency-dependent time lags
 471 between effective rainfall and recharge (not shown), which is systematically larger on the Ploemur
 472 site than on the Guidel site. Note that this tighter link in recharge should be translated into a tighter
 473 link in discharge, meaning that groundwater certainly contributes significantly to evapotranspiration
 474 and river discharge.

475 Although the aquifer response time can be larger than years, intense rainfall events can generate
 476 recharge pulses through the unsaturated zone which will be diffused through the aquifer. Indeed,

477 a single event is mathematically equivalent to a dirac, which Fourier transform has a constant
 478 amplitude on all frequencies. The efficiency of such event is therefore distributed on the whole
 479 spectrum, including the largest amplitudes on long periods. We can also expect that intense rainfall
 480 events will be more pronounced on the Guidel site as the efficiency increases earlier at small scale
 481 (i.e. thinner unsaturated zone).

482 **6 Discussions**

483 **6.1 Modeling GW flow in complex media**

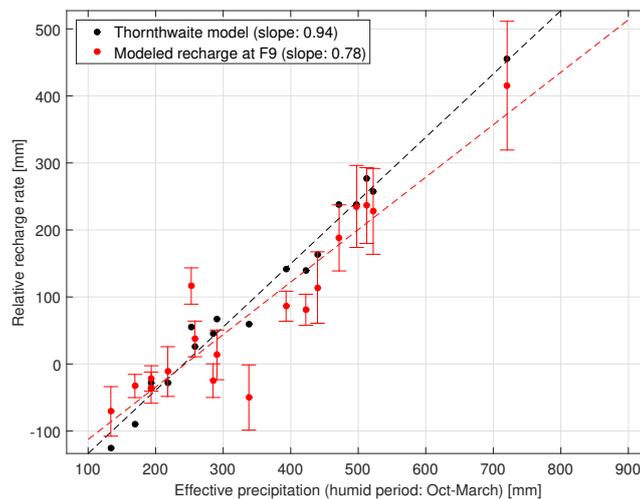
484 In this work, we question the information content of groundwater level variations observed on a
 485 piezometric network. The approach we developed here consists in applying a parsimonious GW flow
 486 model to link recharge to lateral GW flow and discharge. Model parsimony has several advantages
 487 [Hill, 2006]. First, they offer an easy understanding of simulated flow processes [Rousseau-Gueutin
 488 *et al.*, 2013], focusing the interpretation on the physical meaning of model misfit and the balance
 489 between model complexity and available data. Secondly, the limited execution time allocate time
 490 for a deep exploration of the actual knowledge that could be gained from available (often sparse)
 491 observations. The first outcome of this work is that a simple physical model can explain GW level
 492 variations in heterogeneous fractured aquifers at the scale of the network. Transient variations in
 493 head time series contain two essential information: (1) equivalent hydraulic parameters, namely the
 494 characteristic time $t_c = L^2 S/T$, controlling how the distribution of recharge events are transferred
 495 laterally and the storage coefficient S , controlling the amplitude of head variations for a defined
 496 recharged volume; and (2) information on both "recharge" and "discharge" conditions, as they
 497 control the general shape of GW level variations.

498 The main hypothesis of the parsimonious model are threefold: (1) the 1D lateral flow structure
 499 (2) homogeneous hydraulic parameters and (3) distributed recharge. Concerning the 1D assumption,
 500 in the Ploemur case, pumping controls the aquifer behavior, so that 1D assumption is valid over most
 501 part of the system except close to the pumping stations. On the Guidel site, GW intercepts locally the
 502 surface, the flow structure is mainly controlled by topography. In this case, the GW can be considered
 503 as a set of 1D homogeneous models, where the distance x to the downstream boundary condition
 504 should be well defined. Previous works have highlighted that the behavior of complex aquifers
 505 could be described by equivalent homogeneous models beginning at a specific spatial/temporal scale
 506 [Clauser, 1992; Rovey and Cherkauer, 1995; Jimenez-Martinez *et al.*, 2013], which is linked to the
 507 general connectivity of the fractured aquifer. Inferred equivalent hydraulic and geometric parameters
 508 are similar among boreholes and close to those obtained by previous modeling studies investigating
 509 the global behavior of the Ploemur site, including a spatially-distributed approach [Leray *et al.*,
 510 2012]. This provides confidence that the general aquifer behavior is well captured and that inferred
 511 parameters have some physical meaning. The hypothesis of uniform recharge might be seen as
 512 cumbersome, considering that local topographic/geological structures can favour exchanges between
 513 surface and depth [Favreau *et al.*, 2009]. It should be noted that the recharge period typically lasts 4
 514 to 5 months, while groundwater flow behaves as an integrative (smoothing) system with typical time
 515 integration scale ~ 1 year, smoothing out high frequency pumping and recharge variability. In these

516 conditions, it is expected that the deviation of recharge distribution does not alter the estimation of
 517 total recharge.

518 We show that heterogeneity largely impacts the ability to interpret mean GW level to estimate
 519 mean recharge. Conversely, recharge fluctuations over time generate lateral GW flow that links
 520 different GW head observations. The second outcome of this work is that local head variations
 521 contains the global aquifer response for observation periods around and larger than the characteristic
 522 time. For this reason, a single well contains information on diffuse (total) recharge, as underlined in
 523 the WTF approach [Cuthbert, 2010; Healy, 2010]. Though, we show that the position of the well
 524 within the groundwater flow system is as important as storativity to define annual diffuse recharge
 525 volumes (Eq. 5). Indeed, as recharge is transferred laterally, downstream wells will integrate the
 526 impact of both local and upstream recharge. Such behavior is expected to be even more pronounced
 527 if the well is located in a convergence zone (2D behavior).

528 6.2 Recharge fluctuations



529 **Figure 12.** Annual recharge volumes estimated by recharge models and piezometric models from Ploemeur
 530 and Guidel observatories (from 1996 to 2014).

531 The proposed approach allow computation of both recharge fluctuations and associated uncer-
 532 tainties. In figure 12, we re-investigate the relationship between wet season precipitations and GW
 533 RF. As underlined by previous authors [Taylor *et al.*, 2012, e.g.], a minimum rainfall amount is
 534 required to generate recharge in some conditions. Above this threshold, annual recharge cannot be
 535 fully expressed as a fraction of rainfall as underlined by various authors [Barron *et al.*, 2012; Kendy
 536 *et al.*, 2004; Gee and Hillel, 1988].

537 We show that the distribution of rainfall events throughout the year impacts recharge fluctuations
 538 because rainfall efficiency is basically frequency dependent (Fig. 11). The amount of effective rainfall

539 that effectively recharges GW varies from $< 20\%$ at small temporal scales to $> 70\%$ at long-term
540 time scales. Efficiency does not reach 100% because rainfall also generate surface runoff (estimate
541 at $150\text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ by *Leray et al.* [2012] on the Ploemeur site). Therefore, recharge can occur during
542 both (1) long/sustained winter rainfall and (2) episodic/intense rainfall events. Mathematically, a
543 single rainfall event has an impact on a wide range of frequencies, meaning that intense rainfall
544 events are necessarily translated into recharge. This link might not be immediate because of the
545 integrative nature of the unsaturated zone, but contributes to increase storage and therefore recharge.

546 **6.3 Impact of unsaturated zone Thickness**

547 The comparison between Guidel and Ploemeur sites offer the opportunity to gain insights into
548 the role of the unsaturated zone. Indeed, as Ploemeur is pumped, the unsaturated zone is much
549 thicker than on the Guidel site. The thickness of the unsaturated zone buffers infiltration due to
550 delays to reach the saturated zone and plays the role of an inertia filtering out quick variations. We
551 obtain the same results as *Cao et al.* [2016], the thickening of the unsaturated zone due to pumping
552 impacts negatively recharge at small time scales (Fig. 11). We show that this impact is not directly on
553 the amount of recharge, but rather on the efficiency of short-term effective rainfall variations. From
554 these observations, we can conclude that setting up a pumping can decrease recharge by increasing
555 the thickness of the unsaturated zone, leaving limited probability for episodic recharge events.

556 **6.4 Consequences for large-scale models**

557 A large uncertainty in hydrological modeling lies in the fact that GW recharge can be derive
558 from oversimplified conceptual soil models. In this work, we directly compared recharge derived
559 from GW level analysis with infiltration estimates typical formulated by large-scale models. The
560 transfer function describing the amplitude ratio between effective rainfall and recharge on the two sites
561 (Fig. 11) highlights that modeled infiltration and inferred recharge are fairly equivalent and roughly
562 represent a large fraction of effective rainfall on the Ploemeur and Guidel sites. Though, the models
563 lack realism at short temporal scales (typically $\sim 3\text{ months}$), infiltration is often overestimated.

564 **7 Conclusion**

565 In this work, we propose to set a physically-based parsimonious 1D GW flow model to infer
566 recharge fluctuations over time, based on its impact on groundwater level variations and taking into
567 account lateral flow. It has been set on two close sites, which are comparable in terms of area,
568 climate, geology and vegetation. The single difference is linked to the pumped nature of Ploemeur
569 site, implying that groundwater is disconnected from the surface, and the unsaturated zone much
570 thicker.

571 The second important question is the boreholes representativity. In this context, temporal
572 fluctuations in boreholes integrate the recharge signal of the basin. So, one conclusion is that in an
573 heterogeneous aquifer with transmissivity varying on two magnitude orders, water level fluctuations

574 in one borehole inform on the seasonal recharge of the basin. because the aquifer characteristic time
575 is longer than the length of the recharge period.

576 Results could be different in other contexts, particularly for boreholes located in no recharge
577 zones and very disconnected GW compartments. This work shows how a long term local measure-
578 ment can record a global processes in spite of the heterogeneity. In other words, based on a previous
579 idea of recharge rates, from hydraulic heads fluctuations in a complex system, we manage to extract
580 interesting information about water exchanges with the surface.

581 **Acknowledgments**

582 This work is part of the ANR project EQUIPEX CRITEX (grant ANR-11-EQPX-0011) and set on
583 the Ploemeur Critical Zone Observatory H^+ (<http://hplus.ore.fr/en/ploemeur>). We are grateful to the
584 OZCAR research infrastructure.

585 **References**

- 586 Ajami, H., A. Sharma, L. E. Band, J. P. Evans, N. K. Tuteja, G. E. Amirthanathan, and M. A.
587 Bari (2017), On the non-stationarity of hydrological response in anthropogenically unaffected
588 catchments: An Australian perspective, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 281–294,
589 doi:10.5194/hess-21-281-2017.
- 590 Alley, W. M., R. W. Healy, J. W. LaBaugh, and T. E. Reilly (2002), Flow and storage in groundwater
591 systems, doi:10.1126/science.1067123.
- 592 Armandine Les Landes, A. (2014), Impact des variations climatiques sur les ressources hy-
593 drogéologiques, Ph.D. thesis, Université Rennes 1.
- 594 Barron, O. V., R. S. Crosbie, W. R. Dawes, S. P. Charles, T. Pickett, and M. J. Donn (2012), Climatic
595 controls on diffuse groundwater recharge across Australia, *Hydrology and Earth System Sciences*,
596 16(12), 4557–4570, doi:10.5194/hess-16-4557-2012.
- 597 Bense, V. F., T. Gleeson, S. E. Loveless, O. Bour, and J. Scibek (2013), Fault zone hydrogeology,
598 *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192, doi:10.1016/j.earscirev.2013.09.008.
- 599 Besbes, M., and G. D. E. Marsily (1984), From infiltration to recharge: use of a parametric transfer
600 function, *Journal of Hydrology*, 74, 271–293.
- 601 Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan (2002), The Influence of the Inclusion of Soil
602 Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme, *Journal of*
603 *Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1544:tiotio>2.0.co;
604 2.
- 605 Braud, I., N. Varado, and A. Olioso (2005), Comparison of root water uptake modules using either
606 the surface energy balance or potential transpiration, *Journal of Hydrology*, 301(1-4), 267–286,
607 doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.033.
- 608 Bredehoeft, J. (2002), The water budget myth Revisited: Why Hydrogeologists Model, doi:10.1111/
609 j.1745-6584.2002.tb02511.x.
- 610 Bresciani, E., P. Goderniaux, and O. Batelaan (2016), Hydrogeological controls of water table - land
611 surface interactions, *Geophysical Research Letters*, pp. 1–9, doi:10.1002/2016GL070618.

- 612 Cao, G., B. R. Scanlon, D. Han, and C. Zheng (2016), Impacts of thickening unsaturated zone
613 on groundwater recharge in the North China Plain, *Journal of Hydrology*, 537, 260–270, doi:
614 10.1016/j.jhydrol.2016.03.049.
- 615 Clark, M. P., M. F. Bierkens, L. Samaniego, R. A. Woods, R. Uijlenhoet, K. E. Bennett, V. R.
616 Pauwels, X. Cai, A. W. Wood, and C. D. Peters-Lidard (2017), The evolution of process-based
617 hydrologic models: Historical challenges and the collective quest for physical realism, *Hydrology
618 and Earth System Sciences*, 21(7), 3427–3440, doi:10.5194/hess-21-3427-2017.
- 619 Clauser, C. (1992), Permeability of crystalline rocks, *Eos, Transactions American Geophysical
620 Union*, 73(21), 233–238.
- 621 Condon, L. E., and R. M. Maxwell (2017), Systematic shifts in Budyko relationships caused by
622 groundwater storage changes, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(2), 1117–1135, doi:
623 10.5194/hess-21-1117-2017.
- 624 Crosbie, R. S., P. Binning, and J. D. Kalma (2005), A time series approach to inferring groundwater
625 recharge using the water table fluctuation method, *Water Resources Research*, 41(1), 1–9, doi:
626 10.1029/2004WR003077.
- 627 Cuthbert, M. O. (2010), An improved time series approach for estimating groundwater recharge
628 from groundwater level fluctuations, *Water Resources Research*, 46(9), 1–11, doi:10.1029/
629 2009WR008572.
- 630 Dalin, C., Y. Wada, T. Kastner, and M. J. Puma (2017), Groundwater depletion embedded in
631 international food trade, *Nature*, 543(7647), 700–704, doi:10.1038/nature21403.
- 632 De Marsily, G. (1986), *Quantitative hydrogeology*.
- 633 Decharme, B., E. Martin, and S. Faroux (2013), Reconciling soil thermal and hydrological lower
634 boundary conditions in land surface models, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*,
635 118(14), 7819–7834, doi:10.1002/jgrd.50631.
- 636 Dickinson, J. E. (2004), Inferring time-varying recharge from inverse analysis of long-term water
637 levels, *Water Resources Research*, 40(7), 1–15, doi:10.1029/2003WR002650.
- 638 Döll, P., and K. Fiedler (2008), Global-scale modeling of groundwater recharge, *Hydrology and
639 Earth System Sciences*, 12(3), 863–885, doi:10.5194/hess-12-863-2008.
- 640 Fan, Y. (2015), Groundwater in the Earth's critical zone: Relevance to large-scale patterns and
641 processes, *Water Resources Research*, 51(5), 3052–3069, doi:10.1002/2015WR017037.
- 642 Favreau, G., B. Cappelaere, S. Massuel, M. Leblanc, M. Boucher, N. Boulain, and C. Leduc (2009),
643 Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A
644 review, *Water Resources Research*, 45(7), 1–18, doi:10.1029/2007WR006785.
- 645 Gaillardet, J., I. Braud, F. Hankard, S. Anquetin, O. Bour, N. Dorfliger, J. d. Dreuzy, S. Galle,
646 C. Galy, S. Gogo, L. Gourcy, F. Habets, F. Laggoun, L. Longuevergne, T. L. Borgne, F. Naaim-
647 Bouvet, G. Nord, V. Simonneaux, D. Six, T. Tallec, C. Valentin, G. Abril, P. Allemand, A. Arènes,
648 B. Arfib, L. Arnaud, N. Arnaud, P. Arnaud, S. Audry, V. B. Comte, C. Batiot, A. Battais, H. Bel-
649 lot, E. Bernard, C. Bertrand, H. Bessière, S. Binet, J. Bodin, X. Bodin, L. Boithias, J. Bouchez,
650 B. Boudevillain, I. B. Moussa, F. Branger, J. J. Braun, P. Brunet, B. Caceres, D. Calmels, B. Cap-
651 pellaere, H. Celle-Jeanton, F. Chabaux, K. Chalikakis, C. Champollion, Y. Copard, C. Cotel,
652 P. Davy, P. Deline, G. Delrieu, J. Demarty, C. Dessert, M. Dumont, C. Emblanch, J. Ezzahar,

- 653 M. Estèves, V. Favier, M. Faucheux, N. Filizola, P. Flammarion, P. Floury, O. Fovet, M. Fournier,
654 A. J. Francez, L. Gandois, C. Gascuel, E. Gayer, C. Genthon, M. F. Gérard, D. Gilbert, I. Gouttevin,
655 M. Grippa, G. Gruau, A. Jardani, L. Jeanneau, J. L. Joi, H. Jourde, F. Karbou, D. Labat, Y. La-
656 gadeuc, E. Lajeunesse, R. Lastennet, W. Lavado, E. Lawin, T. Lebel, C. L. Bouteiller, C. Legout,
657 Y. Lejeune, E. L. Meur, N. L. Moigne, J. Lions, A. Lucas, J. P. Malet, C. Marais-Sicre, J. C.
658 Maréchal, C. Marlin, P. Martin, J. Martins, J. M. Martinez, N. Massei, A. Mauclerc, N. Mazzilli,
659 J. Molénat, P. Moreira-Turcq, E. Mougin, S. Morin, J. N. Ngoupayou, G. Panthou, C. Peugeot,
660 G. Picard, M. C. Pierret, G. Porel, A. Probst, J. L. Probst, A. Rabatel, D. Raclot, L. Ravel,
661 F. Rejiba, P. René, O. Ribolzi, J. Riotte, A. Rivière, H. Robain, L. Ruiz, J. M. Sanchez-Perez,
662 W. Santini, S. Sauvage, P. Schoeneich, J. L. Seidel, M. Sekhar, O. Sengtaheuanghoung, N. Silvera,
663 M. Steinmann, A. Soruco, G. Tallec, E. Thibert, D. V. Lao, C. Vincent, D. Viville, P. Wagnon, and
664 R. Zitouna (2018), OZCAR : The French Network of Critical Zone Observatories, *Vadose Zone*
665 *Journal*, 17(1), doi:10.2136/vzj2018.04.0067.
- 666 Gee, G. W., and D. Hillel (1988), Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of
667 estimation methods, *Hydrological Processes*, 2(3), 255–266, doi:10.1002/hyp.3360020306.
- 668 Gelhar, L. W. (1974), Stochastic analysis of phreatic aquifers, *Water Resources Research*, 10(3),
669 539–545, doi:10.1029/WR010i003p00539.
- 670 Gerten, D., W. Lucht, S. Ostberg, J. Heinke, M. Kowarsch, H. Kreft, Z. W. Kundzewicz, J. Rast-
671 gooy, R. Warren, and H. J. Schellnhuber (2013), Asynchronous exposure to global warming:
672 Freshwater resources and terrestrial ecosystems, *Environmental Research Letters*, 8(3), doi:
673 10.1088/1748-9326/8/3/034032.
- 674 Gleeson, T., and K. Novakowski (2009), Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow:
675 Lineaments in the Canadian shield, *Bulletin of the Geological Society of America*, doi:10.1130/
676 B26241.1.
- 677 Gleeson, T., Y. Wada, M. F. P. Bierkens, and L. P. H. van Beek (2012), Water balance of global aquifers
678 revealed by groundwater footprint, *Nature*, 488(7410), 197–200, doi:10.1038/nature11295.
- 679 Guihéneuf, N., A. Boisson, O. Bour, B. Dewandel, J. Perrin, A. Dausse, M. Viossanges, S. Chandra,
680 S. Ahmed, and J. C. Maréchal (2014), Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact
681 of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity, *Journal of Hydrology*, 511,
682 320–324, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.01.061.
- 683 Hartmann, A., T. Gleeson, Y. Wada, and T. Wagener (2017), Enhanced groundwater recharge rates and
684 altered recharge sensitivity to climate variability through subsurface heterogeneity, *Proceedings*
685 *of the National Academy of Sciences*, 114(11), 2842–2847, doi:10.1073/pnas.1614941114.
- 686 Healy, R. W. (2010), *Estimating groundwater recharge*, 264 pp., Cambridge University Press.
- 687 Healy, R. W., and P. G. Cook (2002), Using groundwater levels to estimate recharge, *Hydrogeology*
688 *Journal*, 10(1), 91–109, doi:10.1007/s10040-001-0178-0.
- 689 Hector, B., J.-m. Cohard, L. Séguis, S. Galle, and C. Peugeot (2018), Hydrological functioning of
690 West-African inland valleys explored with a critical zone model, *Hydrology and Earth System*
691 *Sciences Discussions*, 22(11), 1–35.
- 692 Hill, M. C. (2006), The practical use of simplicity in developing ground water models, *Ground*
693 *Water*, 44(6), 775–781, doi:10.1111/j.1745-6584.2006.00227.x.

- 694 Jasechko, S., S. J. Birks, T. Gleeson, Y. Wada, P. J. Fawcett, Z. D. Sharp, J. J. McDonnell, and
695 J. M. Welker (2014), The pronounced seasonality of global groundwater recharge, *Water Resources*
696 *Research*, *50*, 8845–8867, doi:10.1002/2014WR015809.Received.
- 697 Jimenez-Martinez, J., L. Longuevergne, T. Le Borgne, P. Davy, A. Russian, and O. Bour (2013),
698 Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from
699 a frequency domain analysis, *Water Resources Research*, *49*(5), 3007–3023, doi:10.1002/wrcr.
700 20260.
- 701 Johansen, O. M., M. L. Pedersen, and J. B. Jensen (2011), Effect of groundwater abstraction on fen
702 ecosystems, *Journal of Hydrology*, *402*(3-4), 357–366, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.03.031.
- 703 Kendy, E., Y. Zhang, C. Liu, J. Wang, and T. Steenhuis (2004), Groundwater recharge from irrigated
704 cropland in the North China Plain: Case study of Luancheng County, Hebei Province, 1949-2000,
705 *Hydrological Processes*, doi:10.1002/hyp.5529.
- 706 Kollet, S. J. (2009), Influence of soil heterogeneity on evapotranspiration under shallow water
707 table conditions: Transient, stochastic simulations, *Environmental Research Letters*, *4*(3), doi:
708 10.1088/1748-9326/4/3/035007.
- 709 Le Borgne, T., O. Bour, F. L. Paillet, and J. P. Caudal (2006), Assessment of preferential flow path
710 connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured
711 aquifer, *Journal of Hydrology*, *328*(1-2), 347–359, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.029.
- 712 Lee, L. J. E., D. S. L. Lawrence, and M. Price (2006), Analysis of water-level response to rainfall
713 and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England, *Journal of Hydrology*,
714 *330*(3-4), 604–620, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.04.025.
- 715 Leray, S., J. R. de Dreuzy, O. Bour, T. Labasque, and L. Aquilina (2012), Contribution of age
716 data to the characterization of complex aquifers, *Journal of Hydrology*, *464-465*, 54–68, doi:
717 10.1016/j.jhydrol.2012.06.052.
- 718 Long, D., L. Longuevergne, and B. R. Scanlon (2014), Uncertainty in evapotranspiration from land
719 surfacemodeling, remote sensing, and GRACE satellites, *Water Resources Research*, *50*(2), 1131–
720 1151, doi:10.1002/2013WR014581.Received.
- 721 Marçais, J., J. R. de Dreuzy, and J. Erhel (2017), Dynamic coupling of subsurface and seepage flows
722 solved within a regularized partition formulation, *Advances in Water Resources*, *109*, 94–105,
723 doi:10.1016/j.advwatres.2017.09.008.
- 724 Maréchal, J. C., B. Dewandel, S. Ahmed, L. Galeazzi, and F. K. Zaidi (2006), Combined estimation
725 of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture,
726 *Journal of Hydrology*, *329*(1-2), 281–293, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.022.
- 727 Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu,
728 A. Boone, F. Bouyssel, P. Brousseau, E. Brun, J. C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire,
729 S. Donier, K. Essaouini, A. L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon,
730 E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeau-pin Brossier, A. Lemonsu, J. F. Mahfouf,
731 P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy,
732 P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet, and A. Voldoire (2013), The SURFEXv7.2 land and ocean sur-
733 face platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geoscientific*
734 *Model Development*, *6*(4), 929–960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013.

- 735 Maxwell, R. M., and L. E. Condon (2016), Connections between groundwater flow and transpiration
736 partitioning, *Science*, 353(6297), 377–380, doi:10.1126/science.aaf7891.
- 737 Mileham, L., R. G. Taylor, M. Todd, C. Tindimugaya, and J. Thompson (2009), The impact of
738 climate change on groundwater recharge and runoff in a humid, equatorial catchment: sensitivity
739 of projections to rainfall intensity, *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 727–738, doi:10.1623/
740 hysj.54.4.727.
- 741 Mohan, C., A. W. Western, Y. Wei, and M. Saft (2017), Predicting groundwater recharge for varying
742 landcover and climate conditions: a global meta-study, *Hydrology and Earth System Sciences
743 Discussions*, 22(5), 1–22, doi:10.5194/hess-2017-679.
- 744 Morton, F. I. (1983), Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance
745 to the science and practice of hydrology, *Journal of Hydrology*, 66(1-4), 1–76, doi:10.1016/
746 0022-1694(83)90177-4.
- 747 Noilhan, J., and S. Planton (1989), A Simple Parameterization of Land Surface Processes for
748 Meteorological Models, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2.
- 749 Owor, M., R. Taylor, C. Tindimugaya, and D. Mwisigwa (2009), Rainfall intensity and groundwa-
750 ter recharge: empirical evidence from the Upper Nile Basin, *Environmental Research Letters*,
751 4(September), 1–6, doi:10.1088/1748-9326/4/3/035009.
- 752 Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian (2003), Improvement of a parsimonious model for stream-
753 flow simulation, *Journal of Hydrology*, 279(1-4), 275–289, doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7.
- 754 Roques, C., O. Bour, L. Aquilina, and B. Dewandel (2016), High yielding aquifers in crystalline
755 basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France,
756 *Hydrogeology Journal*, pp. 1–14, doi:10.1007/s10040-016-1451-6.
- 757 Roques, C., L. Aquilina, A. Boisson, V. Vergnaud-Ayraud, T. Labasque, L. Longuevergne, M. Lau-
758 rencelle, A. Dufresne, J. R. de Dreuzy, H. Pauwels, and O. Bour (2018), Autotrophic denitrification
759 supported by biotite dissolution in crystalline aquifers: (2) transient mixing and denitrification
760 dynamic during long-term pumping, *Science of the Total Environment*, 619-620, 491–503, doi:
761 10.1016/j.scitotenv.2017.11.104.
- 762 Rousseau-Gueutin, P., A. J. Love, G. Vasseur, N. I. Robinson, C. T. Simmons, and G. De Marsily
763 (2013), Time to reach near-steady state in large aquifers, *Water Resources Research*, 49(10),
764 6893–6908, doi:10.1002/wrcr.20534.
- 765 Rovey, C. W., and D. S. Cherkauer (1995), Scale Dependency of Hydraulic Conductivity Measure-
766 ments, doi:10.1111/j.1745-6584.1995.tb00023.x.
- 767 Ruelleu, S., F. Moreau, O. Bour, D. Gapais, and G. Martelet (2010), Impact of gently dipping
768 discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France),
769 *Journal of Applied Geophysics*, 70(2), 161–168, doi:10.1016/j.jappgeo.2009.12.007.
- 770 Sánchez-Vila, X., J. Carrera, and J. P. Girardi (1996), Scale effects in transmissivity, *Journal of
771 Hydrology*, 183(1-2), 1–22, doi:10.1016/S0022-1694(96)80031-X.
- 772 Scanlon, B. R., R. W. Healy, and P. G. Cook (2002), Choosing appropriate technique for quantifying
773 groundwater recharge, *Hydrogeology Journal*, 10, 18–39, doi:10.1007/s10040-0010176-2.
- 774 Scanlon, B. R., K. E. Keese, A. L. Flint, L. E. Flint, C. B. Gaye, W. M. Edmunds, and S. Ian (2006),
775 Global synthesis of groundwater recharge in semi-arid and arid regions, *Hydrological Processes*,

- 776 20, 3335–3370, doi:10.1002/hyp.6335.
- 777 Scanlon, B. R., C. C. Faunt, L. Longuevergne, R. C. Reedy, W. M. Alley, V. L. McGuire, and
778 P. B. McMahon (2012), Groundwater depletion and sustainability of irrigation in the US High
779 Plains and Central Valley, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(24), 9320–9325,
780 doi:10.1073/pnas.1200311109.
- 781 Schaller, M. F., and Y. Fan (2009), River basins as groundwater exporters and importers: Implications
782 for water cycle and climate modeling, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(4), doi:
783 10.1029/2008JD010636.
- 784 Shamsudduha, M., R. G. Taylor, K. M. Ahmed, and A. Zahid (2011), The impact of intensive ground-
785 water abstraction on recharge to a shallow regional aquifer system: Evidence from Bangladesh,
786 *Hydrogeology Journal*, 19(4), 901–916, doi:10.1007/s10040-011-0723-4.
- 787 Sililo, O. T., and J. H. Tellam (2000), Fingering in unsaturated zone flow: A qualitative review
788 with laboratory experiments on heterogeneous systems, *Ground Water*, 38(6), 864–871, doi:
789 10.1111/j.1745-6584.2000.tb00685.x.
- 790 Taylor, R. G., M. C. Todd, L. Kongola, L. Maurice, E. Nahozya, H. Sanga, and A. M. MacDonald
791 (2012), Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa,
792 *Nature Climate Change*, 3(4), 374–378, doi:10.1038/nclimate1731.
- 793 Taylor, R. G., B. Scanlon, P. Doell, M. Rodell, R. van Beek, Y. Wada, L. Longuevergne, M. Leblanc,
794 J. S. Famiglietti, M. Edmunds, L. Konikow, T. R. Green, J. Chen, M. Taniguchi, M. F. P. Bierkens,
795 A. MacDonald, Y. Fan, R. M. Maxwell, Y. Yechieli, J. J. Gurdak, D. M. Allen, M. Shamsudduha,
796 K. Hiscock, P. J. F. Yeh, I. Holman, and H. Treidel (2013), Ground water and climate change,
797 *Nature Climate Change*, 3(4), 322–329, doi:10.1038/nclimate1744.
- 798 Thornthwaite, C. W. (1948), An approach toward a rational classification of climate, *Geographical*
799 *Review*, 38(1), 55–94.
- 800 Touchard, F. (1999), Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé: Site de Ploe-
801 meur (Morbihan).
- 802 Townley, L. R. (1995), The response of aquifers to periodic forcing, *Advances in Water Resources*,
803 18(3), 125–146, doi:10.1016/0309-1708(95)00008-7.
- 804 Troch, P. A., G. F. Martinez, V. R. N. Pauwels, M. Durcik, M. Sivapalan, C. Harman, P. D. Brooks,
805 H. Gupta, and T. Huxman (2009), Climate and vegetation water use efficiency at catchment scales,
806 doi:10.1002/hyp.7358.
- 807 Vergnes, J. P., B. Decharme, and F. Habets (2014), Introduction of groundwater capillary rises using
808 subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model, *Journal of Geophysical*
809 *Research*, 119(19), 065–11, doi:10.1002/2014JD021573.
- 810 Wada, Y., L. P. H. Van Beek, C. M. Van Kempen, J. W. T. M. Reckman, S. Vasak, and M. F. P. Bierkens
811 (2010), Global depletion of groundwater resources, *Geophysical Research Letters*, 37(20), 1–5,
812 doi:10.1029/2010GL044571.
- 813 Wada, Y., M. Flörke, N. Hanasaki, S. Eisner, G. Fischer, S. Tramberend, Y. Satoh, M. T. Van Vliet,
814 P. Yillia, C. Ringler, P. Burek, and D. Wiberg (2016), Modeling global water use for the 21st
815 century: The Water Futures and Solutions (WFaS) initiative and its approaches, *Geoscientific*
816 *Model Development*, 9(1), 175–222, doi:10.5194/gmd-9-175-2016.

817 **A: Accuracy of recharge inversion**

818 We performed a numerical test to estimate the ability of the analytic approach to estimate
 819 recharge. This experience is based on a comparison with a ModFlow model. We tested several
 820 scenarios, namely (1) At which time scale is recharge well estimated and (2) What is the impact of
 821 parameter uncertainties on recharge estimates ?

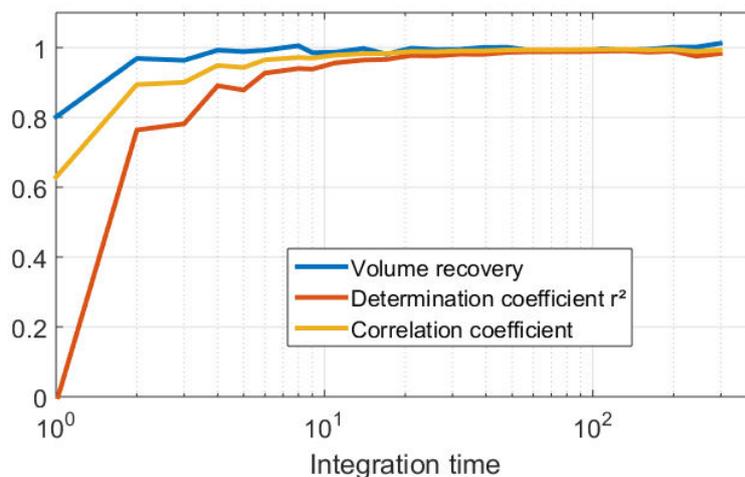
822 **A.1 Numerical model description**

823 Following *Cuthbert* [2010], we tested our method with a virtual case using a ModFlow numerical
 824 model. This model is composed of one row and 200 columns with a mesh size of 10 *m* to obtain
 825 a 1D geometry. We simulate a confined layer of transmissivity $T = 1.10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ and of storage
 826 coefficient $S = 0.05$. Heads are imposed at $x = 0$ and $x = 2000 \text{ m}$. In such case, the 1D numerical
 827 model is equivalent to the 1D analytical model used for the Guidel site (natural case).

828 Next, recharge from the "Thorntwaite model" is applied at daily time-step from 1991 to 2010.
 829 At the end of the simulation, hydraulic head at $x = 1500 \text{ m}$ is recorded and will be used to recover
 830 recharge and compare it to the imposed one.

831 **A.2 Impact of integration time**

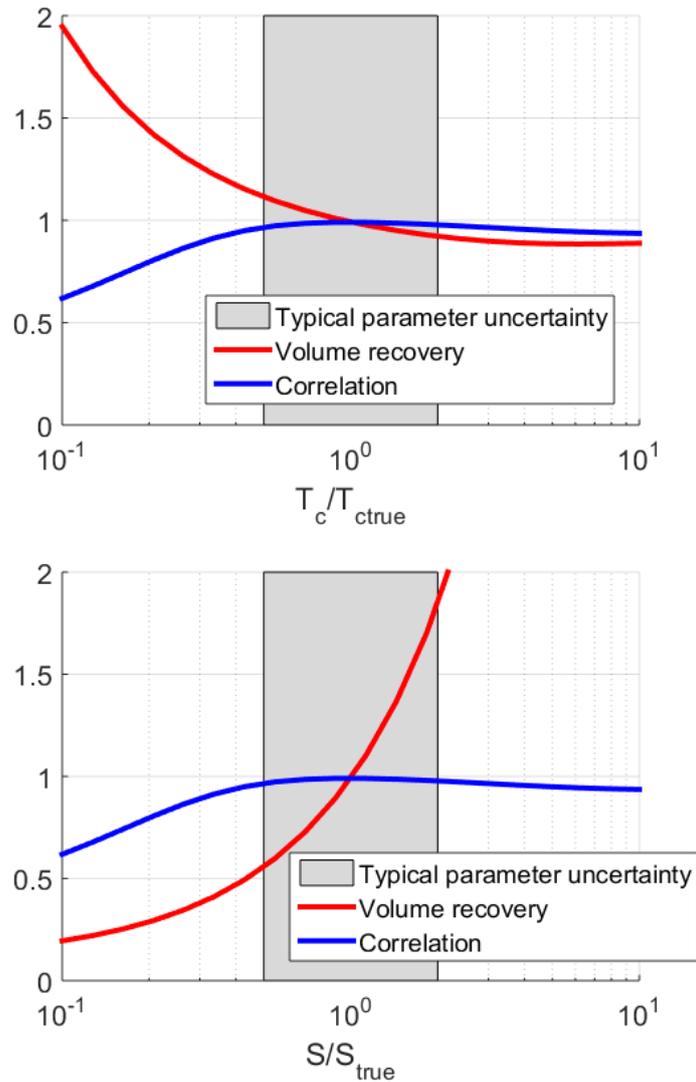
832 Although the analytical model can be run at the time step of the well data, recharge estimates
 833 are affected by numerical oscillations linked to the discrete frequency-domain computations over
 834 a finite length time series. Estimated recharge can be integrated over time to avoid these spurious
 835 oscillations. Overall, an integration time larger than a few original time step is sufficient to ensure
 836 an estimation of the recharged volume at a 99 % level (Fig. A.1). An accurate recovery of temporal
 837 variations, though, require integration over 10 time steps to reach determination and correlation
 838 coefficients $r, r^2 > 0.95$. In the main study, recharge is estimated at monthly time scales.



839 **Figure A.1.** Impact of integration time on recharge volume and determination coefficient r^2

840 **A.3 Impact of parameter uncertainties**

841 This test gives also an idea of the parameters uncertainties. We can see how estimated recharge
 842 fluctuations are influenced in term of timing and mean amplitude. Parameters uncertainties have
 843 a limited impact on the timing of recharge as shown by figure A.2. However, we observe a major
 844 impact on recharge amplitude due to uncertainty on storage coefficient.



845 **Figure A.2.** Impact of uncertainties on the estimation of characteristic time t_c and storage coefficient S on
 846 recharge amplitude and timing recovery

4.4 Le régime transitoire à travers le modèle numérique 2D

4.4.1 Démarche

Différences attendues entre les modèles analytiques et numériques

L'article précédent se focalise donc sur un modèle analytique unidimensionnel. Ce modèle analytique simple permet notamment d'estimer les variations de recharge au cours du temps. Nous proposons en complément une inversion des paramètres à partir du modèle numérique bidimensionnel utilisé précédemment pour la représentation des niveaux moyens.

Auparavant, les solutions analytiques en radial et semi-radial ont été développées pour le site de Ploemeur. Elle fournissent des résultats similaires à la solution en 1D. La qualité de restitution de la piézométrie est sensiblement la même et les contraintes sur les paramètres sont aussi très proches. Le coefficient d'emmagasinement et le temps caractéristique (défini par $T_c = L^2S/T$) tournent autour des mêmes valeurs alors que la taille du système et la transmissivité restent assez mal contraintes pour chaque piézomètre.

L'objectif de la comparaison entre le modèle numérique et analytique est d'évaluer si les écarts entre les observations et les simulations des variations piézométriques sont liées uniquement au caractère 1D de la solution analytique ou à l'hétérogénéité du sous-sol. De même, la comparaison a pour but de comprendre le rôle des conditions limites sur l'estimation des paramètres. La prise en compte de la topographie en deux dimensions présente en effet l'avantage de s'affranchir des paramètres géométriques du modèle analytique. Pour rappel, les solutions analytiques nécessitaient un paramètre de longueur (et de largeur pour Ploemeur) du système.

Le modèle numérique permet de prendre en compte la topographie en 2D. On espère ainsi mieux restituer les fluctuations piézométriques puisque la condition limite sur la topographie permet à la carte piézométrique d'évoluer dans le temps et donc aux flux souterrains de changer de direction ou de mieux rendre compte des zones de convergence par exemple (c'était aussi l'ambition de la solution analytique en radial). Une preuve de l'impact de la topographie est d'ailleurs peut-être que les piézomètres les mieux représentés par la solution analytique à Ploemeur et Guidel sont, pour la plupart, ceux où les niveaux sont profonds (hormis F11 qui est très proche du pompage). On s'attend donc à une amélioration notable de la restitution de la piézométrie à Guidel où, à la différence de Ploemeur, les niveaux ne sont pas toujours orientés vers un pompage et sont potentiellement dépendants des interactions avec la topographie au cours du temps. Enfin, contrairement au modèle analytique 1D, il est aussi plus cohérent de comparer les différentes observations au sein d'une même simulation et sans avoir recours à une projection de la position des puits. Un autre avantage supposé du modèle numérique est de pouvoir prendre en compte les écoulements à large échelle.

Mise en place des modèles numériques

Pour des raisons de temps de calcul, seul le modèle de recharge dit de Thornthwaite a été utilisé. Pour la même raison, l'espace des paramètres a été échantillonné avec une densité plus faible que pour le modèle analytique mais toujours conséquente. Pour Ploemeur, 30 valeurs ont été régulièrement sélectionnées entre 1.10^{-4} et $1.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ pour la transmissivité et entre 1.10^{-4} et 0,1 pour le coefficient d'emmagasinement (soit 900 modèles). Pour Guidel, 35 valeurs ont été régulièrement sélectionnées entre 1.10^{-4} et $2.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ pour la transmissivité et entre 1.10^{-4} et 0,2 pour le coefficient d'emmagasinement (soit 1225 modèles). Ces gammes de valeurs sont supposées encadrer les valeurs attendues au vu des précédents travaux sur l'observatoire (voir Jimenez-Martinez et al. [2013]; Le Borgne et al. [2006]; Leray et al. [2012]).

Enfin, le même critère que dans la publication présentée est utilisé, c'est à dire la RMS ("Root

Mean Square Error") divisée par l'écart-type des variations temporelles mesurées pour chaque piézomètre. À noter que la RMS donne un poids supérieur aux écarts importants entre le modèle et les observations. Une valeur de 0,7 pour le critère est un bon repère, sous cette valeur l'écart moyen entre observations et modèle est environ inférieur à 70 % de la variabilité des observations. Mais dans tous les cas, la qualité de la restitution par le modèle reste une valeur très subjective.

4.4.2 Résultats sur les piézomètres de Ploemeur

Pour les piézomètres de Ploemeur, la restitution des variations temporelles de la piézométrie est peu différente entre le modèle numérique et la solution analytique. Pour rappel, les fluctuations piézométriques étaient déjà bien représentées par la solution analytique 1D avec des critères proches de 0,4.

L'étude de l'espace des paramètres montre à nouveau une faible contrainte sur la transmissivité (figure 4.5) et la diffusivité. L'estimation du coefficient d'emmagasinement est, elle, identique entre les deux approches et reste cantonnée entre 0,03 et 0,07 en fonction des piézomètres. Ce deuxième paramètre est donc toujours très contraint et assez similaire entre les piézomètres. Néanmoins, ces valeurs ne sont donc pas cohérentes avec la vision d'un aquifère confiné que nous avons sur Ploemeur.

À plus petite échelle, Le Borgne et al. [2006] estiment un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-2} . Ils mentionnent que son estimation est très variable en fonction des piézomètres d'étude. Avec une approche fréquentielle entre les variations piézométriques saisonnières et celles d'un modèle de recharge Jimenez-Martinez et al. [2013] l'estiment à une valeur comprise entre $5 \cdot 10^{-3}$ et $5 \cdot 10^{-2}$ en fonction des piézomètres. Dans le premier cas, l'échelle temporelle et spatiale est assez différente (essai de pompage de 3 mois) et pourrait expliquer la différence de comportement. En effet, on peut supposer que l'aquifère ne mobilise pas les mêmes structures à long-terme. D'ailleurs dans le deuxième cas, les valeurs estimées à l'échelle saisonnière sont plus proches de nos valeurs. Enfin, les conditions limites entre ces modèles sont assez différentes (recharge de l'aquifère, flux nul, écoulement 1D ou radial, prise en compte du pompage).

Comme pour l'étude de la partie stationnaire (première partie du chapitre), le modèle numérique permet une comparaison avec les observations au niveau de tous les piézomètres en même temps. Les résultats de l'exploration de l'espace des paramètres montrent qu'il est possible de restituer tous les comportements transitoire à la fois moyennant une dégradation du critère puisque celui-ci passe d'environ 0,4 pour chaque piézomètre à une moyenne de 0,5 (courbe noire sur la figure 4.5). La courbe du minimum du critère pour chaque coefficient d'emmagasinement testé montre un minimum toujours bien contraint. En revanche, la contrainte sur la courbe des transmissivités reste peu marquée (courbe noire sur la figure 4.5). D'après la calibration sur les fluctuations piézométriques dans tous les forages étudiés, la meilleure simulation numérique correspond donc à une transmissivité de $1,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et à un coefficient d'emmagasinement 0,049. La même approche pour le modèle analytique donnait $2 \cdot 10^{-3}$ à $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,04-0,05 respectivement pour la transmissivité et l'emmagasinement. La transmissivité était également faiblement contrainte.

On remarque que l'estimation de la transmissivité équivalente basée sur le comportement transitoire ne correspond pas à l'estimation basée sur le comportement à l'état stationnaire (courbe rouge sur la figure 4.5). Dans le modèle 2D, la représentation des niveaux moyens n'est donc pas une condition de la représentation des fluctuations temporelles et inversement. Pourtant la transmissivité du modèle contrôle les gradients hydrauliques et les flux moyens et donc la façon dont les conditions limites (le pompage et la recharge) se propagent dans le temps et l'espace. Mais cette relation n'est pas linéaire du fait de la topographie dont les creux contrôlent les gradients hydrauliques. Dans le modèle analytique, c'était la longueur du système qui avait vocation à représenter la topographie en imposant le niveau piézométrique à une certaine distance du pompage.

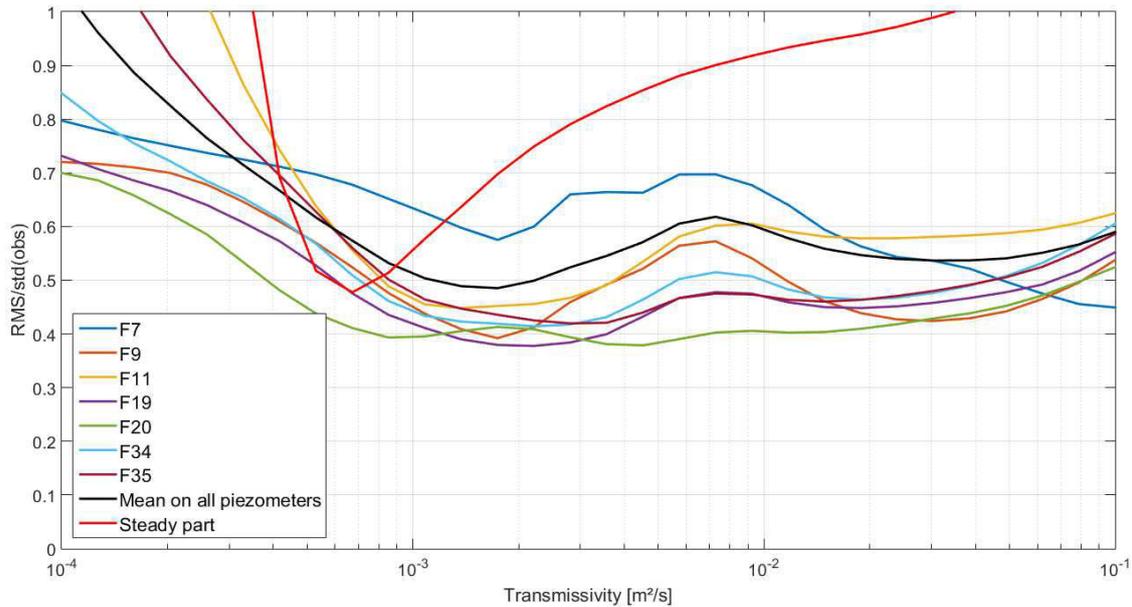


FIGURE 4.5 – Évolution du minimum du critère sur la piézométrie en fonction de la transmissivité du modèle numérique de Ploemur ; en complément de la partie transitoire pour chaque piézomètre, y figure la moyenne entre les piézomètres et la partie stationnaire (déjà étudiée précédemment, mais ce n'est pas le même critère qui est utilisé).

Ainsi, le réalisme des flux souterrains n'est pas déterminant pour la représentation des variations temporelles mais en revanche les conditions limites et les paramètres le sont.

On peut conclure que les variations temporelles sont mieux modélisées que les variations spatiales du niveau moyen. Sur la figure 4.5, le meilleur critère est proche de 0,5 pour la partie stationnaire mais il n'a pas la même signification que celui de la partie transitoire. Il signifie que l'erreur moyenne au niveau de chaque piézomètre est de 50 % (soit 4,6 m) par rapport à la variabilité spatiale des niveaux piézométriques en régime stationnaire. En d'autres termes, malgré une transmissivité bien contrainte, les niveaux moyens sont mal représentés ce qui remet en cause la pertinence du modèle dans la représentation de la piézométrie moyenne. La partie transitoire semble beaucoup plus informative.

4.4.3 Résultats sur les piézomètres de Guidel

Pour Guidel, la prise en compte de la structure spatiale de la topographie s'avère finalement peu efficace pour mieux représenter la piézométrie que le modèle analytique. À l'image du piézomètre PSR1 sur la figure 4.6 le modèle numérique est capable de restituer légèrement mieux les variations temporelles de la piézométrie. Cependant, malgré une géométrie contrainte dans le modèle numérique (le paramètre L du modèle analytique n'est plus nécessaire et la position du piézomètre dans l'espace est fixée), la transmissivité n'apparaît toujours pas contrainte. Sur cet exemple les paramètres du modèle analytique valent respectivement pour la transmissivité, le coefficient d'emmagasinement, la longueur du système et la position relative du piézomètre PSR1 : $2,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, 0,051, 580 m et 200 m. Pour le modèle numérique 2D, la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement valent respectivement $9,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,042.

Les résultats sont donc assez comparables entre les deux approches. En particulier, la décroissance durant la seconde partie de l'été semble toujours présenter un allure différente de celle des observations, comme avec la solution analytique. On peut donc s'interroger sur le rôle éventuel d'un processus systématique à l'origine de ce comportement de la piézométrie durant l'été. Contrairement au site de Ploemur où les flux sont toujours orientés vers le pompage, il est pos-

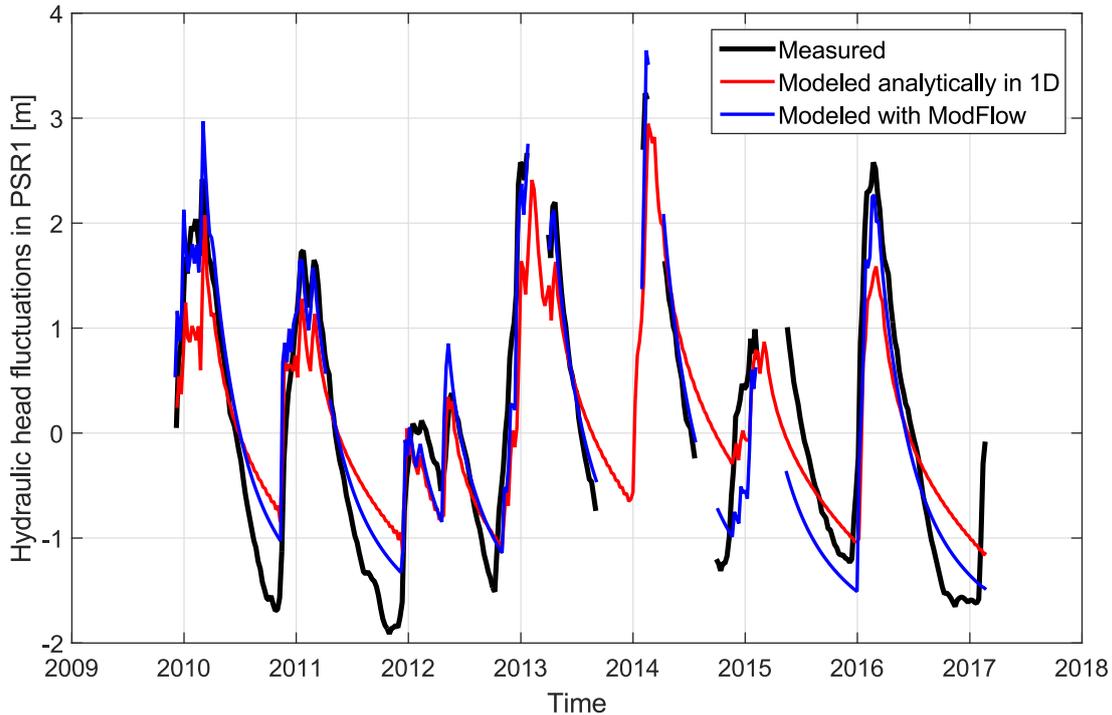


FIGURE 4.6 – Comparaison de la capacité à restituer les fluctuations piézométriques mesurées à PSR1 entre le modèle analytique et le modèle numérique. Il s'agit des meilleurs modèles obtenus suite à l'exploration des paramètres.

sible que la déconnexion progressive en été entre la piézométrie et la topographie à Guidel mène à une réorganisation des flux. Dans ce cas la représentation des niveaux moyens serait déterminante, le modèle homogène serait donc limité. Une meilleure prise en compte de la condition limite que représente les rivières pourrait aussi être invoquée ou encore une reprise évapotranspiratoire importante durant la saison sèche au droit de la zone humide (on le verra dans le chapitre suivant consacré à la complémentarité entre le débit et la piézométrie).

Pour les piézomètres suffisamment bien modélisés, la transmissivité demeure très peu contrainte quelle que soit l'approche. On note cependant une contrainte plus forte sur le coefficient d'emmagasinement du système en utilisant le modèle numérique (figure 4.7). Alors que le modèle analytique donnait une gamme de valeurs assez large comprise entre 0,001 et 0,1, le modèle numérique restreint les valeurs entre 0,02 et 0,09. Le fait que la position des piézomètres ne soit pas imposée dans le modèle analytique pourrait expliquer cette différence (elle l'a été dans un second temps, voire la publication présentée précédemment). La plus faible contrainte sur ce paramètre comparé au cas de Ploemeur pourrait aussi être liée à la moins bonne représentation des fluctuations piézométriques. La contrainte est d'ailleurs plus forte pour les piézomètres les mieux représentés (figure 4.7) : PSR1, PSR2 (peu de données disponibles), PZ15, PZ16 et PZ19 (dont le coefficient de 0,15 est plus grand que les autres). Comme pour Ploemeur, les valeurs estimées restent assez élevées et s'apparentent à une porosité. Tout comme pour Ploemeur, on peut supposer que malgré le caractère fracturé et confiné de l'aquifère, il est possible qu'à partir de l'échelle saisonnière l'aquifère mobilise la porosité de l'encaissant pour stocker et déstocker l'eau.

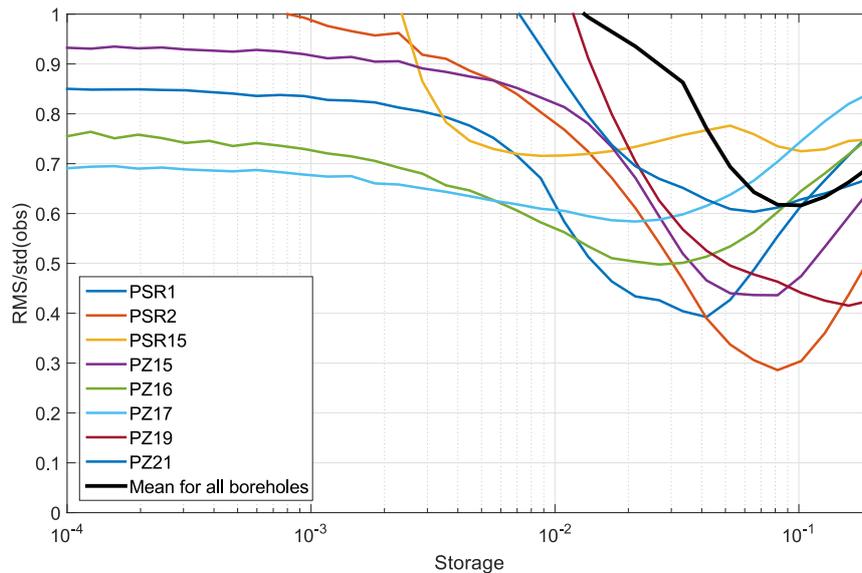


FIGURE 4.7 – Évolution du minimum du critère sur la piézométrie en fonction du coefficient d’emmagasinement du modèle numérique de Guidel ; y figure également l’évolution de la moyenne des critères pour chaque piézomètre.

4.5 Déstabilisation de l’aquifère par le pompage sur Ploemeur

4.5.1 Comparaison entre l’état initial et l’état pompé

Un point encore non soulevé est la transition entre l’état naturel et l’état pompé sur le site de Ploemeur. On dispose pourtant de quelques mesures ponctuelles du niveau piézométrique avant pompage en 1991. Ces mesures montrent clairement que la charge hydraulique au droit de la zone de pompage était proche voire supérieure à l’altitude de la surface (figure 4.8). Ce qui ne signifie pas pour autant qu’il y avait un flux de l’aquifère vers la surface. Il faudrait encore que la structure souterraine permette à l’eau de s’échapper à travers une couche assez perméable ou par des chemins préférentiels par exemple. Dans ce cas, ces structures permettraient aujourd’hui à l’eau de s’infiltrer de la surface vers l’aquifère. On peut néanmoins affirmer que la zone était plutôt humide et qu’une part de l’eau souterraine s’échappait via les sources environnantes.

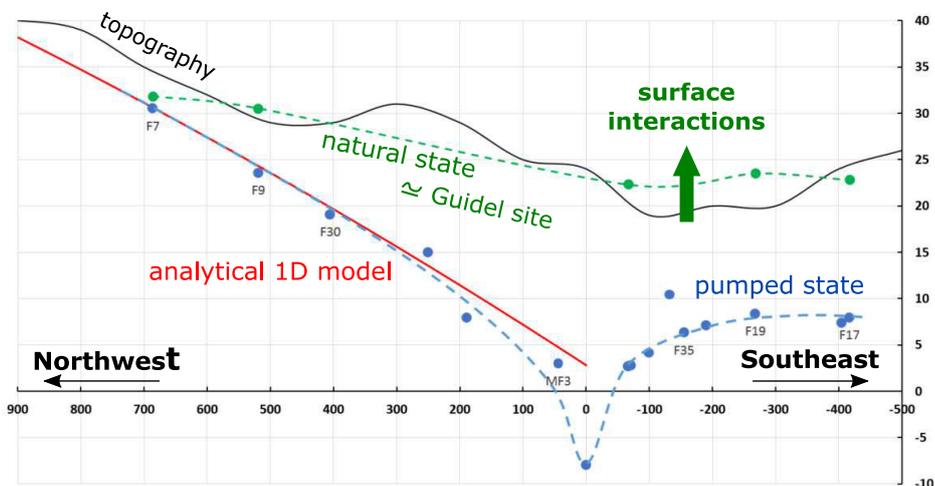


FIGURE 4.8 – Comparaison entre l’état initial et pompé à Ploemeur (projeté suivant un axe nord-ouest sud-est). Les données à l’état initial sont issues de quelques mesures datant de 1991. Au niveau des puits F7 et F9, il est probable que l’aquifère interagissent toujours localement avec la surface durant les hautes-eaux.

4.5.2 Une mauvaise représentation de l'état initial dans le modèle

Il est intéressant de voir que la plupart des simulations analytiques qui restituent correctement les variations temporelles de piézométrie ne parviennent pas à représenter correctement le passage de l'état initial à l'état pompé lors des deux premières années de pompage (voir l'exemple du piézomètre F9 situé à 500 m du pompage, figure 4.9). Pourtant lors des années suivantes, les niveaux continuent de diminuer à l'échelle annuelle et cela n'empêche pas leur bonne représentation. Notre interprétation est donc la suivante : la déconnexion progressive entre l'aquifère et la surface est mal prise en compte, mais une fois celle-ci terminée, la dépression engendrée par le pompage continue de se propager durant quelques années jusqu'en 1997-1998.

On peut évoquer plusieurs causes à cette mauvaise représentation durant les premières années de pompage. D'une part, la déconnexion avec la topographie et la propagation du pompage doivent contribuer à réduire progressivement la variabilité des comportements temporels. Ainsi, les premières années de pompage sont difficiles à modéliser car les flux dépendaient des interactions avec la topographie. Or ces dernières dépendent de la modélisation des niveaux moyens qui n'est pas évidente comme nous l'avons déjà évoqué. En effet, les variations piézométriques enregistrées à Guidel indiquent une plus grande diversité des comportements temporels lorsque les niveaux sont proches de la surface, même lorsqu'ils ne le sont que localement sur le bassin.

De manière générale, les modèles de Ploemeur présentés précédemment surestiment les niveaux piézométriques au niveau de tous les forages durant cette courte période (figure 4.9), ce qui amène à penser qu'il y a trop d'eau dans le système. Globalement, les écarts observés au démarrage du pompage peuvent donc être équivalents à une non prise en compte d'un flux de l'aquifère vers la surface. Pour rappel, ces modèles considèrent une transmissivité constante dans l'espace, on a vu que cette hypothèse impliquait des niveaux moyens assez peu réalistes. Mais ici, ce sont bien les niveaux relatifs durant les premières années qui nous interpellent.

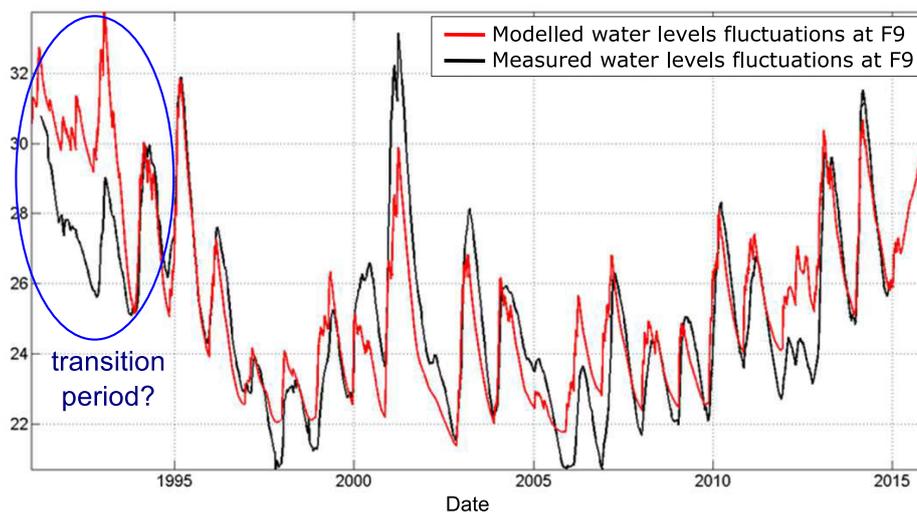


FIGURE 4.9 – Exemple de modélisation des fluctuations piézométriques au niveau du piézomètre F9. On remarque une erreur commune à l'ensemble des piézomètres durant les deux premières années de pompage. On note aussi que, dans ce cas, la variance expliquée par le modèle semble plus faible que celle des mesures.

4.5.3 Mise à profit des écarts observés : l'importance des conditions limites

Trois approches en 1D ont été testées pour interpréter le décalage piézométrique observé en terme de flux sortant du système aquifère pour rejoindre la surface (réseau hydrographique ou évapotranspiration). Elles sont présentées sur la figure 4.10 (*en haut* : les flux imposés en sortie, *en bas* : impact des modifications imposées sur la piézométrie) :

1. La première consiste à utiliser la solution analytique développée et à remplacer dans un premier temps la condition limite de pompage par une charge imposée. Pour ce modèle, on récupère alors le flux supposé sortir à l'état naturel (via la charge imposée représentant la topographie) et on l'ajoute au débit pompé dans le modèle initial mais en le faisant décroître exponentiellement avec un temps caractéristique de 200 jours symbolisant une déconnexion progressive avec la surface ($Q(t) = Q_{pomp}(t) + Q_{nat}(t) \cdot e^{-t/200}$).
2. La deuxième approche consiste simplement à utiliser le modèle numérique ModFlow avec une condition limite de type drain qui laisse l'eau s'échapper du modèle partout où les charges hydrauliques dépassent la surface.
3. Enfin, la dernière approche est un ajustement manuel du débit de pompage afin que la piézométrie modélisée soit égale à celle mesurée.

La figure 4.10 montre que les deux premières options apportent des améliorations notables sur la représentation de la piézométrie mais peut-être encore insuffisantes. L'estimation du flux sortant nécessaire à la bonne représentation de la piézométrie, en plus du débit de pompage, décroît de 1500-2000 m³/jr, soit deux fois moins que le débit de pompage, à 0 m³/jr au bout de 530 jours (*en haut* sur la figure 4.10). Pour rappel, nous n'avons aucun moyen de contraindre le flux à l'état naturel.

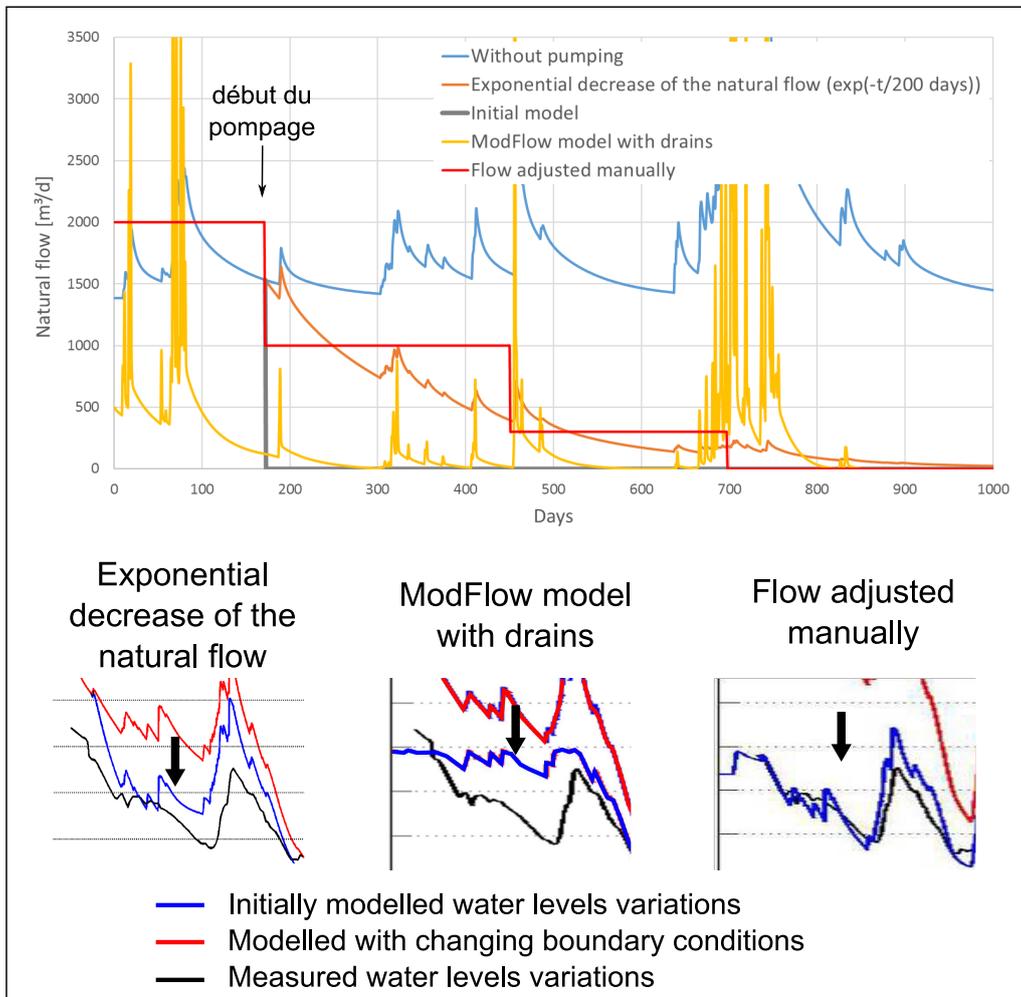


FIGURE 4.10 – Estimation du flux naturel au cours des premières années de pompage à partir de la modélisation de la piézométrie en F9. **En haut** : évolution du flux naturel sortant du système d'après le modèle initial, le modèle sans pompage, et les trois approches utilisées (en orange, jaune et rouge). **En bas** : comparaison de la piézométrie initialement modélisée et de la piézométrie améliorée grâce à trois approches différentes.

À l'état naturel, le flux sortant du système est donc évalué à environ 1500 m³/jr soit 63 m³/h

(*en haut* sur la figure 4.10). Le temps de déconnexion entre la surface et l'aquifère serait d'environ 530 jours. Si le temps d'atteinte d'un régime pseudo-permanent pour l'aquifère (la dépression engendrée par le pompage) est plus long (il faut quelques années avant que les niveaux se stabilisent), d'un point de vue hydrologique le système semble répondre avec un temps caractéristique qui correspondrait à la durée que les puits de pompage mettent pour capter les flux naturellement voués à rejoindre la surface. La faiblesse du modèle est donc de ne pas réussir à prendre en compte ce comportement transitoire lié à l'hétérogénéité et à la mauvaise représentation des niveaux moyens. Néanmoins, ces résultats mettent à nouveau en évidence l'importance des conditions limites transitoires dans les signaux piézométriques observés.

4.6 Quelles connaissances acquises et quels manques ?

4.6.1 Contenu informatif des niveaux moyens

Quelques conclusions s'imposent après ces différentes études de la piézométrie. Dans ces travaux, nous avons séparé le contenu informatif de la piézométrie entre l'état stationnaire et l'état transitoire. Sur le site de Ploemeur, soumis à un pompage, comme pour celui de Guidel (développé dans le chapitre suivant), toujours à l'état "naturel", les niveaux moyens sont difficilement représentables. Les modèles homogènes montrent des limites et ne peuvent que représenter une version simplifiée de la piézométrie du site, supérieure de quelques mètres aux mesures par endroit, inférieure à d'autres.

À cette difficulté de représenter les niveaux moyens s'ajoute une incertitude sur la transmissivité et le taux de recharge équivalents de l'aquifère. Les modèles hétérogènes apportent des degrés de liberté en plus mais ne réduisent pas forcément significativement les écarts entre le modèle et les observations. De plus, la cartographie des propriétés ne peut pas être réalisée dans des contextes très hétérogènes comme les milieux fracturés. Le problème d'inversion devient aussi vite plus complexe du fait de l'augmentation du nombre de paramètres. Il faut donc disposer d'une information préalable sur les structures géologiques pertinentes à l'échelle de l'aquifère. Pour Ploemeur, nous nous sommes contentés d'ajouter une zone moins perméable. Dans le futur, un modèle hétérogène à l'échelle des deux sites d'étude pourra être utilisé en se basant sur l'extrapolation d'un grand nombre de données géophysiques et d'observations locales. Ce modèle géologique est présenté dans le chapitre suivant, il sera peut-être une des clefs permettant d'expliquer certaines observations.

4.6.2 Contenu informatif des fluctuations temporelles des niveaux

Aspect intégrateur des fluctuations piézométriques

Concernant le régime transitoire, les résultats sont très intéressants car les fluctuations temporelles de la piézométrie sont bien modélisées avec des modèles très simples malgré l'hétérogénéité des aquifères étudiés. Pourtant, on conçoit que le comportement transitoire soit conditionné par l'état stationnaire, c'est à dire les gradients piézométriques, les interactions avec la topographie et les processus de recharge moyens. D'après les solutions analytiques testées seules, une condition lointaine de type charge imposée donne de bons résultats sur les deux sites. Cela s'apparente dans le cas des modèles numériques à une intersection entre la topographie et l'aquifère. Dans le cas de Ploemeur, on note que des solutions en radial ou en 1D donnent des résultats équivalents en terme de restitution de la piézométrie et de contraintes sur les paramètres.

Dans le cas de Ploemeur, les niveaux piézométriques sont loin de la surface (quelques mètres au mieux) et le pompage oriente les flux dans sa direction à tout instant. Pour ces raisons, peut-être que le système présente moins de non-linéarité et ainsi les fluctuations temporelles sont peu

influencées par la mauvaise représentation des niveaux stationnaires. Dans le cas de Guidel, il est remarquable qu'une bonne partie des piézomètres soit assez bien représentée malgré l'hétérogénéité et la diversité des comportements piézométriques observés contrairement à Ploemeur où les données piézométriques montrent toutes des comportements temporels similaires (on pourrait superposer les signaux).

Le coefficient d'emmagasinement et le temps caractéristique (L^2/D , déterminé seulement dans le cas analytique) du système sont très contraints. Surtout, ils dépendent très peu du piézomètre de calibration. Pour Ploemeur et Guidel, ces deux paramètres convergent respectivement vers 0,05 et 2 ans en moyenne. Mais la contrainte reste plus faible sur Guidel à cause d'une moins bonne représentation de la piézométrie. Les écarts semblent causées par la mauvaise représentation du stationnaire et donc des interactions avec la topographie qui dicte l'orientation des flux d'une saison à l'autre. Il pourrait éventuellement s'agir de processus de recharge plus complexe qu'à Ploemeur. La comparaison entre les modèles numériques et analytiques et entre Ploemeur et Guidel montre que la transmissivité et les paramètres géométriques du modèle restent indéterminés sans doute à cause de l'hétérogénéité des aquifères. Ce qui explique que ces paramètres ne soient jamais contraints ou, quand ils le sont, soient différent d'un piézomètre à l'autre. Ces résultats sont donc différents de ceux de Le Borgne et al. [2006]; Meier et al. [1998] qui indiquent qu'à l'issue de pompages de longue durée la piézométrie est intégratrice pour la transmissivité mais pas pour le coefficient d'emmagasinement.

Les variations piézométriques annuelles sont donc principalement le résultat des propriétés moyennes et des taux de recharge de l'aquifère. De ce point de vue, chaque piézomètre est porteur d'une information intégratrice sur le système malgré l'aspect ponctuel de la mesure et l'hétérogénéité. En conclusion, les variations temporelles de la piézométrie sont très peu dictées par l'hétérogénéité des propriétés, ou plutôt il est possible de se passer de l'hétérogénéité pour les expliquer. En revanche, les conditions limites transitoires du système sont essentielles.

Contenu informatif sur les échanges entre les aquifères et la surface

Les conditions limites transitoires sont donc déterminantes, c'est à dire le pompage sur Ploemeur et les échanges verticaux sur les deux sites. La future publication présentée dans ce chapitre montre que la représentation des fluctuations piézométriques et l'estimation des paramètres sont très peu sensibles au modèle de recharge sur plusieurs années. À travers les données piézométriques pluriannuelles de Ploemeur et Guidel et à travers les premières années de pompage sur Ploemeur, nous montrons que l'impact de l'hétérogénéité se traduit sur les échanges entre les systèmes profonds et la surface.

Dans ce cas, les écarts entre les modèles et les mesures peuvent être interprétés comme des flux verticaux non pris en compte dans le modèle. En particulier, selon le contexte, des flux de recharge de l'aquifère ou de décharge correspondant à une alimentation de la surface (réseau hydrographique ou reprise évapotranspiratoire). Par exemple, les écarts entre le modèle et les observations lors des premières années de pompage sur Ploemeur peuvent être vu comme une modification des interactions entre la nappe et la surface. L'hétérogénéité devrait être déterminante pour modéliser ces flux. Cependant, nous montrons qu'elle n'est pas nécessaire tant que les flux qui en résultent sont représentés. De ce point de vue, la piézométrie, bien que locale, enregistre donc le comportement temporel à l'échelle du bassin et en particulier les conditions limites transitoires auxquelles il est soumis.

Ces approches sont très informatives en terme de processus hydrologiques et de représentation du milieu à partir de la piézométrie puisqu'elles permettent de quantifier des temps de réponse et le rôle des aquifères dans la disponibilité en eau à la surface.

4.6.3 Intérêts et perspectives

Outre les informations relatives aux interactions entre l'aquifère et la surface, ce travail s'inscrit dans un objectif de mieux représenter les aquifères dans les modèles. Les résultats de ce chapitre (et en partie ceux du suivant) montrent les apports et limites de la piézométrie mesurée dans les forages. Quel enseignement faut-il en tirer ?

Les limites de la piézométrie

Les paramètres équivalents obtenus sont précieux et caractérisent les propriétés moyennes de l'aquifère. Mais ils ne sont pas pour autant pertinents en terme de gestion de la ressource et notamment pour la prédiction. En effet, des modèles aussi simples ne sont pas forcément robustes dans le temps. On voit d'ailleurs que certaines années ne sont pas bien modélisées sur une chronique longue de 25 années au total. En effet, la variabilité inter-annuelle visible dans les données reste assez peu représentée par le modèle (hormis les grandes tendances liées au pompage). À travers une méthode et des observations, ce travail apporte bien des informations sur le comportement de l'aquifère et sur la compréhension des interactions avec la surface mais il ne permet pas encore de modéliser ces interactions essentielles. Le temps caractéristique moyen reste néanmoins un paramètre important qui permet d'évaluer la réponse de l'aquifère à long-terme. En particulier l'évolution de son stock en fonction des prédictions sur les taux de recharge.

Pour conclure, les limites du contenu informatif de la piézométrie dépendent aussi en partie de la densité des forages et des chroniques disponibles. Nous verrons dans le chapitre suivant que ces limites sont très contraignantes pour la représentation du débit des rivières. Nous proposons donc dans les chapitres suivants d'ajouter des observations de différentes natures afin de venir compléter notre approche, l'objectif étant de développer un modèle parcimonieux capable de représenter la piézométrie et le débit des rivières mais contraint aussi par d'autres observations.

Perspectives

Différentes perspectives se dégagent. L'approche parcimonieuse présentée dans cette partie propose de paramétriser les modèles en représentant les variations temporelles au moyen d'une équation dictée par la physique. En complément, la difficulté à représenter fidèlement, au sein d'une même simulation, différentes fréquences dans les données piézométriques illustre un besoin d'études complémentaires sur la paramétrisation en fonction des fréquences d'intérêt (nycthémérales, journalières, mensuelles, annuelles et inter-annuelles). La méthode d'estimation de la recharge des aquifères pourrait être extrapolée à d'autres régions du globe. C'est une estimation directe du flux de recharge or nous n'avons actuellement que très peu d'informations sur ce processus. Les méthodes existantes ne prennent pas en compte la physique de l'écoulement et nécessitent des hypothèses très contraignantes. Dans cette étude, la méthode a fait ses preuves malgré un contexte très hétérogène, l'influence d'un pompage et des niveaux très proches de la surface. Le flux de recharge alimentant les aquifères est essentiel dans les modèles et sa mauvaise évaluation peut conduire à une mauvaise paramétrisation des autres processus. On pense en particulier aux modèles hydrologiques à grande échelle qui ne parviennent qu'à une description grossière de la piézométrie et qui n'en exploitent pas forcément les fluctuations temporelles.

Une autre perspective est la contribution des aquifères à l'évapotranspiration. Sur Guidel, la reprise évapotranspiratoire semble jouer un rôle sur la forme des courbes de récession de la piézométrie à l'échelle saisonnière. De plus, des mini-piézomètres ont récemment été installés au droit de la zone humide de Guidel. Ces derniers montrent une distribution spatiale de la piézométrie qui est assez caractéristique d'un "pompage" par les plantes. Enfin, les variations temporelles de cette piézométrie à un pas plus fin semblent dépendre des variabilités de la demande évapotranspiratoire notamment entre le jour et la nuit. Ces variations court-terme ne sont pourtant pas

visibles au niveau des forages en dehors de la zone humide. Est-ce parce que le signal est très localisé et trop haute fréquence pour se propager plus loin dans l'aquifère ? Il sera intéressant d'étudier dans le futur comment cette information se propage et si elle est détectable par la piézométrie à l'échelle mensuelle par exemple. L'enjeu sera d'une part d'estimer les flux, donc la contribution souterraine à l'évapotranspiration du bassin, et d'autre part de chercher sa signature dans la piézométrie.

Chapitre 5

Complémentarité entre la piézométrie et le débit de rivière

Sommaire

| | |
|--|------------|
| 5.1 Comment combler le déficit d'information de la piézométrie ? | 140 |
| 5.1.1 Contexte | 140 |
| 5.1.2 Démarche | 141 |
| 5.2 Modélisation en régime permanent | 142 |
| 5.2.1 Mise en place du modèle | 142 |
| 5.2.2 Impact des paramètres sur le débit | 143 |
| 5.2.3 Inversion du modèle stationnaire sur le débit et la piézométrie | 144 |
| 5.3 Modélisation en régime transitoire | 146 |
| 5.3.1 Mise en place du modèle | 146 |
| 5.3.2 Aptitude à modéliser les variations temporelles de débit sur le site de Guidel | 147 |
| 5.3.3 Implémentation d'un modèle hétérogène | 149 |
| 5.4 Quelles connaissances acquises et quels manques ? | 151 |
| 5.4.1 Conclusion sur le contenu informatif des mesures de débit | 151 |
| 5.4.2 Quels manques ? | 152 |

5.1 Comment combler le déficit d'information de la piézométrie ?

5.1.1 Contexte

Compréhension actuelle du contenu informatif des débits

Le contenu informatif des débits est à priori différent de celui de la piézométrie. En effet, il est clair que le débit des rivières est bien plus intégrateur que la plupart des mesures ponctuelles étant donné qu'ils résultent de la somme des contributions de chaque processus en amont sur le bassin versant. Basiquement, si l'on soustrait le débit aux précipitations tombées sur le bassin on obtient l'évapotranspiration. En régime transitoire, si l'on soustrait l'évapotranspiration en plus du débit on obtient la masse d'eau accumulée dans le bassin. Certaines études vont plus loin et infèrent des propriétés aux bassins versants à partir des courbes de récession entre les événements pluvieux, c'est à dire la partie décroissante des courbes de débit en fonction du temps [Brutsaert, 1994; Kirchner, 2009; Rupp and Selker, 2006; Troch et al., 2013].

Malgré les nombreuses études sur le débit des rivières et sa modélisation [Berghuijs et al., 2016; Beven and Kirkby, 1979; Troch et al., 2003], le potentiel descriptif des chroniques de débit reste sous-exploité et leur utilisation dans l'inversion des modèles physiques montre des limites. Que les modèles soient purement hydrologiques où qu'ils prennent plus ou moins en compte la physique des systèmes aquifères, la seule mesure du débit en sortie du bassin ne suffit généralement pas à contraindre les paramètres et le choix du modèle conceptuel. L'évapotranspiration et les échanges souterrains étant mal évalués, l'incertitude sur la quantité d'eau qui entre dans le système contribue à la sous-détermination du problème. De plus, le problème n'est généralement pas unique et des combinaisons différentes de paramètres mènent à des modèles équiprobables. De ce fait, le choix de la fonction objectif servant de critère est important [Gupta et al., 2009].

Le fait que la paramétrisation des modèles puisse être différente (avec des résultats équivalents sur les critères définis) a des répercussions très concrètes. Les modèles ne sont alors pas aptes à bien représenter les mêmes processus ou ils peuvent répondre différemment aux événements climatiques extrêmes par exemple (induisant ainsi un problème de fiabilité). Ils peuvent aussi montrer une variabilité spatiale différente au niveau des flux et de la disponibilité en eau. Les résultats des modèles calés sur les débits sont donc peu fiables localement et dans le temps car ils peuvent montrer des sensibilités différentes à certains processus. Ainsi, on peut questionner notre aptitude à bien interpréter les mesures de débit en terme de ruissellement, de débordement et de débit de base (lui-même constitué de flux souterrains se produisant dans des structures différentes).

À ces difficultés s'ajoutent la méconnaissance des flux souterrains. L'inconnu sur les échanges souterrains remet en cause ces bilans. D'après le calcul du ratio des pluies efficaces sur les débits mesurés en fonction de la taille des bassins en Bretagne (cf. chapitre d'introduction), il est assez courant d'avoir une contribution souterraine (positive ou négative) d'une vingtaine de pourcents par rapport aux précipitations efficaces pour des bassins dont la superficie est inférieure à 1000 km². À l'échelle des États-Unis, les travaux de Schaller and Fan [2009] montre que cette déviation du bilan hydrologique est parfois très élevée même sur des grands bassins. On note par exemple des déviations de 50 % pour des bassins de 10000 km².

Complémentarité théorique avec la piézométrie

Les modèles hydrologiques de surface calculent généralement le débit des rivières comme la somme d'un débit de base ("baseflow" en anglais) provenant des aquifères et d'un ruissellement de surface. Le débit moyen permet donc d'estimer les pluies efficaces tombées sur le bassin topographique des rivières (les précipitations moins l'évapotranspiration réelle). Mais les choses se compliquent si les échanges souterrains avec les bassins voisins ne sont pas négligeables. Dans ce

cas, le débit moyen comme seul observable est insuffisant pour contraindre le bilan hydrologique du bassin.

L'évolution temporelle du débit semble plus riche d'informations. En effet, la forme des courbes de débit (augmentation brusque pendant certaines précipitations, augmentation globale pendant la période humide, courbes de récession) permet sans doute de mieux contraindre les pluies efficaces dont leur partitionnement entre ruissellement, recharge du système souterrain et restitution du système souterrain. La forme des hydrogrammes est alors reliée, du moins en partie, aux volumes infiltrés ainsi qu'à leur temporalité. En d'autres termes, les mesures de débits apportent des informations sur les paramètres équivalents du sol et des systèmes aquifères. Mais compte tenu de la méconnaissance des propriétés équivalentes, il n'est pas certain que ces mesures de débit suffisent à contraindre les différents processus de redistribution de l'eau en même temps. Cette incertitude est encore plus importante si l'on considère que les échanges souterrains inter-bassins ont un rôle important. De plus, rien ne prouve que la distribution interne des processus au sein du bassin sera pertinente à l'issue d'un modèle uniquement focalisé sur le débit.

Deux arguments peuvent expliquer ces indéterminations : l'incertitude des mesures météorologiques et de débit et la représentation simplifiée d'un système toujours plus complexe en réalité. Il est envisageable d'instrumenter encore plus les rivières mais cela ne résoudra pas tous les problèmes. Le besoin d'autres observables informant sur le comportement du système est important. En particulier, d'observables permettant de contraindre d'avantage les processus internes au sein des bassins versants. Les mesures de piézométrie ont une incertitude relative beaucoup plus faible et elles sont nombreuses. Elles informent exclusivement sur le compartiment aquifère des bassins et pourraient donc permettre de lever les indéterminations inhérentes aux mesures de débit en rivière. Nous venons par exemple de voir que les fluctuations piézométriques informaient sur les fluctuations temporelles de la recharge et sur la réponse des aquifères à l'échelle des bassins.

5.1.2 Démarche

Comme décrit précédemment, la piézométrie informe assez peu sur la transmissivité équivalente des aquifères. En contexte hétérogène notamment, les modèles homogènes ou les modèles hétérogènes déterministes restituent la piézométrie moyenne avec des écarts assez conséquents au niveau de chaque piézomètre. De plus, l'estimation de cette transmissivité varie en fonction des points de mesures (notamment en étudiant le comportement transitoire de la piézométrie). Il en résulte une représentation spatiale des flux et des interactions avec la topographie incertaine. La piézométrie moyenne seule ne permet donc pas d'évaluer la pertinence du modèle. D'un autre côté, les variations temporelles de la piézométrie se sont révélées plus informatives puisqu'elles contraignent les variations de la recharge, le coefficient d'emmagasinement et le temps caractéristique de l'aquifère en n'importe quel point de mesure.

Le débit de rivière n'a en effet sans doute pas les mêmes informations à offrir. Il intègre en théorie le comportement hydrologique de la totalité du bassin et il constitue un observable majeur des systèmes hydrologiques. En régime stationnaire, le débit sortant est égal au taux de recharge du bassin topographique plus les échanges souterrains positifs et négatifs. Il contraint donc en partie les volumes. En régime transitoire, les variations de stock dans le système s'ajoutent au bilan. S'ajoute également un comportement temporel plus ou moins caractéristique des propriétés et des conditions limites transitoires du système. Les contenus informatifs étant donc potentiellement différents et complémentaires, la piézométrie et le débit peuvent constituer les deux piliers d'une représentation parcimonieuse des systèmes hydrologiques.

À partir du modèle numérique de Guidel représentant les écoulements souterrains et la piézométrie associée, il est possible d'évaluer le débit sortant de l'aquifère et rejoignant la surface. On peut donc comparer sur un même modèle la piézométrie et le débit de rivière. L'intérêt est d'évaluer si la restitution de la piézométrie mesurée permet d'expliquer les débits mesurés ou in-

versement. Dans la mesure où un seul observable ne suffit pas à lever l'indétermination sur les paramètres et les conditions limites du système hydrologique, il est primordial d'évaluer la complémentarité des mesures de débit et de niveau piézométrique.

La piézométrie et les mesures de débit sont les principaux observables des systèmes hydrologiques. Il est donc nécessaire d'évaluer si ils suffisent à modéliser les systèmes hydrologiques et notamment les interactions entre la surface et les systèmes profonds. Dans le cas du site de Guidel, où une station de jaugeage a été installée, nous considérerons que toute l'eau de la rivière passe nécessairement par un réservoir souterrain. Cette étude s'appuie principalement sur les travaux d'Angela Nieto Parra (stage de Master 1 à Géosciences Rennes, 2017) encadrée par Laurent Longueverne et moi-même. Dans la seconde partie, l'implémentation du modèle structural dans ModFlow a été réalisée par Leonardo Pereira Machado (stage de Master 2 à Géosciences Rennes, 2018) également encadré par Laurent Longueverne et moi-même.

5.2 Modélisation en régime permanent

5.2.1 Mise en place du modèle

Une première approche consiste à modéliser les niveaux piézométriques et le débit de rivière qui en résulte à l'état stationnaire. Le taux de recharge moyen appliqué à l'aquifère est obtenu à partir d'un bilan hydrique selon Thornthwaite. Pour la zone de Ploemeur, la moyenne sur 20 ans de ce taux de recharge tourne autour de 270 mm/an en considérant que toute l'eau restante après l'évapotranspiration rejoint l'aquifère.

La figure 5.1 illustre les premiers résultats obtenus avec une transmissivité de $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Elle décrit la structure du modèle (*à gauche*) avec la topographie, l'implantation des piézomètres d'observation et de la station de jaugeage en rivière. En complément y figure les limites des zones humides sur le bassin principal ainsi que la délimitation du bassin versant topographique de la rivière. La figure *à droite* représente la carte piézométrique obtenue avec en couleur de fond les zones de résurgence de l'aquifère donnant lieu au calcul du débit de surface. Les principaux points bas dans la topographie, contrôlent la direction des flux souterrains qui sont globalement est-ouest et du nord-est vers le sud-ouest dans le bassin qui nous intéresse. Les zones de résurgences souterraines, c'est à dire les points bas où la nappe intersecte la surface topographique, sont situées au niveau des principales sources ou rivières observées dans le secteur. Au premier ordre, un modèle homogène associé à la topographie suffit donc à expliquer les principales zones humides de la zone d'étude.

On note que la surface correspondant à une partie de l'étang de Lannéec est entièrement saturée. Sous sa surface l'étang serait donc abondamment alimentée par l'aquifère. Toutefois, ce n'est pas le point qui nous intéresse et l'impact des bords du modèle ou encore de la topographie constante sur l'étang pourraient avoir une influence sur les comportements modélisés dans cette zone (de plus, on ignore si le MNT indique le fond de l'étang ou sa surface).

L'alimentation du ruisseau principal se traduit par une inflexion des isopièzes au sein d'un écoulement général du nord-est vers le sud-ouest (*à droite* sur la figure 5.1). Cette première simulation montre un apport régulier de l'aquifère le long du ruisseau principal tandis que celui plus au nord n'est alimenté que dans sa partie finale. De plus, la simulation indique un apport conséquent dans la partie amont de la zone humide de Guidel au niveau de l'intersection entre les deux cours d'eau.

Le débit modélisé, $97 \text{ m}^3/\text{hr}$, est dans l'ordre de grandeur des observations. Sur la carte piézométrique modélisée, on constate que le bassin hydrogéologique de la station de mesure du débit est plus grand ($3,1 \text{ km}^2$) que son bassin versant topographique (délimité *à gauche* sur la figure 5.1). Ce qui explique que le débit modélisé en régime permanent soit supérieur aux $80 \text{ m}^3/\text{h}$ attendus.

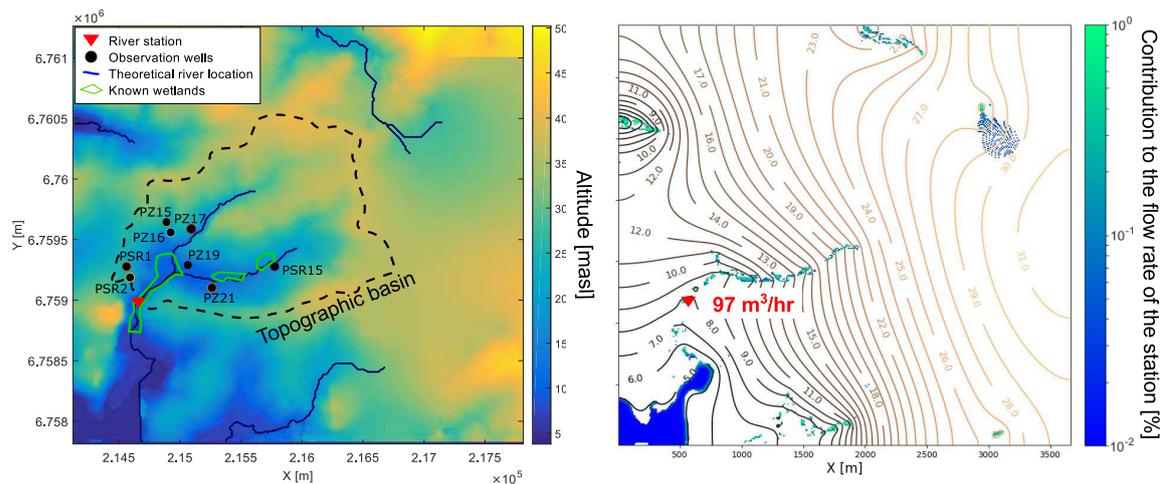


FIGURE 5.1 – *Modèle hydrogéologique de Guidel. À gauche : carte topographique à 10 m de résolution avec implantation des piézomètres et de la station de mesure du débit. À droite : exemple de carte piézométrique modélisée (une isopiète tous les 1 mNGF) et zones de résurgences associées ; le débit des résurgences est normalisé par le débit de rivière (échelle de couleur) ; le débit de rivière correspond à la somme des résurgences dans le bassin versant topographique étudié.*

5.2.2 Impact des paramètres sur le débit

Les seuls paramètres que nous pouvons tester avec cette approche sont la transmissivité et le taux de recharge moyen de l'aquifère. La transmissivité conditionne les niveaux piézométriques moyens et par conséquent les interactions entre le modèle souterrain et la surface. Au même titre que le taux de recharge. L'inversion est donc assez simple mais est soumise à une incertitude conséquente sur la mesure du débit moyen puisque nous ne disposons actuellement que de quelques mois de mesures.

À recharge fixée, le débit modélisé est représenté en fonction de la transmissivité du modèle sur la figure 5.2. En considérant un taux de recharge classique, le débit montre une relation assez complexe avec la transmissivité. Lorsque celle-ci est très petite le débit tend vers le taux de recharge multiplié par la surface du bassin topographique. Les niveaux d'eau sont alors peu profonds et la carte piézométrique est une réplique de la topographie car de nombreuses résurgences apparaissent. Le bassin hydrogéologique est alors identique au bassin hydrographique. Lorsque la transmissivité est très grande, les niveaux piézométriques s'abaissent tellement qu'ils n'intersectent plus la surface au sein du bassin versant. Ce qui sous-entend que l'eau souterraine ressort entièrement un peu plus en aval du bassin versant étudié. L'exutoire est donc repoussé et la rivière ne commence plus qu'à l'aval de notre bassin versant.

Le comportement du système entre ces deux positions extrêmes est intéressant. En partant des faibles transmissivités, le débit augmente progressivement alors qu'on s'attend à une diminution car les niveaux de base interceptent de moins en moins la topographie. Ensuite, le débit chute assez brusquement à partir d'une certaine transmissivité jusqu'à atteindre une valeur nulle (figure 5.2). On peut expliquer ce résultat par le fait que l'augmentation de la transmissivité augmente la taille du bassin versant hydrogéologique tandis que dans le même temps les niveaux diminuent. Cette baisse des niveaux se traduit par la réduction des zones de résurgence sur le bassin topographique. Progressivement, l'exutoire de l'aquifère se décale de plus en plus vers l'aval du bassin. Pour simplifier, si l'eau souterraine alimente moins notre bassin d'étude, elle alimente forcément plus les bassins voisins d'après le principe de conservation de la masse du modèle stationnaire. Malgré un modèle homogène et stationnaire, la structure seule de la topographie induit donc déjà un comportement assez complexe et non linéaire.

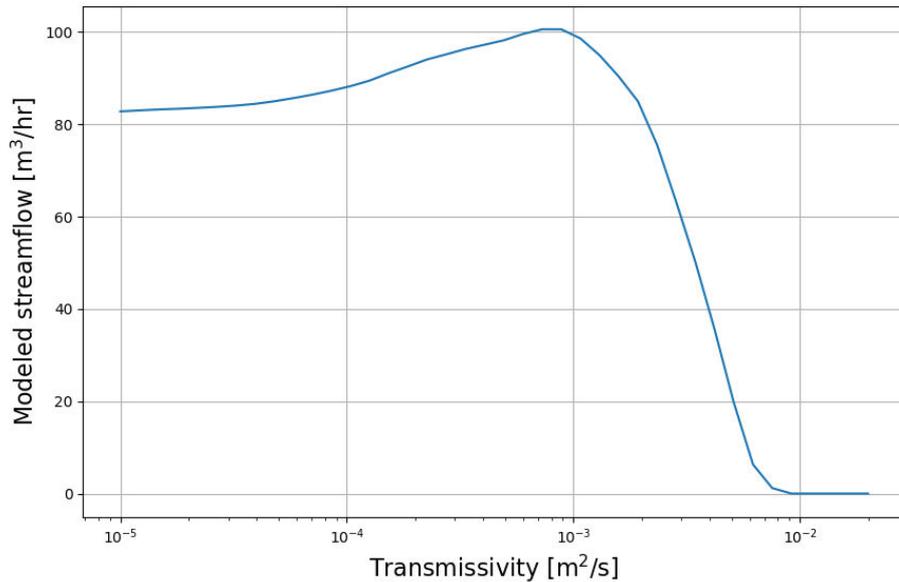


FIGURE 5.2 – Impact de la transmissivité sur le débit moyen modélisé à Guidel; le taux de recharge est fixé à 270 mm/an; la relation est loin d'être linéaire : vers les faibles transmissivités le débit tend vers le taux de recharge multiplié par la surface du bassin topographique, vers les grandes transmissivités il tend vers zéro car les niveaux piézométriques n'intersectent plus la surface au niveau du bassin versant.

5.2.3 Inversion du modèle stationnaire sur le débit et la piézométrie

Première approche

Nous n'avons pas encore discuté de l'aptitude du modèle à reproduire les niveaux piézométriques moyens observés dans les forages du site de Guidel. Nous allons voir que les niveaux de base sont difficiles à représenter par le modèle homogène malgré une résolution assez fine permettant une topographie réaliste. Tout comme pour le site de Ploemeur, on peut invoquer la non prise en compte de l'hétérogénéité pour expliquer cette difficulté à restituer les niveaux moyens observés. En particulier, la figure 5.3 montre que l'erreur moyenne peut atteindre une valeur proche de 1 m avec une transmissivité de $2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. À titre de comparaison, la profondeur moyenne des niveaux mesurés dans les puits est de 5 m. Les piézomètres où les niveaux sont profonds, c'est à dire ceux éloignés du fond de vallée, montrent un écart conséquent d'environ 2 m. Pour pallier ce problème, nous tenterons dans un second temps d'ajouter des structures géologiques à notre modèle. En attendant, quelle serait la transmissivité équivalente du système ?

La figure 5.3 qui synthétise les résultats obtenus pour différentes transmissivités et trois taux de recharge indique une valeur optimale proche de $2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ pour la piézométrie (à gauche). Si on s'intéresse à la restitution du débit du cours d'eau à droite, on note deux minimums locaux à $1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $1,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Ces résultats restent néanmoins à prendre avec précaution étant donné l'incertitude qui pèse sur la mesure du débit moyen observé, estimé ici à $90 \text{ m}^3/\text{hr}$, et sur le réalisme des modèles stationnaires.

On a vu que sur Ploemeur, les niveaux moyens contraignaient assez bien la transmissivité équivalente et assez peu la recharge. C'est aussi le cas à Guidel. Mais dans ce contexte non soumis à un pompage, on voit que le taux de recharge influence l'estimation de la transmissivité. Les valeurs obtenues semblent légèrement sensibles au taux de recharge imposé au modèle. Pour un taux de recharge compris entre 200 et 350 mm/an, le minimum de transmissivité évolue dans une gamme de 1 à $4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. La valeur de la recharge ne semble pas détériorer la représentation de

la piézométrie moyenne car l'erreur moyenne reste proche de 1 m. En revanche, l'impact du taux de recharge sur le débit est important. L'écart observé semble sensible à la valeur de ce taux (on s'éloigne rapidement d'une erreur absolue de $0 \text{ m}^3/\text{hr}$ sur la figure 5.3 à droite). Enfin, la contrainte sur la valeur de la transmissivité optimale est encore peu claire.

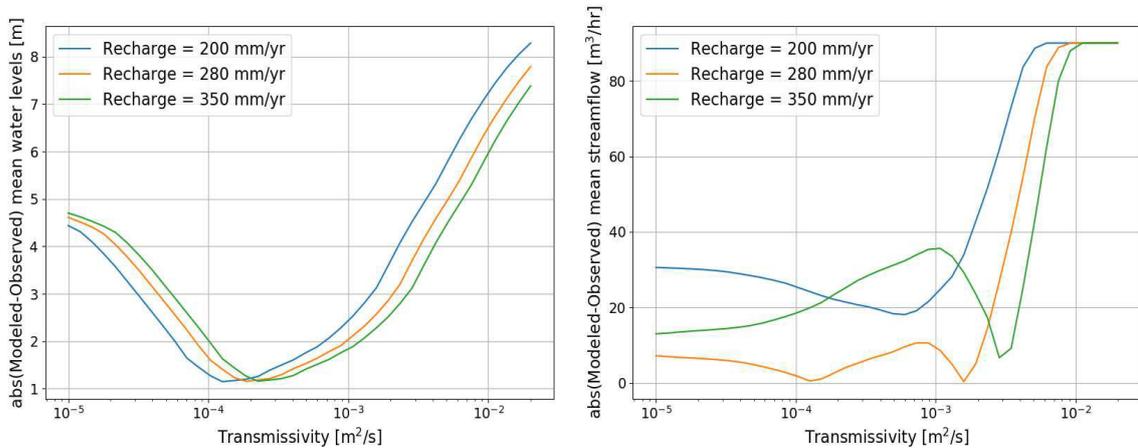


FIGURE 5.3 – Impact de la transmissivité et de la recharge sur les observables de Guidel. Trois valeurs ont été testées pour le taux de recharge. **À gauche** : l'erreur moyenne entre la piézométrie mesurée et modélisée en fonction de la transmissivité. **À droite** : l'erreur entre le débit de rivière mesuré et modélisé en fonction de la transmissivité.

Exploration de l'espace des paramètres

Une exploration plus complète de l'espace des paramètres a été réalisée en tenant compte du rôle conjoint de la transmissivité et de l'estimation du taux de recharge. Nous avons ajouté à l'inversion une fonction objectif prenant en compte à la fois la piézométrie moyenne et le débit de la rivière. Les deux fonctions erreurs précédentes ont pour cela été normalisées respectivement par la profondeur moyenne des niveaux piézométriques (5 m) et le débit moyen ($90 \text{ m}^3/\text{h}$) mesurés. Puis, la fonction-objectif totale a été déterminée en moyennant les fonctions normalisées du débit et de la piézométrie.

Au regard des gammes de valeurs testées, on peut affirmer que le débit mesuré contraint faiblement le taux de recharge appliqué au modèle (à gauche sur la figure 5.4). Ce taux varie entre 240 et 340 mm/an avec une incertitude liée au calcul du débit moyen de la rivière. Le débit contraint également assez peu pas la transmissivité de l'aquifère. On distingue deux comportements différents sur le rôle des paramètres. Les contraintes sont en effet différentes avant et après $T=6 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Avant cette valeur, la transmissivité évolue inversement au taux de recharge. Après cette valeur, les deux paramètres jouent dans le même sens et la sensibilité au taux de recharge augmente.

Les niveaux piézométriques moyens contraignent quant à eux le ratio de la recharge sur le logarithme de la transmissivité. Effectivement, une droite se dessine sur le graphique au centre sur la figure 5.4. Ici, les niveaux piézométriques correspondent à un ratio de $5,6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$, pour rappel on avait obtenu un ratio de $-1,2$ à $-2,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ d'après les données piézométriques de Ploemeur.

Enfin, le dernier graphique présenté est très intéressant (à droite sur la figure 5.4). En combinant les critères sur le débit et la piézométrie, les contraintes sur les deux paramètres se complètent. Le problème admet une solution unique qui se traduit par un minimum global à environ $T=2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $R=270 \text{ mm}/\text{an}$. Dans cette configuration, le modèle homogène est capable de reproduire assez précisément le débit moyen observé et avec 20 % (1 m) d'erreur la piézométrie

moyenne dans plusieurs forages.

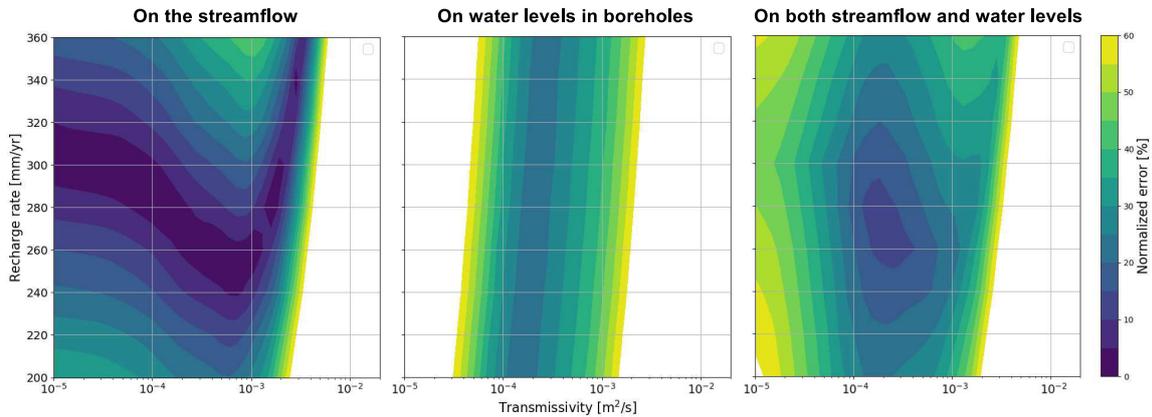


FIGURE 5.4 – Inversion conjointe sur les observables de Guidel. Influence de la transmissivité et du taux de recharge sur la modélisation du débit (**à gauche**), des niveaux piézométriques dans les puits (**au centre**) et des deux observables à la fois (**à droite**); l'erreur normalisée correspond à la valeur absolue de la différence entre la valeur modélisée et observée, divisée par la valeur observée; la combinaison du débit moyen et de la piézométrie moyenne permet de contraindre les deux paramètres.

Conclusion partielle

En conclusion, l'inversion de la piézométrie en régime stationnaire est très similaire à celle de Ploemeur malgré le contexte différent. L'inversion à partir du débit est sous-contrainte et plus complexe qu'elle n'y paraissait initialement pour un modèle homogène en régime stationnaire. Alors que chaque observable donne un ensemble de paramètres équivalents, la combinaison des deux types d'observations permet de déterminer une solution unique au problème.

Néanmoins, la pertinence du modèle homogène reste discutable pour la représentation de la piézométrie moyenne dont le comportement est très influencé par l'hétérogénéité. Le sens à donner aux paramètres estimés est délicat. Comparées aux valeurs de la littérature obtenues pour Ploemeur, de l'ordre de 10^{-3} m^2/s , les gammes de transmissivité obtenues sont faibles. Les paramètres obtenus sont aussi à prendre avec précaution étant donné que nous ne disposons pas encore d'une chronique de débit très longue qui permettrait de mieux estimer le débit moyen. De manière rigoureuse, du fait des incertitudes de la mesure, la solution du problème reste un ensemble de paramètres (centré sur notre solution) malgré la complémentarité des observables.

5.3 Modélisation en régime transitoire

5.3.1 Mise en place du modèle

La modélisation numérique de la piézométrie en régime transitoire informe sur les propriétés moyennes du milieu mais n'est pas toujours suffisante. Comme décrit précédemment, il est difficile de modéliser de façon correcte les variations spatiales et temporelles dans plusieurs piézomètres à la fois. Ici, il est principalement question de représenter le débit sur plusieurs mois de mesures. L'installation de la station de mesure du débit étant très récente, nous disposons des données temporelles de mars à juillet 2017. Par ailleurs, l'ajout de la composante temporelle dans le modèle implique l'utilisation du coefficient d'emmagasinement. Le forçage météorologique employé pour décrire les précipitations efficaces sur le site de Guidel est calculé à l'aide du

modèle de type Thornthwaite. En supposant que la totalité des précipitations efficaces rejoint la rivière par l'aquifère, la valeur moyenne obtenue est de 270 mm/an.

Le modèle développé initialement avait pour objectif de décrire la piézométrie de 2009 à 2016. Les simulations réalisées sur cette période assurent ainsi l'initialisation du modèle pour la détermination du débit sur la période de mars 2017 à juillet 2017. Le pas de temps choisi est hebdomadaire afin de réduire les temps de calcul et de conserver les principales variations temporelles du système. Comme évoqué dans le chapitre précédent, l'échantillonnage de l'espace des paramètres est assez dense. 35 valeurs ont été régulièrement (en base logarithmique) sélectionnées entre 1.10^{-4} et $2.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ pour la transmissivité et entre 1.10^{-4} et 0,2 pour le coefficient d'emmagasinement (soit 1225 modèles testés).

5.3.2 Aptitude à modéliser les variations temporelles de débit sur le site de Guidel

Inversion du modèle sur le débit

À l'issue d'une exploration conséquente de l'espace des paramètres, constitué de la transmissivité et de l'emmagasinement, on peut conclure que le modèle n'est pas apte à modéliser le débit du cours d'eau durant ces quelques mois de mesures. L'une des meilleures simulations obtenues est présentée sur la figure 5.5. Il semble en particulier que le modèle ne soit pas apte à représenter une telle gamme de débit. En effet, le modèle permet de modéliser des débits moyens assez élevés via une augmentation de la taille du bassin hydrogéologique. Mais cette structure ne permet de reproduire des fluctuations temporelles aussi importantes que celles mesurées. Il n'y a donc aucun modèle homogène qui permette de reproduire ces cinq mois de mesures quelles que soient les valeurs de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement. Nous proposons deux explications à cela :

1. Premièrement, le modèle de recharge n'est pas pertinent pour cette période, malgré le manque d'une part conséquente du débit (cf. figure 2.14 dans le chapitre présentant les sites d'études).
2. Deuxièmement, la description des structures souterraines est insuffisante et nécessiterait une meilleure prise en compte des hétérogénéités.

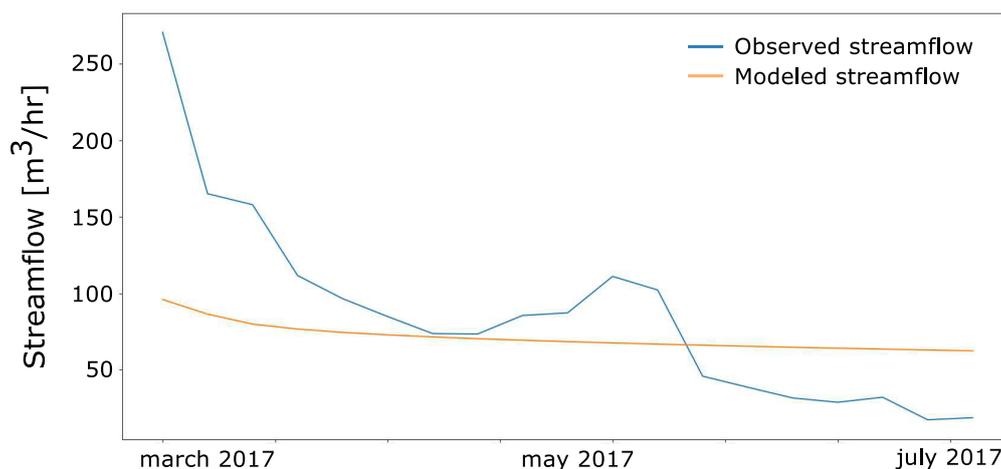


FIGURE 5.5 – Comparaison entre le débit observé et celui obtenu par un modèle homogène. Il s'agit du meilleur modèle obtenu suite à l'exploration de l'espace des paramètres.

Discussion des résultats

D'après la figure 5.6, l'année modélisée (2017) est en effet très particulière rendant ainsi la représentation du forçage météorologique (modèle de Thornthwaite) sujette à discussion. Il est actuellement difficile de statuer sur la quantité d'eau apportée au système via le modèle de recharge. Celui-ci peut être faible pour cette année précise, ou déficitaire de manière générale. La recharge appliquée devrait alors fournir une quantité d'eau plus importante au milieu modélisé. La description du forçage pourrait éventuellement être améliorée par introduction d'un ruissellement superficiel. Dans tous les cas, le volume de pluie étant fixé, cela impliquerait une réduction conséquente de l'évapotranspiration estimée. Les mesures de 2017 à aujourd'hui devraient alors permettre de répondre à cette question.

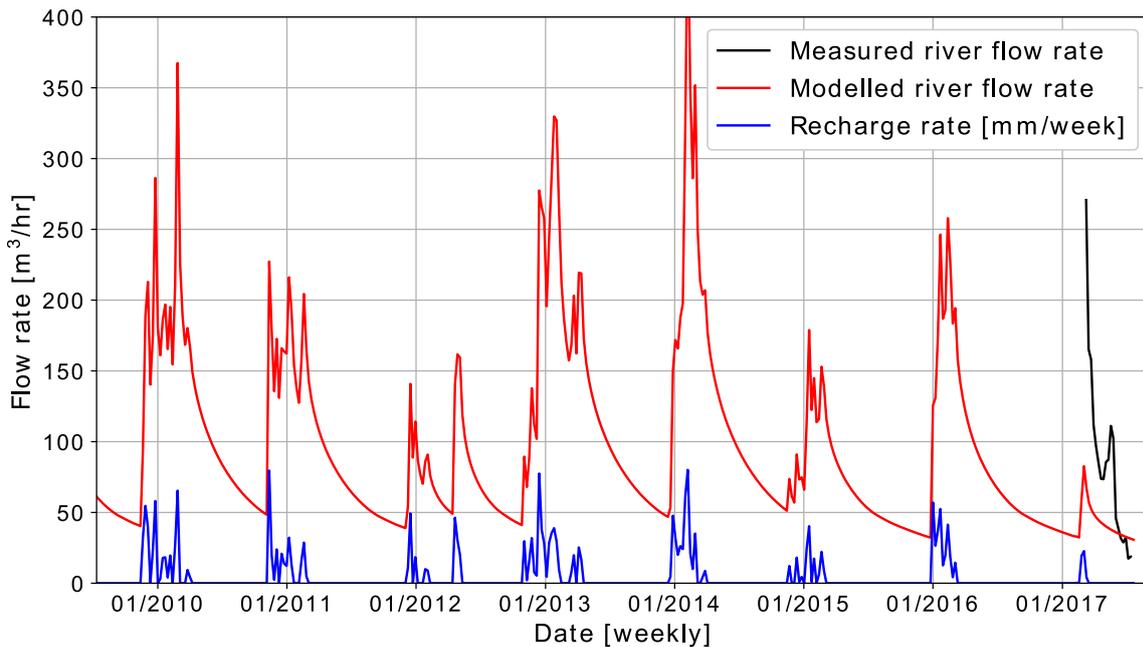


FIGURE 5.6 – Comparaison entre le débit observé et celui obtenu par un modèle homogène sur plusieurs années. La transmissivité utilisée pour le modèle est de $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et le coefficient d'emmagasinement est de 0,05. Il apparaît que l'année 2017, seule année de mesure pour le moment, est particulièrement sèche en terme de recharge, ce qui pourrait signifier que le modèle n'est pas performant pour représenter les événements extrêmes.

Une autre piste est ouverte. Comme évoqué dans le chapitre précédent, le modèle numérique et la solution analytique en 1D ont des difficultés à restituer la partie décroissante des variations piézométriques sur Guidel, c'est à dire lorsqu'il n'y a à priori plus de recharge par les pluies. Cela apparaît par exemple au niveau du piézomètre PZ19, en rouge sur la figure 5.7, ou au niveau de PSR1 sur la figure 4.6 du chapitre précédent. Potentiellement, la présence d'une erreur systématique localisée dans le modèle pourrait alors dégrader sa paramétrisation, rendant les valeurs inférées moins fiables. Si la position de cette erreur était suffisamment identifiée, il serait envisageable de l'ignorer lors de l'inversion.

La non prise en compte de la consommation de la zone humide durant les saisons sèches pourrait permettre d'expliquer ces comportements. Malgré le manque d'eau en été, les plantes ont une demande évapotranspiratoire potentielle d'environ 5 mm/jr (valeur assez haute, d'après l'ETP selon Monteith à la station Météo France située à quelques kilomètres). Or sur Guidel, les zones humides sont toujours alimentées par l'aquifère et les plantes peuvent donc extraire l'eau de l'aquifère par leurs racines même si le réservoir du modèle de recharge est à sec. Pour simplifier, nous avons ajouté une zone carrée de 300 sur 400 m au niveau de la zone humide principale consommant 5 mm/jr entre les mois de juin et septembre. Le taux d'évapotranspiration est appli-

qué au modèle en définissant un taux de recharge négatif.

Pour une transmissivité et un coefficient d'emmagasinement fixés, respectivement à $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,05, les résultats sont peu parlants sur le débit simulé, si ce n'est qu'il diminue davantage durant les mois où le flux d'évapotranspiration est appliqué. Sur la piézométrie, on note quelques comportements intéressants pour les piézomètres les plus proches de la zone humide. Logiquement, ce sont eux les plus impactés. En particulier pour le piézomètre PZ19 illustré sur la figure 5.7. On voit que l'extraction supplémentaire imposée au niveau de la zone humide impacte significativement les variations temporelles de piézométrie. Malgré la simplicité du modèle, on note que la courbe de récession du piézomètre PZ19 est améliorée pour certaines années. C'était bien l'objectif de ce test. On pourrait envisager à l'avenir d'appliquer ce taux d'évapotranspiration dans les différentes zones humides du bassin avant de procéder à l'inversion des paramètres. Reste que d'après notre test, les piézomètres éloignés de la zone humide comme PSR1 sont très peu impactés par cette modification. Pourtant leur période de récession est également mal restituée par le modèle.

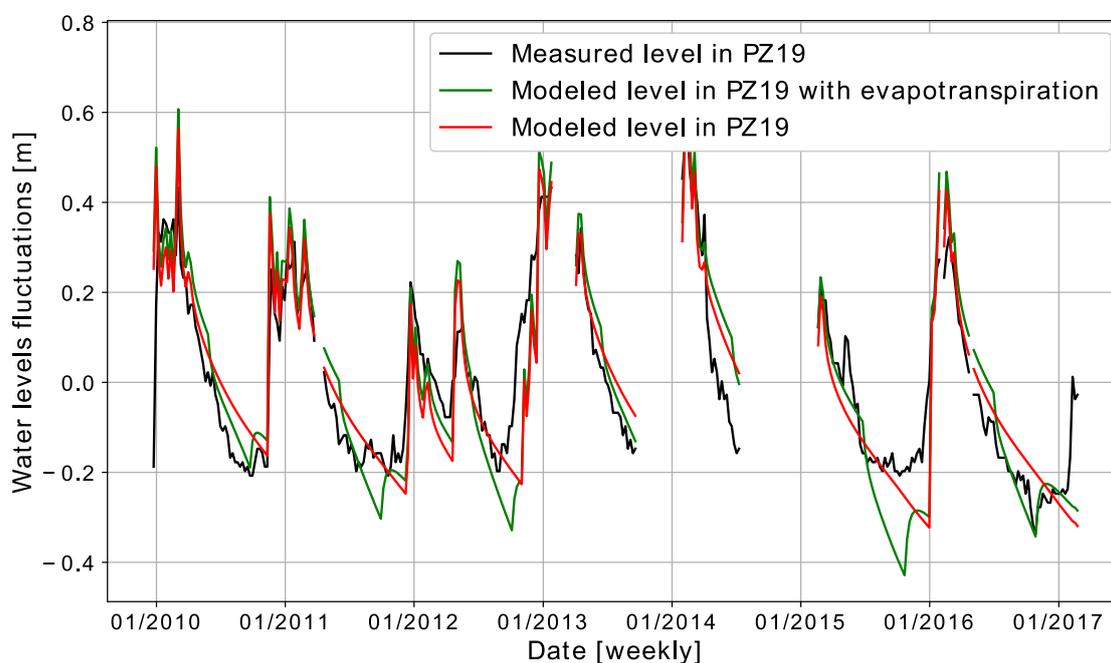


FIGURE 5.7 – Impact d'une évapotranspiration forcée dans la zone humide au niveau du piézomètre PZ19.

Enfin, on peut ajouter que dans le cadre du modèle homogène, le débit modélisé est peu sensible à la position de la station de jaugeage. En effet, le décalage du point de mesure sur le modèle d'une centaine de mètres vers l'amont ou l'aval n'impacte quasiment pas la courbe de restitution modélisée. Ainsi, il semble certain que la redistribution temporelle des précipitations par le système hydrologique est encore assez mal représentée.

5.3.3 Implémentation d'un modèle hétérogène

Impact potentiel des structures géologiques

Afin d'améliorer la description des données par le modèle, il est nécessaire de mieux tenir compte de la structure géologique du milieu souterrain. L'impact de l'ajout des hétérogénéités est analysé par comparaison entre un modèle déterministe simple et un modèle stochastique.

1. Dans un cas, une zone moins perméable a été ajoutée dans le coin sud-ouest du domaine

modélisé, soit une zone d'une taille caractéristique de plusieurs centaines de mètres. Ainsi, le flux souterrain passant sous la station de jaugeage est considérablement réduit car la zone agit comme une barrière. Par conséquent, le flux ressort en surface par débordement, le débit de la rivière augmente alors de façon importante, ce que le modèle homogène n'était pas capable de restituer. En contrepartie, le débit d'étiage est lui aussi augmenté. Or, d'après les variations temporelles mesurées, le débit doit être important en hiver et assez faible en été. L'ajout d'une structure souterraine plus complexe pourrait alors permettre de mieux décrire ces variations saisonnières.

2. Dans le second cas, une distribution aléatoire de la perméabilité est appliquée au modèle selon une loi log-normale. Dans ce cas, la perméabilité imposée ne varie pas forcément d'une maille à l'autre, on peut considérer qu'elle reste constante au sein de blocs constitués de une à plusieurs mailles. La résolution du modèle étant de 10 m, nous avons fait varier la taille des blocs de perméabilité constante. Il ressort de ces tests que l'impact des structures géologiques, symbolisées par les blocs de perméabilités différentes, ne se fait sentir sur le débit que si la taille caractéristique de ces blocs est comparable à la morphologie du bassin versant, ici de l'ordre de la centaine de mètres. Le rôle des structures souterraines est donc potentiellement très important à notre échelle. Il reste à définir ces structures à partir d'autres informations.

Perspectives : utilisation du modèle géologique

À partir de données de terrain, un modèle *Gocad* 3D de la structure géologique du site Guidel a été construit puis discrétisé dans un modèle ModFlow. Le modèle géologique numérique, réalisé notamment par C. Le Carlier De Veslud, L. Gardan, S. Schneider et L. Pereira Machado, est une interpolation des observations de terrain, des logs géologiques de forages et des sondages géophysiques. Toutes ces données sont plus ou moins ponctuelles et ne sont pas forcément concordantes. Les développeurs ont donc fait des choix qui reposent sur la fiabilité des différentes observations et le réalisme d'un point de vue géologique.

Le modèle géologique résultant a donc été discrétisé pour que chaque maille du modèle hydrogéologique corresponde à une lithologie. Le modèle contient 12 couches sur environ 200 m d'épaisseur, il a été ramené à une résolution latérale de 25 m pour réduire les temps de calcul. Les 12 couches sont composées de 5 lithologies ayant potentiellement des perméabilités et des coefficients d'emmagasinement différents. La structure générale se constitue d'une couche d'altérites d'épaisseur comprise entre 0 et 30 m, puis se succèdent des micaschistes, une zone de transition (ou de contact) plongeant vers le nord et du granite. Enfin, des failles d'orientation N20E traversent le secteur étudié. La structure de ce modèle plus hétérogène est présentée sur la figure 5.8. Globalement, la structure est similaire au schéma géologique présenté pour le site de Ploemeur. Mais la limite de la zone de contact en surface est représentée plus finement. En comparaison à Ploemeur, cette zone de contact est plus éloignée du site d'étude, elle affleure à plusieurs centaines de mètres au sud. Par conséquent, le granite qui plonge vers le nord n'est jamais intersecté par les forages de Guidel. En revanche, ces derniers rencontrent bien une zone fracturée et potentiellement très productive indiquant la proximité de la zone de contact entre les micaschistes et le granite sous-jacent.

Ce modèle est complexe car il contient beaucoup de paramètres et seules quelques simulations ont pour l'instant été menées. En ce qui concerne les simulations en régime transitoire, elles montrent pour le moment des problèmes de convergence du solveur ModFlow. Nous suggérons d'approfondir cette partie dans le futur en complexifiant progressivement le modèle par ajout successif des structures géologiques. Cela permettra de comprendre l'impact respectif de chaque lithologie et structure sur le débit et sur la piézométrie.

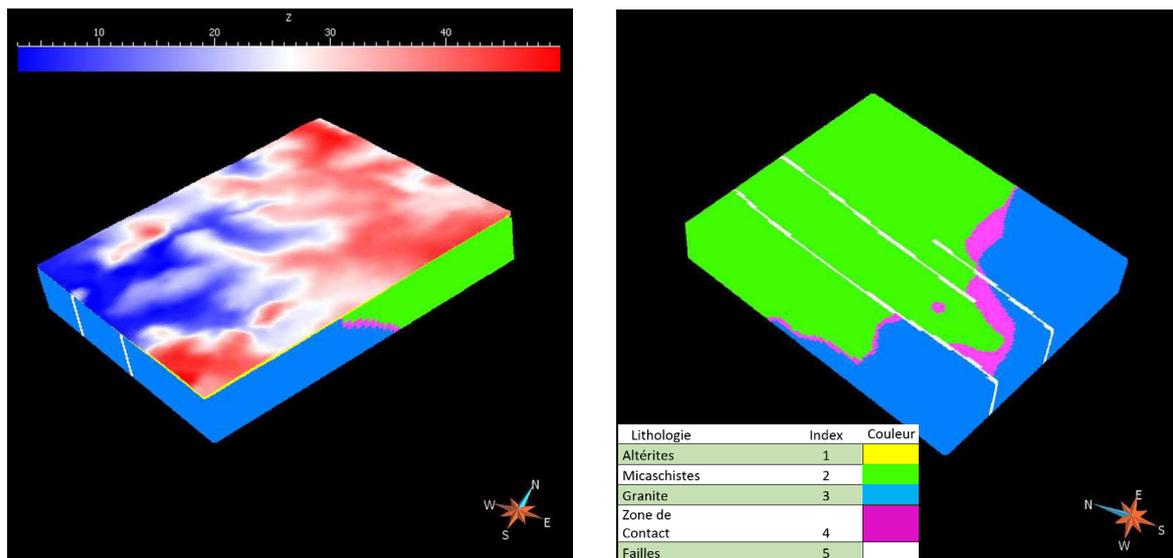


FIGURE 5.8 – Modèle géologique de Guidel réalisé à partir de l'inversion des données géophysiques et du logiciel Gocad. À gauche : vue de la topographie (en bleu et rouge) et du pendage de la zone de contact (en rose). À droite : vue du modèle sous la topographie et les altérites, y figure aussi l'implantation des failles. D'après L. Pereira Machado.

5.4 Quelles connaissances acquises et quels manques ?

5.4.1 Conclusion sur le contenu informatif des mesures de débit

D'après l'approche stationnaire, le débit et la piézométrie sont très complémentaires lorsqu'ils sont modélisés par un même modèle homogène. Seules, les mesures de débit ne fournissent que de faibles contraintes sur la transmissivité et le taux de recharge équivalents du système. Mais ces contraintes se complètent avec celles obtenues par la piézométrie. Ces deux observables permettent d'obtenir un modèle équivalent calibré. Néanmoins, la restitution des niveaux piézométriques moyens reste grossière et sans doute très dépendante de l'hétérogénéité comme décrit précédemment pour le site de Ploemeur. L'incertitude liée à la mesure du débit pourrait également jouer un rôle important sur l'inversion.

La suite montre d'ailleurs que les limites de ce modèle homogène sont en fait très critiques dans la représentation du débit en transitoire. À l'avenir modéliser le débit sur une période de mesure plus grande (sur au moins deux années par exemple) pourrait être déterminant afin de séparer le rôle de la structure géologique et du modèle de recharge. Néanmoins, la mauvaise représentation des variations temporelles du débit sur l'observatoire de Guidel pose des questions. Elle illustre un manque de connaissance sur l'impact des structures souterraines et plus généralement des difficultés à représenter physiquement les débits. Le modèle de recharge employé, bien que relativement simple, semble suffisamment robuste pour expliquer les variations piézométriques observées. Dès lors, il est difficile d'imaginer qu'une autre partie de la pluie contribue au débit via un ruissellement de surface ou de sub-surface car cela engendrerait un déficit d'évapotranspiration. Ces pistes restent à étudier précisément, l'année étudiée semblant exceptionnellement sèche.

Au vu de l'écart entre le débit mesuré et celui modélisé par un modèle homogène, il semble incontournable de devoir implémenter une structure souterraine plus complexe. Les différents tests discutés montrent que les variations de débit peuvent permettre de contraindre des processus internes au bassin versant. Ces processus à plus petites échelles sont en effet prépondérants dans le comportement temporel. En particulier, la redistribution latérale des flux par la structure hétérogène du milieu souterrain qui contrôle également le comportement stationnaire de la pié-

zométrie. De l'autre côté, les processus de reprise évapotranspiratoire au niveau des zones humides semblent également importants. En été, cette évapotranspiration sur la zone humide serait environ équivalente à 0,1 mm/jr ce qui reste assez faible sur le bilan hydrologique annuel. En revanche, ce flux correspondrait à une valeur de 10 m³/h entre juin et septembre soit un volume très comparable au débit de la rivière à cette saison.

5.4.2 Quels manques ?

Une des questions que l'on est amené à se poser est de savoir si il est contraignant de ne pas être capable de représenter le débit à cette échelle (quelques kilomètres carrés). D'un point de vue de la gestion locale de l'eau, la mauvaise modélisation des flux mène à des incertitudes élevées sur l'impact anthropique et climatique sur les milieux. C'est également le cas à grande échelle si l'on considère que les échanges souterrains peuvent aussi être importants ou si l'on considère que la représentation des processus à petites échelles est nécessaire pour celle des processus à grande échelle. Et enfin, cette problématique mérite d'être approfondie afin de mieux connaître les processus en jeu et d'améliorer les modèles prédictifs à toutes les résolutions. Dès lors, comment s'affranchir des problématiques rencontrées ?

Dans l'exemple de Guidel, la représentation du milieu semble critique. D'une part parce que l'échelle est petite, d'autre part parce que le milieu est très hétérogène. Il en résulte que la redistribution spatiale et temporelle des flux est difficilement modélisable. L'approche proposée se montre donc insuffisante pour expliquer les variations de débit. Une approche complémentaire aurait consisté à étudier le rôle du modèle de recharge dans la modélisation du débit. Un point limitant reste cependant la disponibilité des données de débit sur plusieurs années. Une vérification importante serait la comparaison entre le taux de recharge estimé par la piézométrie d'après la méthode analytique et le taux de recharge utilisé dans le modèle numérique.

L'écart entre les débits observés au cours du temps et le modèle, malgré une représentation de la piézométrie qui reste correcte dans l'ensemble souligne bien le manque d'informations apportées par cette dernière.

Chapitre 6

La déformation en surface

Sommaire

| | |
|--|------------|
| 6.1 Démarche | 154 |
| 6.1.1 Contexte | 154 |
| 6.1.2 Originalité de la démarche | 154 |
| 6.2 Les données GPS | 155 |
| 6.2.1 Suivi des déformations verticales par la station GPS de Ploemeur | 155 |
| 6.2.2 Processus mécaniques en jeu | 155 |
| 6.2.3 Résultats | 156 |
| 6.2.4 Informations complémentaires et apport d'un modèle | 157 |
| 6.3 Les données inclinométriques | 160 |
| 6.3.1 Principe de fonctionnement des inclinomètres longue-base | 160 |
| 6.3.2 Présentation des données sur Ploemeur | 161 |
| 6.3.3 Concept du modèle hydromécanique | 162 |
| 6.3.4 Structure du modèle de flux | 164 |
| 6.3.5 Résultats de l'inversion des modèles | 165 |
| 6.4 Conclusion sur le contenu informatif des mesures de déformation | 168 |
| 6.4.1 Synthèse sur le contenu informatif des mesures de déformation | 168 |
| 6.4.2 Complémentarité avec la piézométrie | 171 |
| 6.4.3 Discussion | 171 |

6.1 Démarche

6.1.1 Contexte

Différents types d'observables, directs ou indirects, permettent de capturer la signature des écoulements souterrains. Les satellites GRACE qui mesurent la variation temporelle du champ de gravité sont sensibles aux masses d'eau sur les continents à l'échelle régionale [Shamsudduha et al., 2012]. Les GPS dont l'information est localisée mais dont le réseau est dense mesurent des déplacements verticaux et latéraux. Ils sont sensibles aux variations de masse et au poids de l'eau qui pèse sur la croûte continentale à l'échelle régionale. Surtout, les mesures GPS sont sensibles aux variations de pression dans les milieux souterrains, à condition que les aquifères sous-jacents aient un caractère confiné [Moreau and Dauteuil, 2013; Wang et al., 2017]. À l'échelle locale, il n'y a en effet déformation mécanique que si l'aquifère est sous pression, sinon l'espace poreux ne se déforme pas. Les inclinomètres mesurent quant à eux les infimes variations d'inclinaison du sol en un point donné ou intégré sur des dizaines de mètres pour les instruments plus grands [Chen et al., 2010; Schuite et al., 2015]. Ils sont à priori sensibles aux mêmes processus que les GPS, au moins mécaniquement.

L'enjeu, dans cette démarche consistant à comprendre l'hydrologie à partir de la géodésie, est donc d'interpréter par des modèles physiques les signatures hydrologiques observées dans les mesures de déformation effectuées en surface. Dans un deuxième temps, il s'agit d'en tirer le contenu informatif associé pour la compréhension des écoulements dans les milieux confinés. L'enjeu est donc la complémentarité, voire la supplémentation, de l'information que peuvent apporter ces mesures à celles plus classiquement utilisées. La première partie de ce chapitre s'attache donc à étudier le signal GPS mesuré à Ploemeur. La seconde se concentre sur un instrument d'un nouveau type en hydrologie, les inclinomètres longue-base, dont le potentiel a encore été très peu exploré.

6.1.2 Originalité de la démarche

Les mesures de débit en rivière et les mesures piézométriques ne sont pas toujours suffisantes pour comprendre le comportement des milieux souterrains. Si on élimine les mesures de débit qui nécessitent la présence d'une rivière, il n'existe pas d'outils permettant de mesurer les flux souterrains. La piézométrie permet de remonter à ce type d'information par le biais de modèles mais dans la plupart des cas la paramétrisation de ces modèles pose problème. Nous proposons ici d'explorer le contenu informatif des mesures de déformation en surface. Ces mesures, plutôt rattachées à la géophysique historiquement, enregistrent les déformations se produisant au sein de la Terre et se propageant dans les roches suivant des lois mécaniques jusqu'à la surface. Lorsqu'on s'affranchit des événements tectoniques et des phénomènes de marées, clairement identifiés dans les signaux géodésiques, il ne subsiste que les signaux hydrologiques. C'est donc ce point qui nous intéresse.

Cette approche est donc très originale. Elle se base sur l'observation des milieux souterrains à distance, depuis la surface. Finalement, le contenu informatif de ce type de données a encore été très peu exploité à travers plusieurs années de mesures et une modélisation hydrogéologique à base physique. Nous pensons qu'elles disposent d'un fort potentiel. Les données GPS sont nombreuses dans le monde et sont facilement accessibles. Les inclinomètres longue-base ont en revanche été très peu déployés pour des besoins hydrologiques, bien que des travaux récents en ont déjà montré la pertinence, notamment une sensibilité aux flux souterrains [Jacob et al., 2010; Lesparre et al., 2017; Longuevergne et al., 2009; Schuite et al., 2015, 2017].

6.2 Les données GPS

6.2.1 Suivi des déformations verticales par la station GPS de Ploemeur

Une station GPS a été installée à proximité du pompage de Ploemeur en 2003. La station est un capteur implanté sur un plot en béton lui-même fixé dans le sol et supposé être stable, c'est à dire non soumis à des déformations très locales. Les déplacements de cette station sont enregistrés dans les trois composantes de l'espace. Les données initiales apparaissent très bruitées, néanmoins les déplacements verticaux mesurés apparaissent en phase avec les variations piézométriques à l'échelle saisonnière (figure 6.1). La précision et l'incertitude de la mesure ne semblent a priori pas permettre d'étudier cette déformation à un pas de temps plus fin (le chapitre consacré à la présentation des sites fait référence aux précédentes études). Alors que l'amplitude annuelle de la piézométrie est typiquement d'une dizaine de mètres, celle des déplacements verticaux est de l'ordre d'une dizaine de millimètres. En complément du déplacement vertical, la station enregistre les déplacements horizontaux selon les directions nord-sud et est-ouest. Ces déplacements latéraux montrent un signal plus complexe, parfois déphasé avec la piézométrie ou affichant deux pics sur certaines années. Au regard de ces observations, on ne peut dire si les déplacements latéraux indiquent des déformations caractéristiques des processus hydrologiques. Il est de plus possible que la variabilité temporelle des taux de pompage à proximité influe beaucoup sur la dynamique de ces déplacements. En revanche, les déformations verticales saisonnières semblent bien liées aux variations de stock dans l'aquifère.

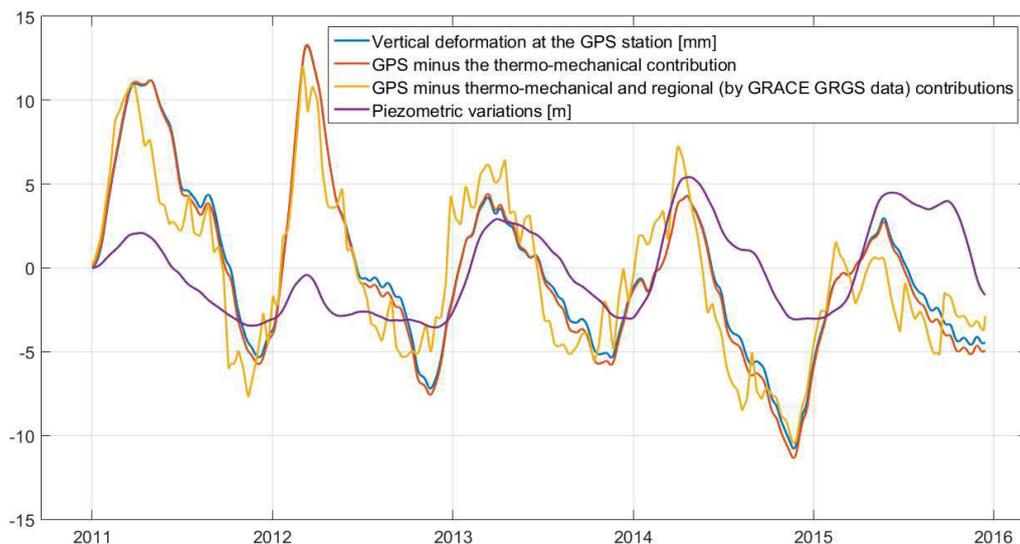


FIGURE 6.1 – Déplacement vertical au niveau de la station GPS et fluctuations piézométriques au niveau du piézomètre F19 ; l'échelle est en millimètre pour les déformations et en mètre pour la piézométrie ; les données sont filtrées avec une moyenne glissante sur 2 mois.

6.2.2 Processus mécaniques en jeu

On peut supposer que la déformation verticale enregistrée au niveau de la surface du sol est principalement causée par la déformation de l'espace poreux dans l'aquifère sous-jacent suite à une modification de la charge hydraulique. En particulier sur Ploemeur, les fluctuations temporelles de la piézométrie sont assez similaires entre les forages. Au premier ordre, la déformation verticale observée en un point serait donc uniquement liée aux variations piézométriques à la verticale de ce point. Son estimation ne nécessite pas pour l'instant de modèle de déformation tridimensionnel qui prendrait en compte la propagation latérale de la déformation de chaque point

de l'espace.

En complément, deux processus différents contribuent à la déformation verticale : la surcharge (les masses d'eaux continentales, présentes dans les sols, les lacs et les aquifères de la région, pèsent sur la croûte terrestre) et les déformations liées aux variations thermiques de l'atmosphère. D'après les modèles classiques, ces contributions sont assez faibles par rapport aux déformations verticales observées. La déformation de la croûte est plutôt opposée à celle qui nous intéresse. En effet, lorsque les niveaux piézométriques sont élevés, l'aquifère est "gonflé" donc la déformation verticale est positive. Au contraire, comme la masse d'eau présente dans les aquifères est importante, la croûte terrestre aura tendance à se tasser. Il convient donc de retrancher ces contributions thermiques et régionales à la mesure GPS initiale afin d'isoler le processus hydrogéologique local (figure 6.1).

La relation la plus simple reliant en un point la variation temporelle de charge hydraulique Δh à la déformation verticale Δe de l'aquifère est donnée par la théorie de la consolidation et la définition du coefficient d'emmagasinement spécifique S_s [L^{-1}] :

$$\Delta e = S_s \times E \times \Delta h, \text{ avec } S_s \approx \rho g \beta_p \text{ si la compressibilité de l'eau est négligée} \quad (6.1)$$

où Δ se réfère à une variation entre deux instants, E à l'épaisseur de l'aquifère, ρ à la masse volumique de l'eau, g à l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m/s}^2$), et β_p au coefficient de compressibilité de l'aquifère. Ce coefficient de compressibilité s'exprime en fonction de la déformation volumique relative de l'aquifère $\frac{\Delta V}{V_0}$ associée à une variation de pression ΔP , ou encore en fonction du module de cisaillement μ et du coefficient de Poisson ν :

$$\beta_p = \frac{1}{K} = \frac{1}{V_0} \times \frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{3(1-2\nu)}{2\mu(1+\nu)} \quad (6.2)$$

où K est le module d'incompressibilité.

D'après cette définition (équation 6.1), la déformation verticale de l'aquifère entre deux instants est proportionnelle à la variation de charge hydraulique. Ainsi de manière théorique, le rapport des variations temporelles de l'altitude du sol sur les variations piézométriques doit être constant et cette constante doit être égale au coefficient d'emmagasinement spécifique de l'aquifère multiplié par son épaisseur. On considère donc que la déformation en profondeur au sein de l'aquifère est identique à celle observée en surface. Cette hypothèse est assez forte puisqu'elle nécessite que le signal de déformation soit peu modifié entre la zone profonde (20-150 m), fracturée et confinée, où se produit la déformation, et la surface sur laquelle la mesure est effectuée.

6.2.3 Résultats

Corrélation entre la piézométrie et la déformation verticale

Dans notre cas, nous avons travaillé sur les mesures de 2011 à 2016. Typiquement, l'amplitude de la déformation verticale atteint la dizaine de millimètres, alors que celle de la piézométrie à proximité du pompage est d'une dizaine de mètres. Le ratio entre les deux signaux est donc d'environ 10^{-3} . Cette valeur est plutôt cohérente avec les informations issues des essais de pompage (S compris entre $2 \cdot 10^{-4}$ et $4 \cdot 10^{-2}$ d'après [Le Borgne et al., 2006]). Pour une meilleure lisibilité, les résultats sont présentés en fonction du cycle hydrologique. Sur la figure 6.2, une nouvelle courbe est tracée et ramenée à une valeur initiale de zéro pour chaque partie ascendante (période de recharge) et descendante (période de récession) de la piézométrie. Les tendances semblent assez identiques entre les périodes de recharge et celles de récession. Là encore, le rapport moyen entre la déformation et la piézométrie est de 10^{-3} . Cette valeur est donc similaire aux précédentes études sur les données GPS [Biessy et al., 2011; Moreau and Dauteuil, 2013; Moreau et al., 2006]. Que ce soit pendant la baisse ou la montée des niveaux piézométriques, la plupart des courbes de

tendances présentent une pente proche de 1.10^{-3} même si certaines petites périodes sortent de cette observation générale. On note deux saisons dont les pentes semblent plutôt correspondre à une valeur de 6.10^{-3} (sur la figure 6.2 : de novembre 2011 à mars 2012 et de mars 2012 à novembre 2012).

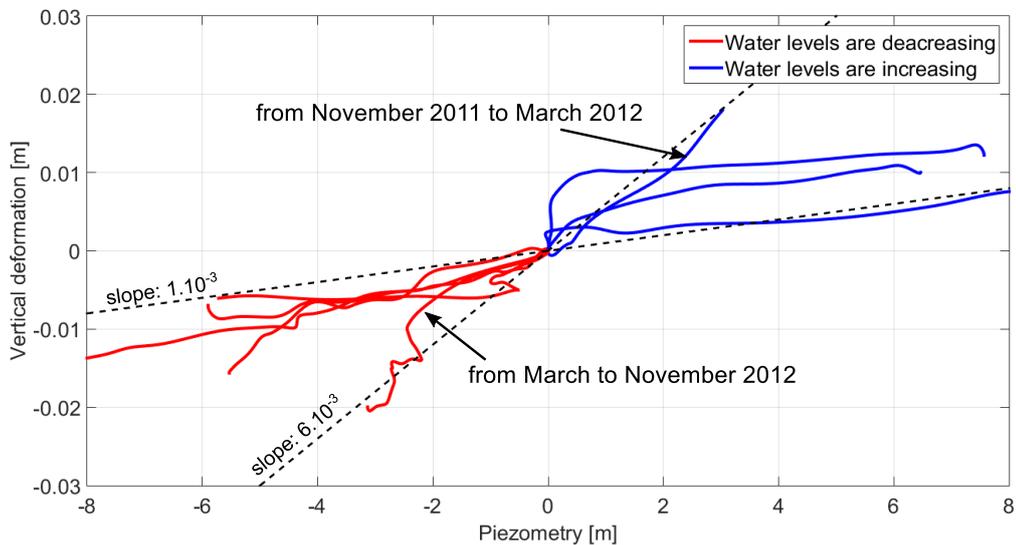


FIGURE 6.2 – Corrélation entre la déformation verticale par GPS et la piézométrie sur le site de Ploemeur. Chaque courbe partant de l'origine (0,0) correspond à une saison hydrologique définie par la piézométrie (en augmentation ou en diminution). Les données sont filtrées avec une moyenne glissante sur 2 mois entre 2011 et 2016. Les lignes noires en pointillé, correspondant à des ratios de la déformation sur la piézométrie de 1.10^{-3} et 6.10^{-3} , servent ici de repère.

Comparaison avec les résultats du modèle piézométrique

Associée à la piézométrie, la mesure de la déformation verticale fournit donc une précieuse indication sur le fonctionnement de notre aquifère mais uniquement sur son aspect confiné. Bien que nos précédents modèles de flux semblent converger vers un coefficient d'emmagasinement équivalent proche de 5.10^{-2} , les mesures de déformation montrent le caractère confiné de l'aquifère. Au moins une partie du stockage est donc assurée par la déformation de l'aquifère sous pression (sa compressibilité). Mais cette part est très faible (10^{-3}) voire négligeable comparée à la valeur obtenue d'après les modèles piézométriques (5.10^{-2}). Dans la partie suivante, nous allons voir que ces deux informations sur la capacité de stockage de l'aquifère peuvent permettre de mieux décrire le système à travers un modèle hydrogéologique à deux compartiments.

6.2.4 Informations complémentaires et apport d'un modèle

Synthèse des différentes informations sur la capacité de stockage de l'aquifère

Schuite et al. [2015] mentionnent qu'un suivi de la gravimétrie du site avait été effectué en mai 2006 lors d'une expérience au cours de laquelle les pompages furent stoppés pendant 40 heures. Ce suivi n'avait alors pas permis de déceler de variations de masse significatives au droit du site, ce qui confirmait le caractère confiné de l'aquifère fracturé. C'est à dire que la quantité d'eau présente dans l'aquifère (autour du pompage) était restée inchangée durant l'expérience malgré la hausse des niveaux piézométriques. C'est donc la déformation élastique de l'aquifère qui a joué. Les modèles hydrogéologiques utilisés précédemment pour représenter les fluctuations piézométriques, aussi bien le modèle numérique que l'analytique, sont donc en conflit avec les observa-

tions géodésiques. En effet, ces dernières indiquent un aquifère uniquement confiné dont le coefficient d'emmagasinement est de l'ordre de 10^{-3} . Pourtant, les fluctuations piézométriques sont caractéristiques d'un emmagasinement relativement élevé ($\sim 5 \cdot 10^{-2}$) et donc d'un aquifère non confiné. Pour tenter de résoudre cette contradiction un second modèle numérique de Ploemur a été implémenté.

Développement d'un modèle à deux couches : à pas hebdomadaire

Le modèle est défini par deux couches, la première de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur est une nappe libre avec un emmagasinement de $5 \cdot 10^{-2}$ et une transmissivité faible, de l'ordre de $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. La seconde est une nappe confinée d'emmagasinement $1 \cdot 10^{-3}$ et de transmissivité $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Pour la première couche, non confinée, l'épaisseur et la perméabilité n'ont pas beaucoup d'importance pour le modèle de flux, c'est surtout la transmissivité qui importe. Pour la seconde couche, confinée, l'épaisseur n'a toujours aucune importance. On peut relever la charge hydraulique dans chacune des couches en chaque maille du modèle.

Dans cette configuration, la simulation à pas hebdomadaire montre que le comportement temporel de la piézométrie dans les deux couches est équivalent à celui obtenu avec un modèle à une couche avec un emmagasinement de $5 \cdot 10^{-2}$ et une transmissivité $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. En effet, l'écart entre le niveau piézométrique en été et en hiver est identique dans les deux cas (*en haut* sur la figure 6.3). Le comportement stationnaire dans l'espace est lui légèrement différent mais peut être ajusté par la perméabilité ou l'épaisseur de la couche supérieure qui ont peu d'impact sur le comportement temporel. Le graphique du bas sur la figure 6.3 illustre bien que les comportements entre le modèle à une ou deux couches sont très proches en terme de variations temporelles.

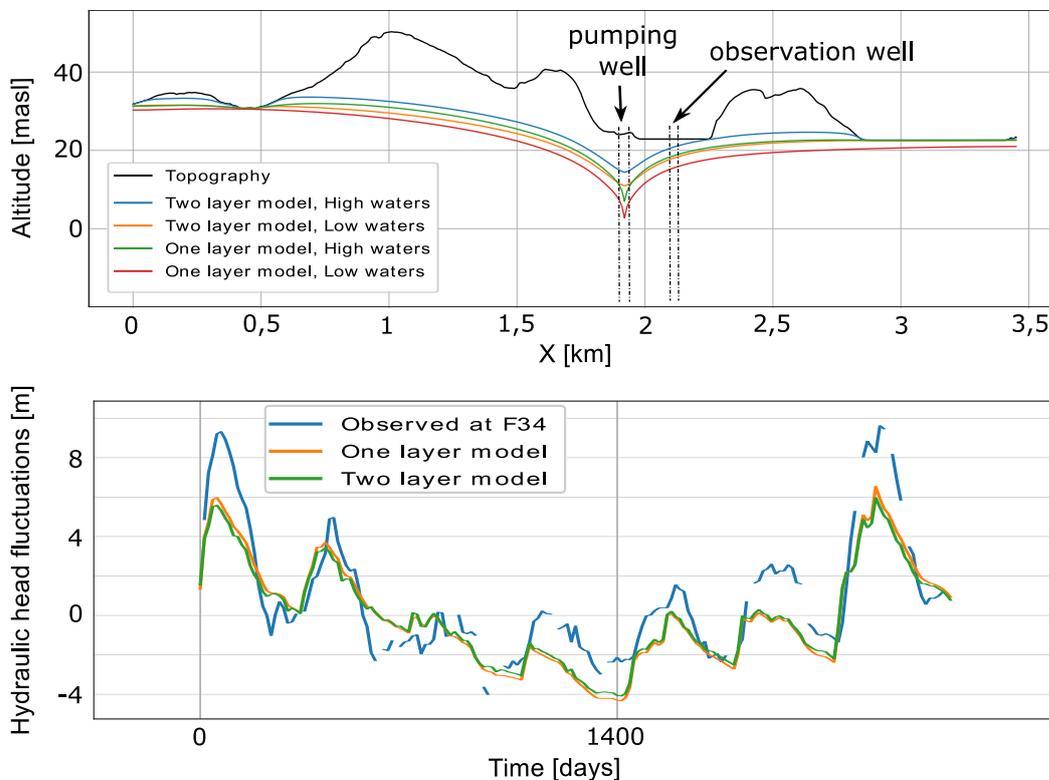


FIGURE 6.3 – Comparaison des niveaux piézométriques entre les modèles à une et deux couches. **En haut** : section est-ouest du modèle présentant les niveaux en hautes-eaux et basses-eaux pour les deux modèles. **En bas** : comparaison des comportements temporels à pas hebdomadaire au niveau du piézomètre F34.

Le modèle parvient donc à expliquer à la fois les mesures de déformation en surface et le

comportement piézométrique à partir de deux compartiments conceptuels. L'un, très poreux, dispose d'une capacité à emmagasiner l'eau assez importante ($5 \cdot 10^{-2}$ est équivalent à une porosité), l'autre étant capable de transmettre cette eau rapidement. C'est la transmissivité de la couche confinée qui domine mais c'est la capacité de stockage de la couche supérieure qui contrôle le comportement à long terme. Le premier compartiment a donc un temps de réponse très long tandis que le second réagit très rapidement (pour rappel le temps caractéristique d'un aquifère est fonction de l'inverse de la diffusivité T/S). Cette différence de diffusivité entre les deux structures pourrait expliquer que seule la partie confinée répond aux sollicitations à court terme comme semble l'indiquer les mesures gravimétriques (comportement uniquement confiné) et les essais hydrauliques en forage présentés par Le Borgne et al. [2006].

Développement d'un modèle à deux couches : à pas journalier

En utilisant le même modèle à pas journalier, nous pouvons donc comparer l'évolution du niveau piézométrique dans le piézomètre F19 à une échelle de temps plus fine (figure 6.4). Pour bien séparer la réponse au pompage, situé dans la couche confinée et transmissive, un taux de recharge constant est imposé en surface du modèle. Lorsqu'on regarde les variations temporelles dans les deux couches, on s'aperçoit que la réponse est plus tardive et atténuée dans le compartiment non confiné, voire que certaines fluctuations sont quasiment gommées. Dans ce cas de figure, la piézométrie et le GPS sont donc très complémentaires puisqu'ils mettent en évidence que le système n'a pas les mêmes propriétés en fonction de l'échelle temporelle d'observation. Ces résultats expliqueraient également le comportement piézométrique relevé au niveau du piézomètre MF2 (proche des pompes). En effet, ce piézomètre n'est captant que sur 30 m de profondeur et est donc plus représentatif de la piézométrie en surface. Les fluctuations piézométriques y sont beaucoup plus lisses que pour les piézomètres profonds qui enregistrent de nombreuses variations hautes fréquences dues aux variations journalières du débit de pompage.

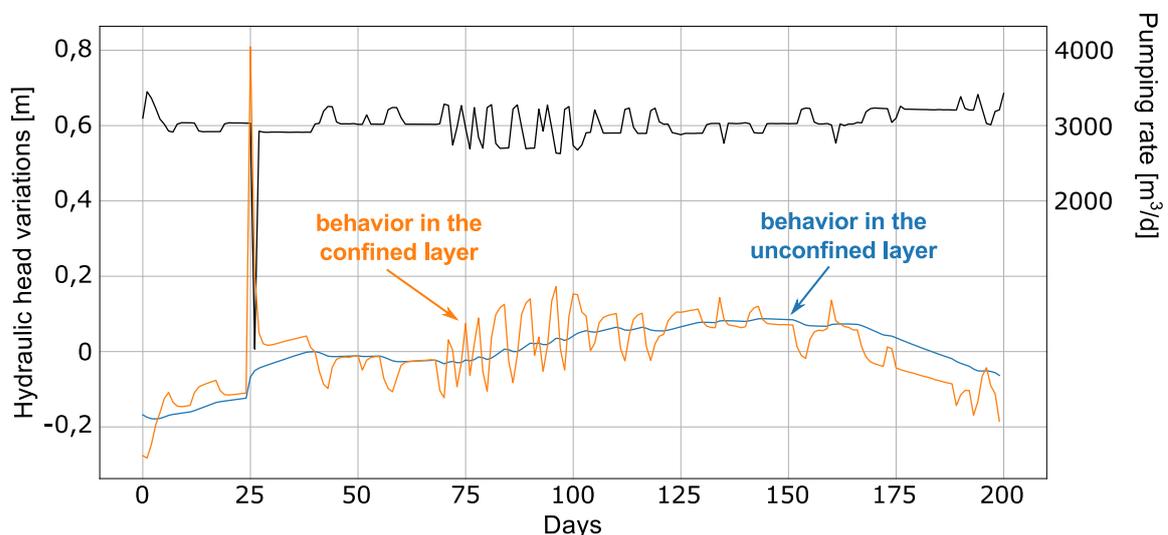


FIGURE 6.4 – Réponse au pompage dans les deux couches du modèle de Ploemeur à pas journalier. Un taux de recharge constant a été appliqué pour mettre en évidence les réponses au pompage, ici au niveau du piézomètre F19.

6.3 Les données inclinométriques

6.3.1 Principe de fonctionnement des inclinomètres longue-base

Le site de Ploemeur a été instrumenté par des inclinomètres longue-base dès 2006. Ce nouveau type d'instrument [Boudin, 2004; Boudin et al., 2008] est capable de mesurer l'inclinaison relative entre deux points ancrés dans la roche avec une précision de l'ordre de 10^{-9} rad, soit un dénivelé de 1 mm sur 1000 km. Les inclinomètres longue-base sont constitués de deux pots remplis d'eau et reliés par un tube (figure 6.5). La mesure de l'inclinaison (ou du "tilt" en anglais), c'est à dire de l'angle entre les deux points, se fait par la mesure du niveau d'eau dans ces deux pots. Lorsque la structure rocheuse qui porte l'instrument s'incline, l'eau se met à l'équilibre, au même niveau dans les pots, faisant ainsi varier la hauteur d'eau relative de chaque pot. Sachant que la distance qui les sépare est connue, la variation de l'angle au cours du temps par rapport à une position initiale peut être déduite (voir figure 6.5). La précision impressionnante de l'instrument (10^{-9} rad) tient à la précision de la mesure de la différence de niveau entre les deux pots et à la grande distance qui les sépare. On pourra se référer aux travaux de thèse de Jonathan Schuite pour une description plus complète de l'instrument et sur sa sensibilité [Schuite, 2016].

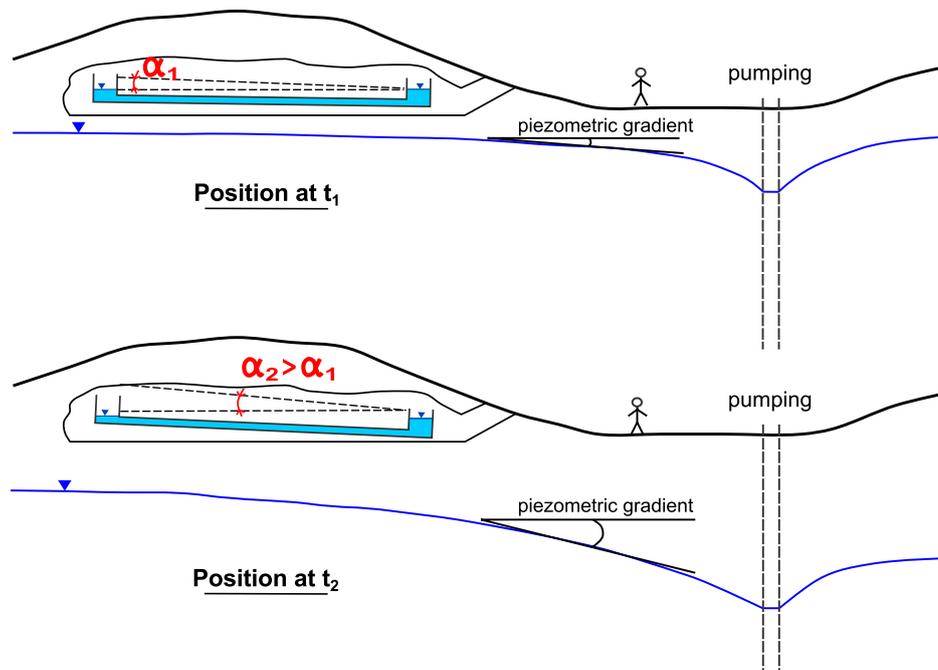


FIGURE 6.5 – Schéma conceptuel de l'inclinomètre LB1 sur Ploemeur. L'instrument est installé dans une galerie souterraine datant de la Seconde Guerre mondiale, au sein d'une butte de granite, il se situe à environ 150 m du pompage de Ploemeur. D'un point de vue hydrologique, le tilt mesuré, α , est sensible aux déformations induites par les variations de gradient piézométrique.

L'application de tels outils à l'hydrogéologie est récente et très prometteuse [Chen et al., 2010; Longuevergne, 2008; Schuite et al., 2015]. Grâce à leur longueur de plusieurs mètres ils peuvent s'affranchir d'effets locaux et montrer une bonne stabilité dans le temps (voir Schuite [2016]). Dans ce travail, nous nous intéresserons à l'inclinomètre LB1 composé de deux instruments quasiment perpendiculaires implantés dans le granite (dans un bunker de la Seconde Guerre Mondiale). Le premier, orienté dans la direction N75°E, soit en direction du pompage, mesure 32,8 m. Le second, orienté N328°E, mesure 7,75 m. Cette différence de taille peut être à l'origine d'une différence de comportement constatée entre les deux directions. La configuration de l'inclinomètre N75°E est représentée de manière simplifiée sur la figure 6.5.

Les travaux de Schuite et al. [2015] ont démontré la capacité de l'instrument à mesurer la réponse mécanique à un essai de pompage de 1 h. De plus, ils mettent en évidence la forte sensibilité de l'instrument à l'hétérogénéité. Ces études préalables ont également mis en évidence une corrélation du signal inclinométrique mesuré en surface avec les variations court-terme des débits de pompage. À l'échelle saisonnière, le "tilt" fluctue avec une amplitude moyenne d'environ $10 \mu\text{rad}$. Il montre cependant un déphasage avec la piézométrie. Ces travaux préalables montrent donc un potentiel intéressant pour l'observation des flux souterrains. Nous proposons ici de modéliser physiquement ces variations à l'échelle saisonnière afin d'en extraire le contenu informatif.

6.3.2 Présentation des données sur Ploemeur

Le signal temporel mesuré par l'inclinomètre LB1 dans la direction N75E est intéressant car il est synchrone avec les fluctuations du gradient temporel de la piézométrie (figure 6.6), du moins au pas mensuel. En effet, on note par exemple que chaque année le tilt est à son maximum quand la montée du niveau d'eau est maximale. Le signal de déformation mesuré en surface est donc en avance par rapport à la piézométrie (voir figure 6.6). Une explication simple expliquant ce comportement est que le tilt dépend principalement du gradient temporel de piézométrie via le même type de relation que celle présentée dans la partie consacrée à l'étude du signal GPS.

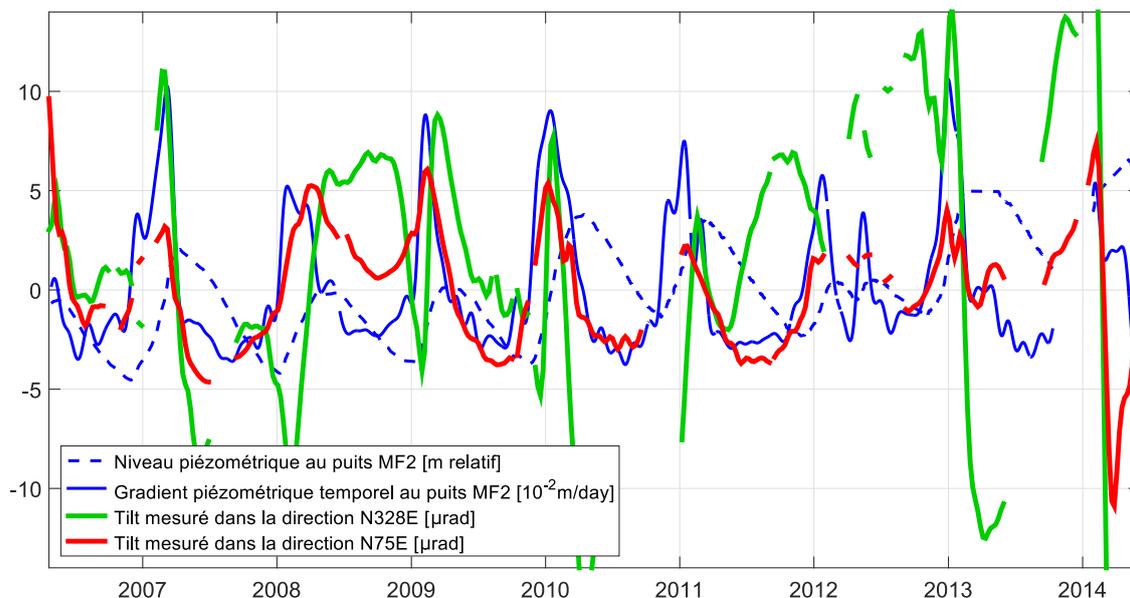


FIGURE 6.6 – Comparaison entre le tilt N75E et la piézométrie. Le tilt N75E mesuré par l'inclinomètre LB1 est déphasé avec la piézométrie du site mais est très corrélé avec son gradient temporel; les signaux sont lissés pour mettre en avant le cycle saisonnier.

Des questions se posent. Quelle est la sensibilité ou la capacité intégratrice des inclinomètres ? Comment expliquer cette avance sur les variations piézométriques ? Sans modèle physique expliquant ces fluctuations temporelles, il est aussi difficile d'évaluer le rôle des écoulements dans la partie non-saturée autour des inclinomètres. On ignore si de tels instruments enregistrent des déformations importantes mais lointaines (à plusieurs kilomètres) ou de petites déformations plus proches de l'instrument. On imagine en revanche que les gradients de la piézométrie dans le temps et l'espace puissent être dépendants des conditions à plus grande échelle.

Enfin, d'après les mesures, l'inclinaison mesurée dans la direction N328E n'a pas le même comportement que dans la direction N75E (figure 6.6). Elle est en phase avec la direction N75E à certaines périodes, mais est en déphasage à d'autres périodes. Est-ce lié à la différence de taille entre les deux instruments ? Ou au contraire est-ce révélateur des flux souterrains dans cette direc-

tion ? L'inclinomètre N75E est lui orienté en direction du pompage, là où les variations de pression sont les plus fortes, ce qui pourrait suggérer que l'instrument nécessite des forts gradients piézométriques.

6.3.3 Concept du modèle hydromécanique

La modélisation de la déformation mesurée en surface nécessite un modèle hydromécanique plus ou moins complexe. Les travaux de Quentin Courtois (stage de Master 2 à Géosciences Rennes encadré par Laurent Longuevergne, Jonathan Schuite et moi-même, 2016) ont montré qu'un modèle hydrogéologique homogène 1D sans prise en compte du pompage, accompagné du modèle de déformation d'Okada [Okada, 1986], suffisait à expliquer une partie du signal mesuré par l'inclinomètre LB1 N75E. Le modèle hydrogéologique reproduisait également l'évolution de la piézométrie au droit d'un forage. En complément l'exploration de l'espace des paramètres indiquait une certaine complémentarité des deux types d'observation, fournissant des contraintes sur la diffusivité du milieu.

Ici, nous présentons les résultats d'une approche plus complète d'un point de vue hydrogéologique. L'objectif est cette fois de mieux restituer les observations en prenant en compte les variations de pompage et une géométrie d'écoulement plus réaliste (2D). Le modèle piézométrique ModFlow du site de Ploemeur (déjà utilisé et présenté précédemment) est donc simulé sur plusieurs années à pas bi-hebdomadaire en tenant compte des variations du débit pompé et du taux de recharge obtenu par la méthode de Thornthwaite. Dans un deuxième temps, des hétérogénéités ont été ajoutées au modèle de flux.

En aval, la déformation induite par la piézométrie est calculée par un modèle mécanique plutôt simple. On considérera que le tilt mesuré par l'inclinomètre LB1 est égal à la somme des déformations induites par la piézométrie en chaque point du modèle. De cette manière, on suppose que la déformation calculée en chaque maille du modèle n'est pas influencée par celle des mailles voisines. Cette approche, est explicitée dans les lignes suivantes :

1. Le modèle hydrogéologique permet d'obtenir les variations temporelles de la charge hydraulique, $h(x,t)$, en tout point de l'espace représenté par une grille de résolution 10 m.
2. À partir de là, plusieurs modèles de déformation ont été testés dont celui de Boussinesq [Farrell, 1972], de Mogi [Mogi, 1958] et d'Okada [Okada, 1986]. Nous nous focaliserons sur les deux premiers qui sont plus simples et nécessitent moins de paramètres. La démarche est schématisée sur la figure 6.7. Le modèle de Boussinesq évalue la déformation liée à une surcharge ponctuelle en surface à une distance r du point de mesure. L'approche de Mogi considère une variation de pression dans une sphère de rayon a à une profondeur f et à une distance r du point de mesure. Pour ces deux solutions analytiques, les déformations verticales u_z s'écrivent alors :

$$\text{D'après la solution de Boussinesq : } u_z = 2g \frac{1-\nu}{4\pi\mu r} \quad (6.3)$$

$$\text{D'après la solution de Mogi : } u_z = g \frac{1-\nu}{\mu R^3} f a^3 \rho \Delta h, \text{ avec } R = \sqrt{f^2 + r^2} \quad (6.4)$$

On remarque donc que la déformation est fonction de $1/r$ ou de $1/r^3$. Dans le modèle de Mogi, la surpression n'est pas ponctuelle et son volume a donc une importance via le coefficient a .

3. Le tilt α peut ensuite être évalué à un endroit donné en sommant la contribution de chaque point du modèle. Cette contribution au tilt est calculée par dérivation du produit de convolution entre la déformation verticale et la charge hydraulique, $h(x,t)$, convertie en surpression [$M.L^{-1}T^{-2}$]. On fait ainsi l'hypothèse que la déformation liée à chaque point n'influence

pas ses voisins. D'un point de vue pratique, les gradients hydrauliques sont mesurés selon les axes est-ouest et nord-sud pour chaque pas de temps au sein du modèle. Ils sont ensuite projetés dans la direction de l'instrument. Enfin, le tilt dû à chaque point est projeté sur les directions mesurées par l'inclinomètre, ici N75E et N328E :

$$\text{Tilt d'après la solution de Boussinesq : } \alpha = \sum_k 2g \frac{1-\nu}{4\pi\mu r} A\rho \frac{\Delta h_k}{\Delta x} \cos(\epsilon_k) \quad (6.5)$$

où k se réfère à l'indice des mailles du modèle, A à la surface sur laquelle est intégrée la surcharge ponctuelle, ici la résolution au carré, ϵ_k à l'angle entre la direction radiale et l'orientation de l'inclinomètre (ici N75E ou N328E), et $\frac{\Delta h_k}{\Delta x}$ est le gradient hydraulique dans la direction de l'inclinomètre (ou direction radiale).

$$\text{Tilt d'après la solution de Mogi : } \alpha = \sum_k g \frac{1-\nu}{\mu R^3} f a^3 \rho \frac{\Delta h_k}{\Delta x} \cos(\epsilon_k) \quad (6.6)$$

où a est une fonction de la résolution au carré.

On remarque donc qu'il est difficile d'obtenir une solution cohérente physiquement avec la structure conceptuelle du site (réseau de fractures en profondeur) compte tenu de la simplicité de l'approche. Car dans les deux cas, les structures conceptuelles des modèles hydrogéologiques et mécaniques sont différentes. Néanmoins, les coefficients mécaniques et la résolution peuvent être sortis de la somme dans les deux dernières équations obtenues. Ainsi, on peut considérer que le modèle est cohérent à un coefficient multiplicatif près. On tire deux avantages de cette stratégie, le premier est la réduction du nombre de paramètres, le deuxième est que l'on garde un modèle de fluctuations temporelles du tilt avec des hypothèses qui se justifient. On perd en revanche l'information sur l'amplitude du tilt mesuré. L'expression finale du tilt s'écrit donc :

$$\text{D'après la solution de Boussinesq : } \alpha = 2g \frac{1-\nu}{4\pi\mu} A\rho \sum_k \frac{1}{r} \frac{\Delta h_k}{\Delta x} \cos(\epsilon_k) \quad (6.7)$$

$$\text{ou d'après la solution de Mogi : } \alpha = g \frac{1-\nu}{\mu} f a^3 \rho \sum_k \frac{1}{R^3} \frac{\Delta h_k}{\Delta x} \cos(\epsilon_k) \quad (6.8)$$

où les coefficients à gauche de la somme définissent l'amplitude. Les paramètres élastiques étant inconnus, nous allons travailler en normalisant le tilt pour se focaliser sur la partie variable dans le temps. Pour le modèle de Mogi nous prendrons arbitrairement une profondeur de 50 m, cette profondeur correspondant d'après le modèle à la zone à laquelle se produit la déformation initiale. Cette valeur choisie se situe dans l'ordre de grandeur des profondeurs auxquelles sont rencontrées les fractures productrices de Ploemeur. On imagine conceptuellement que ce sont ces fractures qui sont sous pression et à l'origine de la déformation observée en surface.

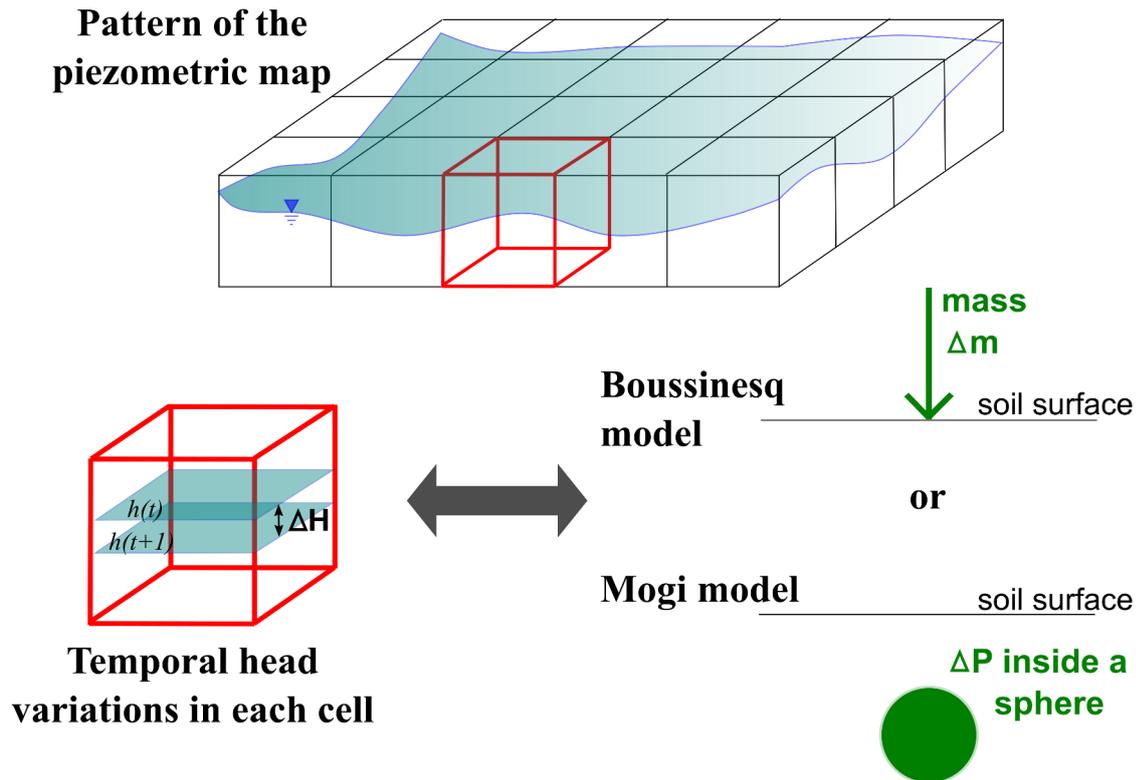


FIGURE 6.7 – Schéma du modèle hydromécanique utilisé. Dans un premier temps la piézométrie est modélisée en fonction du temps, ensuite les variations de charge obtenues en chaque maille sont assimilées soit à une surcharge en surface (modèle de Boussinesq), soit à une variation de pression dans une sphère en profondeur (modèle de Mogi). Ces deux modèles mécaniques permettent alors de calculer le tilt produit à une distance donnée. Attention, malgré ce que semble illustrer le schéma, la couche aquifère modélisée est confinée.

6.3.4 Structure du modèle de flux

En normalisant le tilt mesuré et modélisé, nous nous privons donc d'une certaine information mais cela permet de réduire le nombre de paramètres et de garder une cohérence dans la physique du modèle. Ainsi, nous proposons de travailler principalement sur la temporalité du tilt et ses amplitudes annuelles relatives dans les directions N75E et N328E. Pour alimenter les deux modèles mécaniques, quatre modèles hydrogéologiques sont proposés. Ils se différencient uniquement par leur distribution des paramètres hydrodynamiques et sont de complexité croissante.

Le modèle hydrogéologique utilisé est le modèle 2D à une couche déjà présenté précédemment. Différentes structures de modèles ont été envisagées. En particulier, le contact entre les micaschistes et le granite a été pris en compte à partir des observations et de données géophysiques. On suppose que le granite, sur lequel l'inclinomètre est implanté, est moins perméable et impacte ainsi les écoulements. De manière théorique, comme le granite serait moins diffusif, il filtrerait les variations de pression hautes fréquences en plus de modifier la structure des écoulements. La représentation de ces deux milieux peut donc jouer un rôle important sur la modélisation du tilt. Les différences de structure entre les modèles sont présentées dans les lignes suivantes et sur la figure 6.8.

1. Dans le premier modèle, la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement sont identiques sur toute la couche.
2. Dans le deuxième, le coin inférieur gauche, à proximité du pompage, présente une transmissivité plus faible pour tenir compte de la présence du granite moins perméable dans cette

zone, et sur lequel l'inclinomètre de Ploemeur est installé (à gauche sur la figure 6.8).

3. Le troisième modèle est assez similaire si ce n'est que la forme du granite est définie selon des données géophysiques. Au lieu d'un carré, la zone moins perméable forme désormais un éperon orienté selon une direction N20E (à droite sur la figure 6.8).
4. Enfin, le dernier modèle est identique au troisième mais le coefficient d'emmagasinement de la zone moins perméable se différencie de celui imposé au reste du domaine modélisé. Ce qui porte le nombre de paramètres à quatre pour ce dernier modèle, deux transmissivités et deux emmagasineurs, la normalisation du tilt permettant de n'avoir aucun paramètre mécanique.

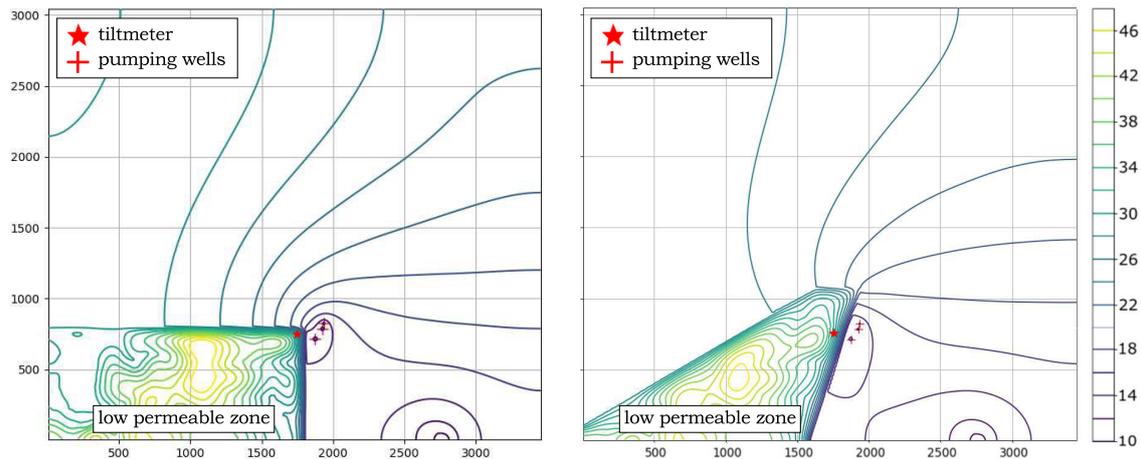


FIGURE 6.8 – Carte piézométrique de différents modèles hydrogéologiques pour modéliser le tilt. Il ne s'agit que de la piézométrie à un instant donné pour un certain jeu de paramètres. À gauche : modèle hydrogéologique n°2 avec une zone moins perméable dans le coin inférieur gauche. À droite : modèle hydrogéologique n°3 et 4 avec une zone moins perméable délimitée par des observations et des données géophysiques.

Pour comparer les résultats, le même critère que pour la modélisation des fluctuations piézométriques a été utilisé, à savoir la RMS ("Root Mean Square Error") divisée par l'écart-type des mesures du tilt. Le pas de temps choisi pour le modèle est de 14 jours, ce qui a pour effet de lisser sensiblement les variations temporelles. La résolution spatiale est de 20 m. La gamme de transmissivité dans laquelle on échantillonne se situe entre 1.10^{-4} et 1.10^{-1} m^2/s . La zone représentant le granite présente, elle, une transmissivité 10 à 1000 fois moins grande que le reste du modèle. L'emmagasinement varie quant à lui entre 1.10^{-4} et 1.10^{-1} . L'échantillonnage régulier dans l'espace des paramètres est assez dense pour le modèle homogène, en revanche il l'est moins pour le quatrième modèle qui contient quatre paramètres.

6.3.5 Résultats de l'inversion des modèles

Restitution du tilt N75E

Pour ces différents modèles, les résultats sont encourageants en terme de restitution du tilt et de détermination des paramètres. Nous allons principalement nous focaliser sur la représentation du tilt dans la direction N75E. En effet, le tilt dans la direction N328E n'est lui jamais suffisamment bien modélisé. Nos modèles simples se montrent capables d'expliquer une partie importante du signal. Le quatrième modèle est légèrement plus performant que les autres malgré une exploration de l'espace des paramètres moins exhaustive, ce qui laisse supposer que sa paramétrisation peut être sensiblement améliorée.

La comparaison des meilleurs résultats pour chaque modèle est assez parlante (à gauche sur la figure 6.9). Pour les différents modèles, il existe plusieurs jeux de paramètres donnant des critères minimaux relativement proches, de l'ordre de 0,7. Comme le suggère cette valeur, les modèles sont capables de décrire environ 30 % de la variabilité temporelle du tilt. On note que les paramètres influencent également l'extension de la zone contribuant au tilt (à droite sur la figure 6.9). Dans les différents cas, la contribution au tilt modélisé au niveau de l'inclinomètre s'estompe assez rapidement après quelques centaines de mètres. L'inclinomètre semble donc sensible aux variations de pressions locales. Les meilleurs modèles sont d'ailleurs ceux pour lesquels la contribution au tilt provient d'une zone proche autour de l'inclinomètre.

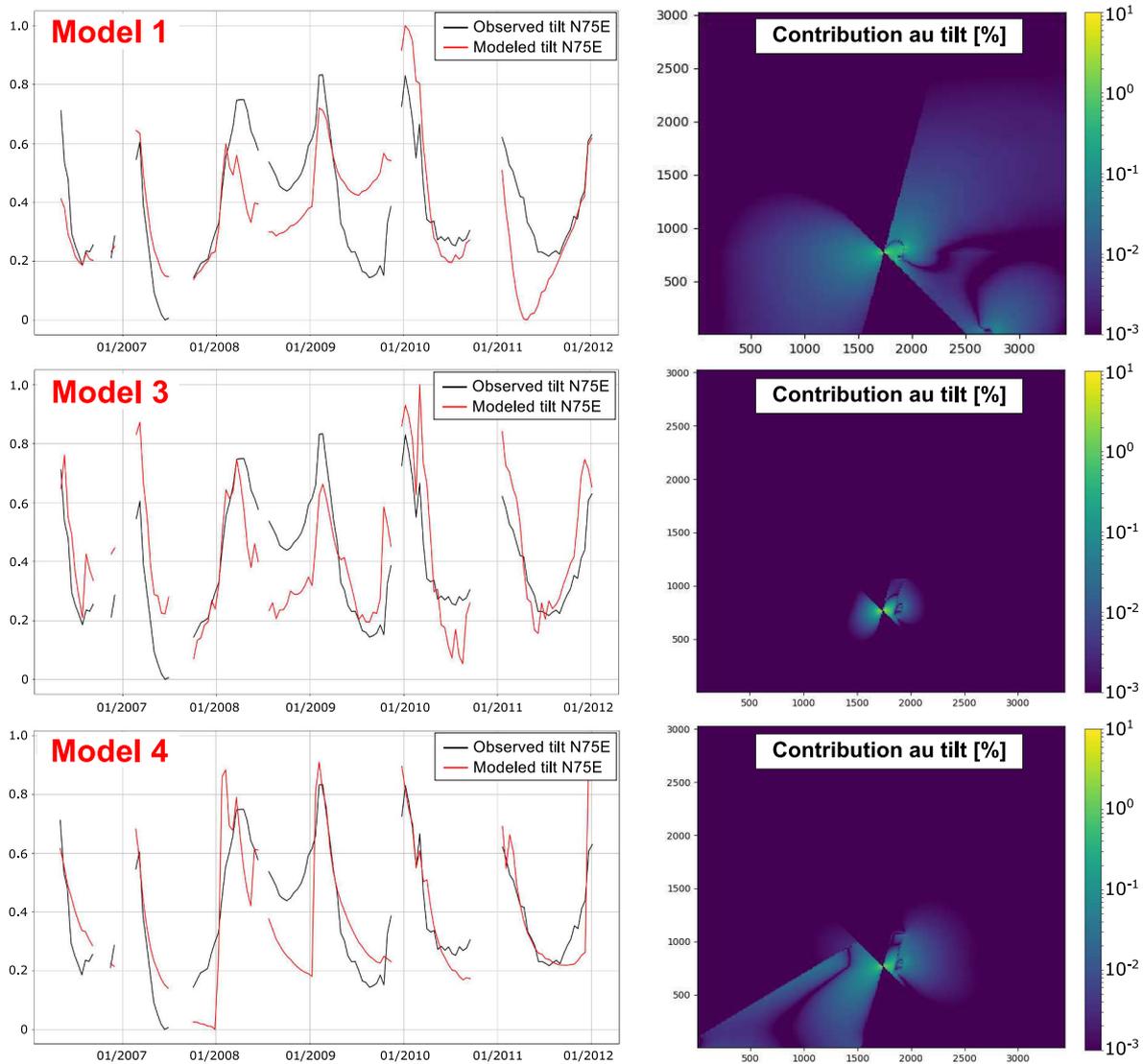


FIGURE 6.9 – Représentation des meilleures simulations hydromécaniques obtenues par rapport au tilt N75E normalisé. Le modèle n°1 est le modèle homogène, le n°3 est le modèle avec une zone moins perméable délimitée selon les données géophysiques et le n°4 celui où l'on considère que l'emmagasinement aussi peut varier. À gauche : comparaison entre le tilt mesuré dans la direction N75E et celui modélisé. À droite : contribution de chaque point du modèle au tilt N75E modélisé au niveau de l'inclinomètre, à un instant donné.

Sensibilité aux paramètres

Il est difficile d'évaluer le contenu informatif des données en terme de paramètres au vu de la qualité de la restitution du tilt N75E par les modèles. En effet, le critère minimal (RMS divisé par l'écart-type des observations) ne descend pas sous 0,6. Il est la plupart du temps compris

entre 1 et 0,7 montrant une faible sensibilité aux paramètres. Il y a donc beaucoup de modèles peu discriminant entre eux. Nous allons synthétiser plus précisément les résultats pour chaque paramètre.

Le cas de la transmissivité est assez intéressant, on remarque que pour le modèle homogène, les meilleurs résultats sont obtenus pour des valeurs comprises entre $5 \cdot 10^{-3}$ et $3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ alors qu'elles sont comprises entre $1 \cdot 10^{-3}$ et $7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les modèles hétérogènes n°2 et n°3. Pour ces mêmes modèles hétérogènes, le ratio entre la transmissivité du modèle et celle de la zone moins perméable est très peu contraint.

Le coefficient d'emmagasinement a lui aussi une influence différente entre le modèle homogène et les autres. Dans le cas n°1, il est clair que les meilleurs résultats sont conditionnés par un coefficient compris entre 0,05 et 0,1. Pour les modèles hétérogènes (n°2, 3 et 4), la seule condition est qu'il soit supérieur à $3 \cdot 10^{-4}$ sauf pour le modèle n°4 (*en haut* sur la figure 6.10).

Dans le cas du modèle homogène (n°1), la diffusivité (ratio de la transmissivité sur l'emmagasinement) est particulièrement bien contrainte. Le critère minimal pour chaque valeur de diffusivité testée montre effectivement un minimum bien marqué entre 1 et $4 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. En revanche, le critère minimal se montre moins sensible pour les modèles n°2 et n°3 où l'on peut dire que la diffusivité optimale varie entre $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et $2 \cdot 10^1 \text{ m}^2/\text{s}$. Pour le modèle n°4, cette diffusivité est aussi moins contrainte, les meilleurs critères sont obtenus à partir d'une valeur de $4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Dans ces différents cas, l'impact des paramètres est peu sensible au modèle mécanique utilisé (Boussinesq ou Mogi).

On discutera de la complémentarité avec la piézométrie dans quelques paragraphes malgré les faibles contraintes apparentes sur les paramètres. En effet, les paramètres sont faiblement contraints car le critère minimal dépend peu de chaque valeur testée pour les différents paramètres. La raison est aussi que les meilleurs modèles ne produisent pas des résultats aussi bon que souhaités. En effet, le critère n'est jamais inférieur à 0,6 contrairement à la piézométrie où il valait régulièrement 0,4.

Par conséquent, il reste encore des points à approfondir soit au niveau du modèle hydrogéologique (structure hydrogéologique, modèle de recharge,...) soit au niveau du modèle mécanique (modèle plus complexe). Faut-il développer plus le modèle mécanique ou s'attacher à mieux décrire le milieu? On peut se demander par exemple si chaque zone contribue de la même façon au tilt. Il est envisageable que l'aquifère ne soit pas confiné au niveau de la butte de granite, par conséquent la zone autour de l'inclinomètre ne contribuerait alors pas à la déformation.

Une contrainte sur la diffusivité du milieu

On note une contrainte importante sur la diffusivité de la zone peu perméable du modèle n°4. Pour le modèle de Mogi, le minimum est centré sur une valeur de $3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Pour le modèle de Boussinesq, il est centré sur une valeur de $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Le ratio entre la diffusivité du modèle et celle de la zone peu perméable est également assez bien contraint (*en bas* sur la figure 6.10). Cela renvoie aux mêmes conclusions que Schuite et al. [2017]. Par un modèle hydromécanique du site de Ploemeur à pas horaire, les auteurs de l'étude ont également montré que le tilt était très sensible aux contrastes dans les propriétés du sol. Parmi toutes les combinaisons de paramètres testées, ce ratio évolue sur une grande plage de valeur entre 10^{-2} et 10^6 . Pour les faibles valeurs, le critère est très élevé et diminue fortement jusqu'à ce que le ratio vaille 10^1 environ, puis il stagne jusqu'à 10^3 avant de remonter doucement. Le ratio des diffusivités entre les deux zones est un des paramètres les plus importants de ce modèle. Il semble donc que la zone moins perméable dans laquelle l'inclinomètre est implantée soit environ 100 à 1000 fois moins diffusive que le reste du domaine.

Les résultats du modèle numéro 4 sont donc encourageants car le tilt N75E y est plutôt bien

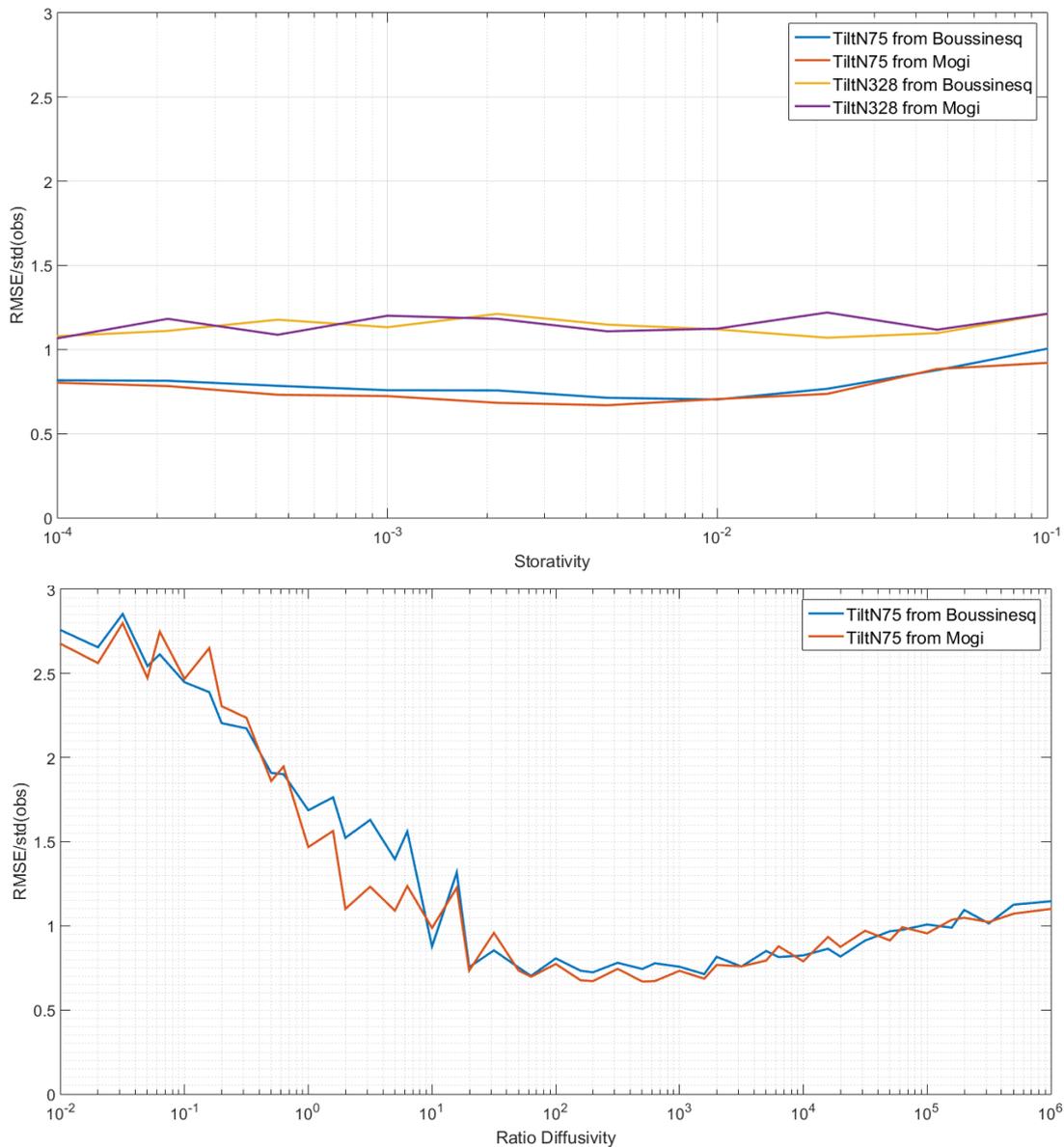


FIGURE 6.10 – Évolution du critère minimal en fonction de certains paramètres du modèle n°4. **En haut :** impact du coefficient d'emmagasinement de la partie la plus perméable du modèle. **En bas :** impact du ratio entre la diffusivité de la partie la plus perméable du modèle et celle de la zone moins perméable.

représenté (le meilleur critère vaut 0,6) malgré un espace des paramètres faiblement échantillonné (seulement 5 ou 10 valeurs testées pour chaque paramètre). L'amélioration semble venir de la différence de diffusivité entre les deux zones quelle que soit la forme exacte de l'hétérogénéité.

6.4 Conclusion sur le contenu informatif des mesures de déformation

6.4.1 Synthèse sur le contenu informatif des mesures de déformation

Apports des données GPS

Dans notre approche, les déformations verticales enregistrées par le GPS indiquent directement le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère au droit de la station. Ce qui n'empêche pas l'aquifère d'être plus complexe qu'une simple couche confinée très transmissive. C'est à dire que

la mesure de surface intègre la totalité des déformations verticales produites par les variations de charges hydrauliques éventuellement dans différents compartiments, ou à travers un réseau de fractures. Notre approche est assez simple et se base sur le fait que des mesures piézométriques sont disponibles et peuvent être corrélées aux déformations.

Les résultats montrent que le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère est de l'ordre de 10^{-3} confirmant son caractère confiné (valeur trop basse pour être une porosité). Pourtant, l'inversion du modèle hydrogéologique basée sur la piézométrie converge très nettement vers un emmagasinement d'environ $5 \cdot 10^{-2}$ (valeur trop haute pour un aquifère confiné). D'après ce résultat, l'aquifère n'est donc pas confiné car cela impliquerait un emmagasinement élevé (de l'ordre d'une porosité) et des déformations trop importantes, ce que n'indique pas nos mesures GPS.

Une solution pour accorder ces deux constatations consiste à considérer que l'aquifère est globalement non confiné mais qu'une faible part de sa capacité de stockage est assurée par la déformation des roches. Dans ce cas, on peut écrire le coefficient d'emmagasinement ("storativity" en anglais) de l'aquifère de la façon suivante :

$$S = S_y + S_s \times E \quad (6.9)$$

où S_y est l'emmagasinement ou la porosité de drainage de la partie libre de l'aquifère ("specific yield"), S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique de l'aquifère ("specific storage") [L^{-1}] et E est l'épaisseur de l'aquifère. C'est donc la porosité qui permet principalement le stockage et le déstockage de l'eau dans le temps, le deuxième terme étant négligeable devant le premier.

Sur Ploemeur, des observations complémentaires fournissent une vision différente. À l'échelle de quelques jours, le coefficient d'emmagasinement semble faible et l'aquifère essentiellement confiné. La modélisation hydrogéologique montre alors que ces observations peuvent être interprétées par un fonctionnement à deux compartiments. Dans une optique de parcimonie, un modèle à deux couches parallèles et homogènes a été utilisé. D'après les simulations de ce modèle, les déformations et le comportement piézométrique modélisés avec une seule couche sont obtenus assez facilement en considérant un compartiment supérieur libre peu transmissif et un compartiment inférieur confiné très transmissif. À l'échelle saisonnière et plus, la transmissivité du système est égale à celle du compartiment confiné. L'emmagasinement est quant à lui égal à la porosité du compartiment supérieur. À l'échelle journalière, le comportement est plus complexe et les propriétés des deux compartiments entrent en ligne de compte.

Les mesures de déformation par GPS apportent donc une information plus précise sur le fonctionnement hydrogéologique. Ces données précisent les capacités de stockage de l'aquifère mais aussi, par complémentarité avec la piézométrie, sa diffusivité. Combinées à d'autres observations et à l'aide d'un modèle, ces mesures se montrent sensibles aux structures d'écoulements souterrains.

Apports des données inclinométriques

Pour l'inclinométrie, la simple comparaison avec les données piézométriques ne suffit pas à informer sur les propriétés du système contrairement aux déformations verticales par GPS. Un modèle hydromécanique a été implémenté pour tenter de restituer les mesures. Ce modèle très simple, avec ou sans l'ajout de structures géologiques qui restent encore très basiques, se montre capable de reproduire grossièrement les mesures dans une direction. Si on considère l'inaccessibilité du milieu confiné, l'apport conjugué de l'instrument et du modèle est important. Sans recours à la piézométrie, cette étude montre une sensibilité à distance aux principales structures d'écoulement. Au vu de l'hétérogénéité du site, il reste difficile d'expliquer de façon satisfaisante toutes les observations et surtout d'évaluer la sensibilité aux paramètres hydrodynamiques, au même titre que la piézométrie. Néanmoins, l'exploration de l'espace des paramètres informe en particulier sur la diffusivité du milieu. De plus, l'ajout d'une zone moins perméable à l'inversion montre la capacité à intégrer une information plus fine sur l'hétérogénéité.

Pour le dernier modèle utilisé (n°4), une exploration plus fine de l'espace des paramètres a été effectuée sur une gamme réduite mais centrée sur les paramètres optimaux qui semblaient se dessiner lors de la première exploration. On relève une légère meilleure représentation du tilt N75E (figure 6.11) mais le critère reste assez élevé (0,65). D'autres fonctions objectifs pourraient être envisagées pour comparer différemment les modèles et les observations (ce qui pose à nouveau la question : quel est le meilleur modèle?). L'objectif serait alors de caractériser la restitution de certains comportements en particulier. Ici, la RMS utilisée donne un poids important aux grands écarts entre le modèle et les observations, ce qui n'est pas forcément le plus judicieux pour comparer le tilt car on sait que certaines périodes risquent d'être mal représentées. Ces périodes auraient alors un poids trop important notamment si elles ne sont pas pertinentes. Il en résulterait une mauvaise représentation des autres périodes. La corrélation entre le modèle et les données a par exemple aussi été utilisée. Elle donne des résultats assez similaires à ceux obtenus avec la RMS en fonction de la structure du modèle. Une approche alternative pourrait consister à donner plus de poids aux périodes bien modélisées et chercher ensuite à comprendre celles qui le sont moins.

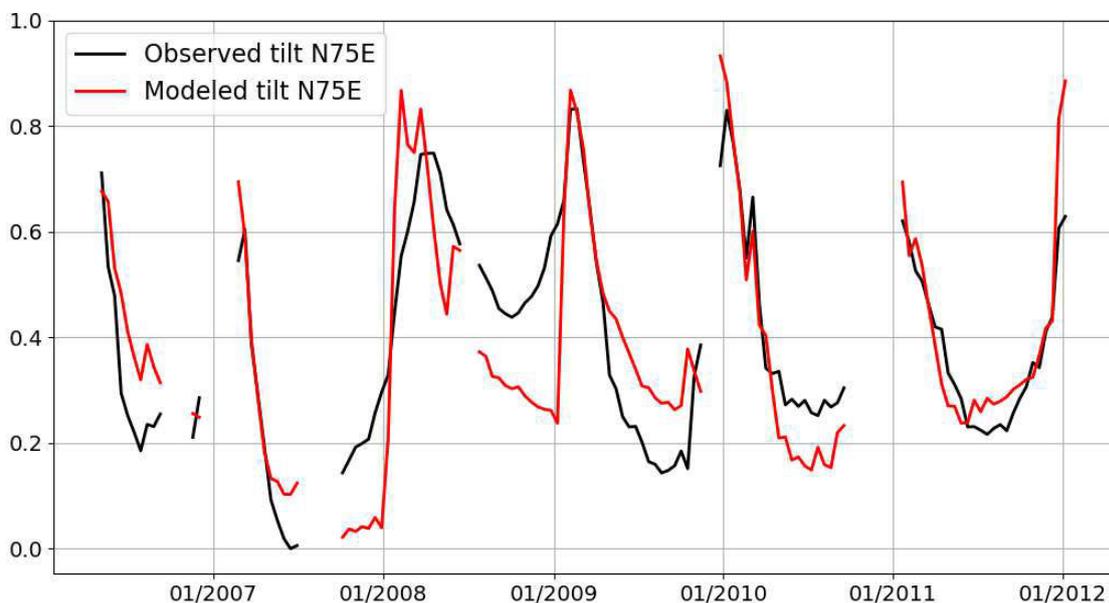


FIGURE 6.11 – La meilleure représentation du tilt N75E normalisé. L'écart entre le modèle et les mesures donne un critère de 0,65 (RMS normalisée).

En revanche, la modélisation de l'inclinaison dans la direction N328E est loin de caler sur les données observées. L'évolution de l'inclinaison dans cette direction reste un mystère. Alors que les tendances du tilt mesuré sont parfois en accord avec le modèle, elles se révèlent opposées durant d'autres périodes. Cependant, nous avons remarqué ces phénomènes d'inversion, qui peuvent s'apparenter à un "déphasage", lors de tests sur le tilt N75E. En effet, dans certains cas les jeux de paramètres choisis aboutissaient à un tilt modélisé s'opposant aux mesures sur toute la chronique, mais pas uniquement sur certaines périodes comme c'est le cas dans la direction N328E.

Les causes possibles de cette différence avec les observations dans la direction N75E sont les suivantes. D'abord, les gradients et les flux hydrogéologiques dans la direction N75E sont beaucoup plus marqués que dans la direction N328E (si on se situe au niveau de l'inclinomètre). Simplement car la direction N75E pointe vers le pompage situé à quelques centaines de mètres. Dans cette direction, il n'est donc pas difficile de bien représenter les tendances du gradient piézométrique. On peut en effet supposer qu'à cette distance du pompage les gradients soient toujours orientés dans la direction du pompage qui est à peu près la même que celle de l'inclinomètre. La direction N328E est quant à elle perpendiculaire à l'écoulement principal. Par conséquent, l'orientation des gradients dans cette direction est plus variable en fonction des saisons et du taux de

pompage imposé. La représentation des gradients dans cette direction est plus difficile à représenter car elle n'a pas beaucoup d'intérêt pour le modèle hydrogéologique dont on a déjà mentionné l'incapacité à bien représenter les flux dans l'espace. Un autre point est la taille de l'instrument. Pour rappel, l'inclinomètre longue-base N75E mesure 32,8 m alors que l'inclinomètre N328E ne mesure que 7,75 m. Il est envisageable que l'inclinomètre N328E soit donc plus sensible à des processus locaux d'autant plus difficiles à modéliser.

6.4.2 Complémentarité avec la piézométrie

La déformation de surface apporte donc des informations différentes de la piézométrie. Elle permet d'évaluer le comportement de la partie confinée de l'aquifère. Pour étudier la complémentarité entre les données piézométriques et inclinométriques, une inversion conjointe a été effectuée à travers le modèle n°4. Pour rappel, il s'agit du modèle présentant une zone de perméabilité et d'emmagasinement différents au sud-ouest des pompages. Nous avons calculé l'évolution du critère minimal en fonction des paramètres en terme de piézométrie, de tilt et des deux combinés (moyenne des critères). Le critère sur la piézométrie est alors défini comme la moyenne des critères sur les variations temporelles pour chaque piézomètre.

Il apparaît que la qualité de restitution du modèle se réduit puisque les critères moyens les plus bas passent à 0,7. La principale contrainte complémentaire qui se dégage porte sur le coefficient d'emmagasinement de la partie moins perméable (figure 6.12). Le ratio entre les diffusivités des deux zones est également un peu mieux contraint (entre 10 et 100). Pour les autres paramètres, la combinaison des deux types d'observation dégrade la contrainte dans un sens et l'améliore dans l'autre. Par exemple, le coefficient d'emmagasinement est très bien contraint par la piézométrie mais l'est moins et ne converge pas vers la même valeur pour le tilt. La combinaison des deux donne donc une réplique de la courbe obtenue pour la piézométrie.

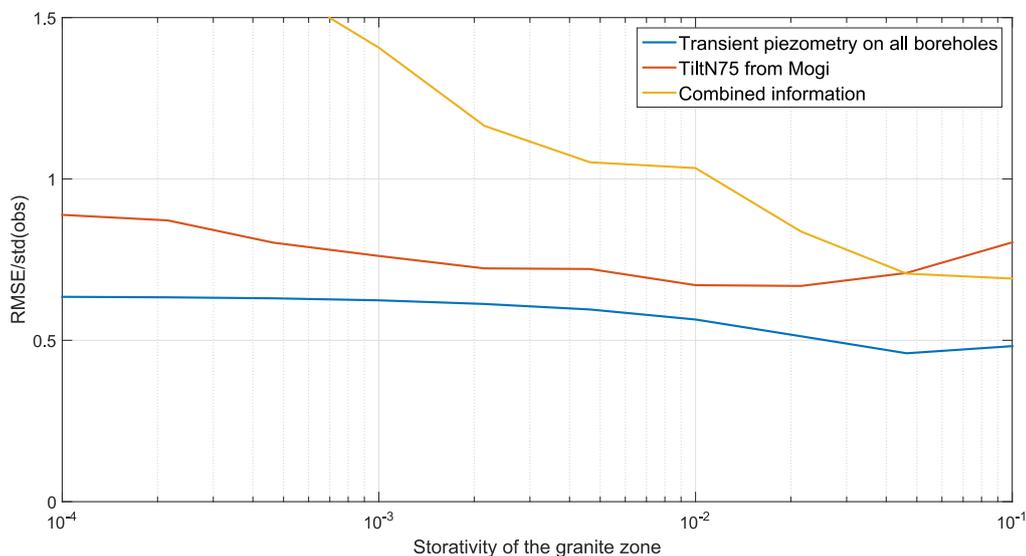


FIGURE 6.12 – Évolution du critère minimal en fonction du coefficient d'emmagasinement de la zone moins perméable et du type d'observation.

6.4.3 Discussion

On rappelle donc que la mesure de la déformation en surface est pertinente si l'aquifère étudié présente un caractère confiné. Les données GPS peuvent être utilisées à différentes échelles pour venir compléter la compréhension des milieux. Les différents modèles présentés ont permis de déterminer l'intérêt et les limites des mesures inclinométriques.

Les informations apportées ici portent principalement sur la structure du système avec la définition de deux réservoirs par le GPS et celle d'une zone moins perméable par l'inclinomètre. Dans les deux cas, les mesures de déformation ont permis de discrétiser le modèle homogène de base et donc d'améliorer notre compréhension du site. On peut néanmoins dire que tous les comportements observés ne sont pas encore compris et que des études complémentaires seront nécessaires.

Pour le GPS, seule une comparaison entre les données de déformation et de piézométrie a été effectuée en analysant la corrélation entre les deux signaux. On pourrait envisager une modélisation hydromécanique pour mieux interpréter les comportements temporels et éventuellement pour étudier les déformations horizontales enregistrées par le GPS. À l'image de l'inversion effectuée sur les données inclinométriques, il serait intéressant d'évaluer le contenu informatif des données GPS dans les modèles sans avoir recours aux données piézométriques.

Pour l'inclinométrie, l'ajout du modèle mécanique complexifie en théorie le problème. Dans notre cas, afin de réduire le problème d'inversion nous avons opté pour des modèles mécaniques simples qui impliquent des hypothèses assez fortes. Il a suffi de normaliser le tilt pour s'affranchir des paramètres mécaniques tout en ajoutant des contraintes sur les paramètres hydrodynamiques. Cependant, de nouveaux paramètres ont dû être ajoutés par la suite avec la prise en compte d'une structure moins perméable dans le modèle. Le modèle restitue en partie les données inclinométriques à l'échelle saisonnière, ce qui constitue une grande nouveauté. Malgré la complexité apparente des processus hydromécaniques en jeu, un modèle assez simple a permis d'expliquer les observations. À travers la calibration du modèle hydrogéologique sur les mesures d'inclinométrie c'est une information sur la recharge du système qui est aussi apportée.

Chapitre 7

Intégration d'un modèle de transport de soluté

Sommaire

| | |
|--|------------|
| 7.1 Démarche | 174 |
| 7.1.1 Démarche | 174 |
| 7.1.2 Conceptualisation du problème de transport | 174 |
| 7.2 Modélisation des concentrations en CFC | 176 |
| 7.2.1 Inversion du modèle homogène | 176 |
| 7.2.2 Autres facteurs contrôlant les concentrations en CFC | 178 |
| 7.3 Modélisation du pôle chimique correspondant au puits F9 | 180 |
| 7.3.1 Inversion du modèle homogène | 180 |
| 7.4 Conclusion sur le contenu informatif de chimie de l'eau | 182 |

7.1 Démarche

À l'issue des chapitres précédents, les différents observables ont permis de dresser le cadre physique du modèle. Néanmoins, certaines limites apparaissent dues à l'hétérogénéité des milieux aquifères. La variabilité spatiale des paramètres est déterminante pour bien représenter les flux au sein du système. Ici, nous intégrons un modèle de transport au modèle de flux utilisé précédemment. Des résultats préliminaires sur la modélisation des concentrations en éléments chimiques sont présentés.

7.1.1 Démarche

La chimie de l'eau souterraine est très révélatrice de l'origine et des chemins d'écoulements de l'eau, mais également de son temps de résidence dans les aquifères. L'eau porte en elle la signature de différents processus. Sa composition chimique est relevée localement dans des forages ou généralement à l'exutoire des bassins versants. Pour des questions de coûts, ces mesures ne sont généralement pas faites à des pas de temps très fins. Les mesures en rivières sont plus intégratrices étant donné qu'elles sont des zones de convergence des eaux souterraines.

La modélisation du transport de solutés demande un modèle de flux que seuls les autres observables nous ont pour l'instant permis de paramétriser. Néanmoins, nous avons vu qu'il subsiste de nombreuses lacunes pour la modélisation des aquifères hétérogènes à partir de la piézométrie, du débit de rivière et de la déformation. Nous proposons donc ici d'étudier le contenu informatif potentiel de données géochimiques à partir du même modèle numérique utilisé précédemment. Ces données pouvant fournir des contraintes supplémentaires sur l'estimation des paramètres physiques de notre modèle. Nous proposons dans le même temps d'évaluer l'aptitude du modèle à restituer ce type d'observables à partir des informations précédentes.

Dans cette partie, nous proposons donc d'étudier le contenu informatif de la chimie de l'eau dans les forages de Ploemeur. Ces forages ont fait l'objet d'un suivi manuel des concentrations en différents éléments depuis la mise en pompage, à un pas de temps plus ou moins régulier. Le contenu informatif des mesures des concentrations en CFC dans le puits de pompage a déjà été exploré par Leray et al. [2014] (voir Chapitre 2, section "Un site hydrogéologique en contexte hétérogène"). Cette étude, basée sur un modèle hydrogéologique prenant en compte les principales structures géologiques connues, révèle la sensibilité de cet observable au volume de l'aquifère (l'épaisseur pondérée par la porosité) et à sa structure interne. Le contenu explicatif des données géochimiques n'est pas encore complètement déterminé au regard des incertitudes de mesures et du mélange des eaux dans le milieu souterrain. Nous proposons d'étudier l'intérêt pour les modèles d'intégrer la variabilité spatiale et temporelle des mesures géochimiques.

Nous proposons deux approches basées sur le site de Ploemeur. Dans un premier temps, le modèle homogène est mis à l'épreuve des données de concentrations en CFC enregistrées dans les forages de Ploemeur. Ensuite, nous testerons l'aptitude du modèle à pouvoir expliquer physiquement les contributions des différents réservoirs chimiques au débit de pompage calculées par Roques et al. [2018] (figure 2.11).

7.1.2 Conceptualisation du problème de transport

Contexte

En première approche, les espèces chimiques à étudier sont celles qui ne réagissent pas durant leur transport dans le milieu souterrain. On parle dans ce cas de traceur conservatif. Notre démarche se base sur des traceurs environnementaux issus des pluies, des sols ou des roches. Le volume entrant est ainsi moins contrôlé que lors d'un test de traçage. L'échelle d'investigation est

plus grande et le problème d'inversion peut justement permettre de déterminer les conditions limites du système en plus de ses propriétés.

En réalité, les traceurs naturels conservatifs ne sont pas simplement transportés par les écoulements souterrains. Ils interagissent plus ou moins avec la roche et se dispersent voire se diffusent dans l'aquifère. La prise en compte de ces processus, si elle est nécessaire, augmente la complexité du modèle par l'ajout de paramètres difficilement quantifiables.

Les concentrations en gaz CFC sur Ploemeur

Le cadre conceptuel est bien défini pour la modélisation des concentrations en gaz CFC dans l'aquifère de Ploemeur. L'évolution de la concentration en CFC dans l'aquifère de Ploemeur a été modélisée à partir de MT3DMS et du modèle ModFlow précédemment implémenté pour représenter la piézométrie. Il suffit alors d'attribuer une certaine concentration à la recharge en fonction du temps (données présentées sur la figure 2.5) et de relever les concentrations modélisées au niveau des forages d'observation. Les mesures de CFC dans les forages sont présentées dans le chapitre de présentation des sites d'études.

Évolution des différents pôles chimiques dans le puits de pompage

Une autre approche possible est d'utiliser la contribution de chaque compartiment géochimique (ou géologique) au puits de pompage. À partir du suivi temporel de différentes espèces chimiques dans le puits de pompage et les puits d'observation, Roques et al. [2018] démontrent qu'on peut statistiquement séparer l'eau pompée en trois composantes (figure 2.11). Ces trois composantes portent chacune leur propre signature chimique et sont associées à des réservoirs conceptuels différents.

D'après leur analyse en composante principale (ACP), les réservoirs sont caractérisés chacun par un puits d'observation : le puits F9 (à 500 m à l'ouest du pompage et d'une profondeur de 100 m, il traverse du granite) qui contient des eaux jeunes à circulation peu profonde ; le puits F38 (proche du pompage, d'une profondeur de 150 m, il intersecte la zone transmissive) qui caractérise des eaux vieilles et profondes ; et le puits MF1 (34 m de profondeur et représentatif de la zone altérée, il intersecte tout de même une zone fracturée) qui caractérise un réservoir de surface peu profond. Le tracé des contributions au puits de pompage montre une évolution dans le temps plutôt cohérente avec notre vision du système (figure 2.11). En sollicitant le milieu, le pompage allonge les lignes de flux et par conséquent récupère progressivement des eaux lointaines jusqu'à atteindre un état d'équilibre pour le système. La contribution des eaux portant la signature de F9 était d'environ 100 % en 1991 au lancement du pompage. Cette contribution a diminué progressivement suivant une exponentielle jusqu'à atteindre une trentaine de pourcents. Dans le même temps, la part d'eaux dites profondes est passée de 0 à 60 % du fait de la sollicitation d'eaux plus lointaines induites par le pompage vraisemblablement. Par sa demande importante, celui-ci imposerait des boucles de circulation plus grandes. Enfin, la signature des eaux du réservoir de surface est, elle, passée de 0 à environ 10 %. Ces analyses sont donc très quantitatives, elles fournissent une information sur le mélange des eaux souterraines et la contribution de trois réservoirs conceptuels au débit de pompage. Une façon de valider et exploiter cette approche serait l'implémentation d'un modèle d'écoulement et de transport souterrain en définissant au préalable les différents pôles associés à chaque forage. La contribution de ces pôles au débit pompé pourrait alors être comparée aux mesures.

Cette deuxième approche permet de s'affranchir un peu plus de l'aspect localisé et éventuellement peu intégrateur des mesures dans les forages. Cependant, elle contient une difficulté dans la conceptualisation des pôles chimiques à définir pour le modèle numérique. Une première idée serait de considérer un modèle à deux couches et de leur attribuer à chacune une signature. Dans

ce cas, toute l'eau de la couche inférieure aurait nécessairement une concentration égale à celle de la première étant donnée qu'elle s'infiltrerait à travers cette couche. De même, toute l'eau pompée dans la couche inférieure aurait nécessairement la signature de cette même couche. De plus, les données présentées représentent trois réservoirs, et la définition de ces deux couches pourrait sembler arbitraire. Une autre idée serait de quantifier l'évolution de l'eau pompée provenant de l'ancien bassin versant hydrogéologique (avant pompage) au droit du pompage, cette zone correspondrait alors au réservoir représenté par le puits F9. Dans ce cas de figure, le bassin versant naturel est peu identifiable et il est difficile de fixer ses limites amont et aval, d'autant plus que le bassin versant hydrogéologique dépend des paramètres hydrodynamiques du modèle. Pour pallier à ce problème, nous allons principalement nous intéresser à la réponse temporelle du système mesurée au niveau du pompage. L'objectif est ainsi d'étudier la sensibilité du temps de réponse observé sur la figure 2.11 aux paramètres du modèle et à la structure des réservoirs géochimiques.

7.2 Modélisation des concentrations en CFC

7.2.1 Inversion du modèle homogène

Configuration du modèle

La simulation s'étend de 1940 à 2015 au pas annuel. Par manque de données, le taux de recharge de 1940 à 1991 est considéré constant et égal à 270 mm/an jusqu'en 1991. Ce taux est ensuite calculé par notre modèle de recharge de 1991 à 2015. Enfin, le débit de pompage est nul jusqu'en 1991 puis il est ramené à sa valeur annuelle pour chaque période. Le modèle hydrogéologique pour modéliser les concentrations en CFC est le modèle homogène à une couche déjà présenté. Il contient trois paramètres : la transmissivité et l'emmagasinement, auxquels il faut ajouter la porosité. Comme l'aquifère est confiné, seul le produit de la porosité et de l'épaisseur, c'est à dire le volume d'eau contenu dans l'aquifère, contrôle la vitesse d'écoulement. Ainsi, il est redondant de considérer indépendamment chacun des deux paramètres. Le véritable paramètre contrôlant l'âge de l'eau est la "lame d'eau" ou le volume de l'aquifère [Leray et al., 2014, 2012]. Un exemple de résultat est proposé sur la figure 7.1. En 1990, les concentrations en CFC113 sont d'environ 70 pptv dans l'atmosphère et d'environ 18 pptv dans l'aquifère. Malgré la stabilisation des concentrations atmosphériques entre 1990 et 1995, les concentrations modélisées dans l'aquifère continuent d'augmenter et atteignent environ 52 pptv en 2010.

Les concentrations moyennes prédites par le modèle sur la période 2006-2014 sont comparées aux valeurs mesurées dans les forages sélectionnés pour les différents CFC (cf. chapitre de présentation des sites d'étude). Nous proposons maintenant de synthétiser les résultats de l'exploration de l'espace des paramètres.

Résultats de l'exploration de l'espace des paramètres

Le modèle est capable de très bien reproduire les concentrations moyennes en certains CFC. C'est par exemple le cas de la concentration en CFC12 dans les piézomètres MF2, F9, et F34. Pour autant la transmissivité optimale pour obtenir ces résultats est toujours différente selon que l'on considère tel ou tel piézomètre. Cela dépend également du type de CFC sélectionné, y compris pour un même piézomètre. Seule la concentration en CFC113 dans MF2, F19 et F20 est restituée avec une erreur de 0 pptv pour une même gamme de transmissivité comprise entre 1 et 4.10^{-3} m²/s. Pour ces mêmes forages, et toujours le CFC113, l'influence du coefficient d'emmagasinement est faible puisque quelle que soit sa valeur l'erreur minimale est proche de 0 pptv. Pour ce paramètre, l'influence sur l'erreur minimale est en réalité faible pour la plupart des piézomètres et des types de CFC. En effet, l'erreur minimale varie typiquement entre 0 et 2 pptv pour

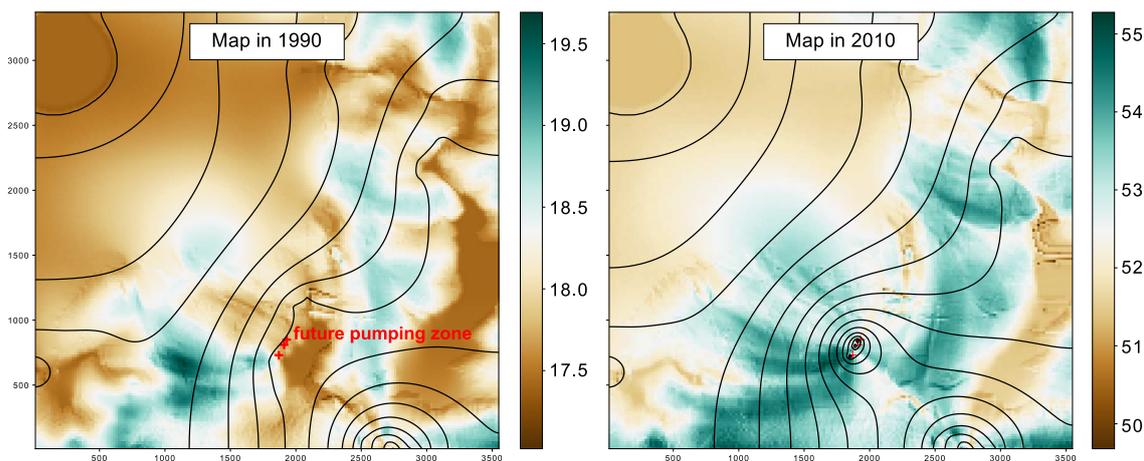


FIGURE 7.1 – Exemple de carte des concentrations obtenues avec le modèle de Ploemeur. Les concentrations en CFC113 sont en pptv; les lignes en noire désignent les isopièzes. Malgré la stabilisation des concentrations dans l'atmosphère au début des années 90, les concentrations modélisées dans l'aquifère continuent d'augmenter entre 1990 et 2010. À noter que les échelles sont différentes.

chaque forage en fonction du coefficient d'emmagasinement, alors qu'elle variait plutôt entre 0 et 10 pptv en fonction de la transmissivité. Comme les transmissivités optimales sont différentes d'un piézomètre à l'autre, les critères englobant plusieurs piézomètres à la fois sont supérieurs à 10 pptv et ne dépendent ni de la transmissivité ni de l'emmagasinement. La diffusivité n'apparaît pas mieux contrainte que ces derniers paramètres. Nos données moyennes en CFC dans les forages ne semblent donc fournir aucune contrainte sur ces paramètres hydrodynamiques.

Résultats sur la porosité

Enfin, les courbes de l'erreur minimale en fonction de la porosité délimitent assez nettement la valeur optimale de ce dernier paramètre (figure 7.2). Pour rappel ces valeurs sont à moduler par l'épaisseur de l'aquifère, ici imposée à 150 m. On relève par exemple pour le CFC12, une valeur de porosité de 0,02 avec le puits F9, de 0,025 avec le puits F34 et de 0,07 avec le puits MF2. Ces valeurs sont différentes pour le CFC113, avec une porosité de 0,015 pour F20, de 0,02 pour F19, de 0,045 pour F34 et de 0,055 pour MF2. Pour le CFC11, elles sont de 0,03 et 0,035 respectivement pour F9 et F20. Il n'y a pourtant pas de raisons au niveau du modèle pour que les valeurs optimales soient différentes en fonction du type de CFC pour des mêmes puits. On peut invoquer le rôle de la forme de la courbe d'entrée (qui est légèrement différent en fonction des CFC), l'incertitude de mesure ou encore l'aspect non conservatif des CFC dans le milieu souterrain. Spatialement, on est tenté de traiter séparément le puits MF2 qui échantillonne principalement la surface (30 m de profondeur) et dont les valeurs de porosité obtenues sont un peu plus élevées. Finalement, ces valeurs restent tout de même assez proches et cohérentes. L'évolution de l'erreur minimale en fonction de la porosité (exemple sur la figure 7.2) montre cependant que le modèle ne peut pas restituer correctement les concentrations au niveau de plusieurs forages en même temps.

D'après Leray et al. [2012], avec un modèle de flux en régime stationnaire, une porosité de 0,035-0,05 permettait de caler l'âge CFC12 au niveau du puits de pompage, en considérant une épaisseur de 200 m. L'ordre de grandeur du produit de la porosité et de l'épaisseur de l'aquifère est donc sensiblement identique malgré une donnée de calibration différente et un taux de recharge moyen sensiblement plus grand (270 contre 200 mm/an). Globalement, on peut conclure que les concentrations moyennes en CFC entre 2006 et 2014 indiquent que la porosité multipliée par l'épaisseur du modèle évolue entre 2 et 11 m selon le puits de calibration, contre 5-10 m d'après Leray et al. [2012]. En considérant que la surface de l'aquifère vaut le débit de pompage moyen di-

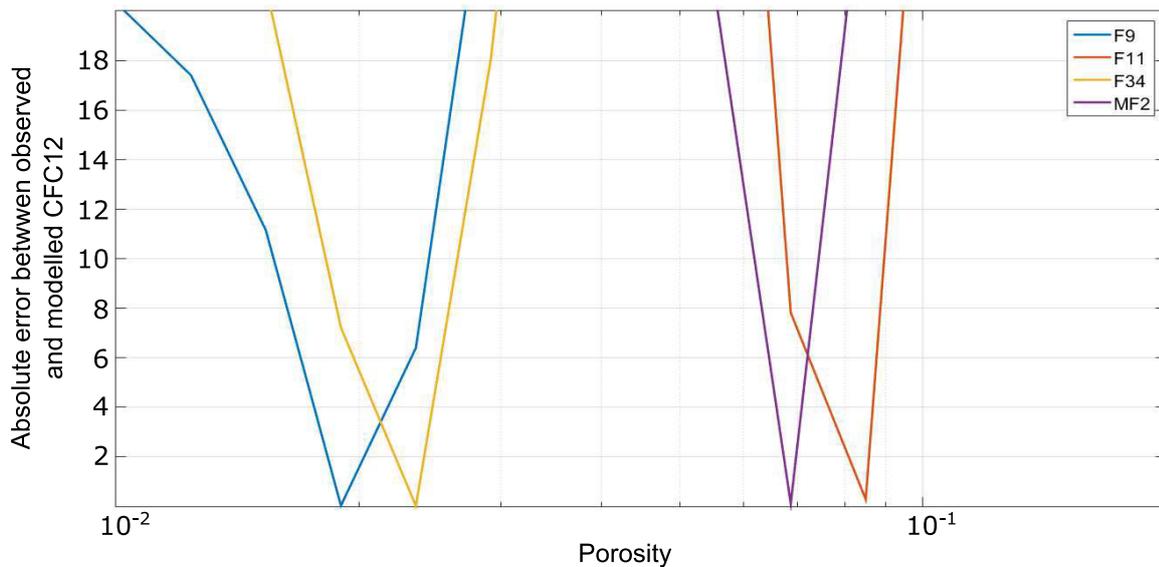


FIGURE 7.2 – Erreur minimale du modèle de transport des CFC12 en fonction de la porosité du modèle homogène. C'est en fait le paramètre "porosité fois épaisseur" de l'aquifère qui est important, une épaisseur de 150 m est ici considérée.

visé par un taux de recharge de 270 mm/an, le volume impliqué serait donc d'environ 7,5-41 Mm³.

On peut s'interroger sur la signification de ces résultats. Les différences entre les piézomètres sont-elles dues au fait qu'ils échantillonnent des compartiments différents? Comment s'affranchir ou exploiter la variabilité spatiale des concentrations en CFC? Est-ce que les piézomètres échantillonnés sont représentatifs et permettent d'en tirer des paramètres pertinents? Nous proposons deux autres structures de modèles pour apporter des éléments de réponse.

7.2.2 Autres facteurs contrôlant les concentrations en CFC

Modèle hétérogène

D'autres modèles conceptuels sont possibles. À titre d'exemple, un modèle avec une distribution hétérogène aléatoire de la perméabilité a été implémenté. L'objectif est d'étudier dans quelle mesure les structures souterraines peuvent influencer la variabilité spatiale et temporelle des concentrations afin d'adopter la meilleure approche. Un exemple de résultat est proposé sur la figure 7.3. Les concentrations au sein de l'aquifère semblent alors plus variables et plus élevées dans les zones moins perméables. Les zones où les concentrations mesurées sont faibles semblent les plus conductrices. En particulier, la chenalisation des écoulements et le mélange dans l'aquifère semblent très complexes. Néanmoins, la variabilité spatiale des propriétés est clairement un facteur clef de la variabilité spatiale des concentrations au sein de l'aquifère.

Modèles à deux couches

Une autre possibilité est de considérer un modèle à deux couches comme celui développé dans la partie consacrée à la mesure des déformations en surface. Le modèle est donc divisé en deux couches parallèles. La première de 40 m d'épaisseur est non-confinée tandis que la seconde, plus transmissive, reste confinée. La figure 7.4, issue du modèle à un instant donné, illustre bien une différence de comportement entre les deux couches mais aussi une variabilité beaucoup plus marquée dans la seconde couche en comparaison au modèle à une couche (voir l'échelle de couleur). La structuration verticale des écoulements associée à la structure des milieux hétérogènes

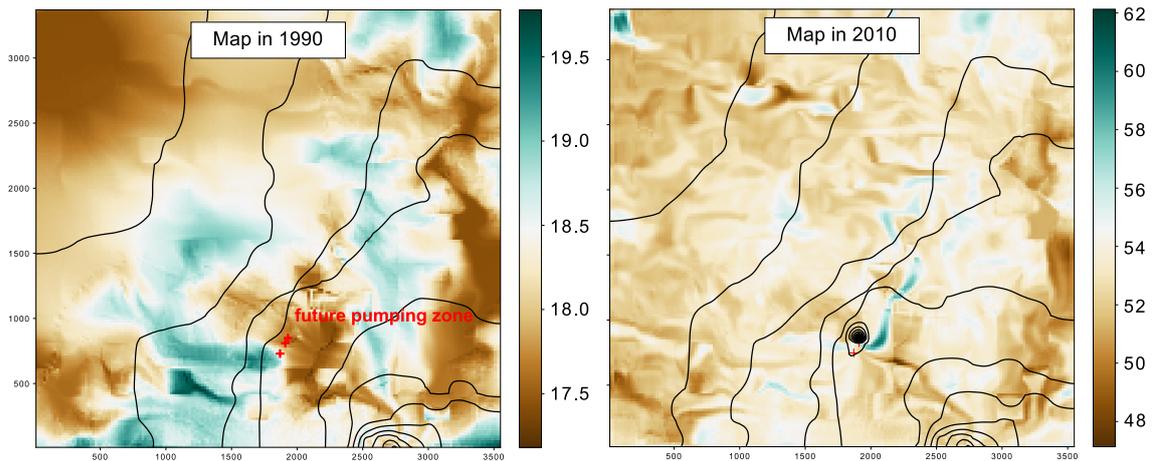


FIGURE 7.3 – Carte des concentrations en CFC obtenues avec un modèle hétérogène. Le logarithme de la perméabilité est défini par une loi normale et sa valeur est constante sur des carrés de 200 m de côté. À noter que les échelles (en pptv) sont différentes.

apparaît donc essentielle. D'après ces deux exemples, la variabilité spatiale est donc un frein majeur de l'utilisation de ces données au sein des modèles. En effet, hormis au droit du pompage qui intègre le comportement général du système, les concentrations moyennes mesurées sont théoriquement peu représentatives dans l'espace.

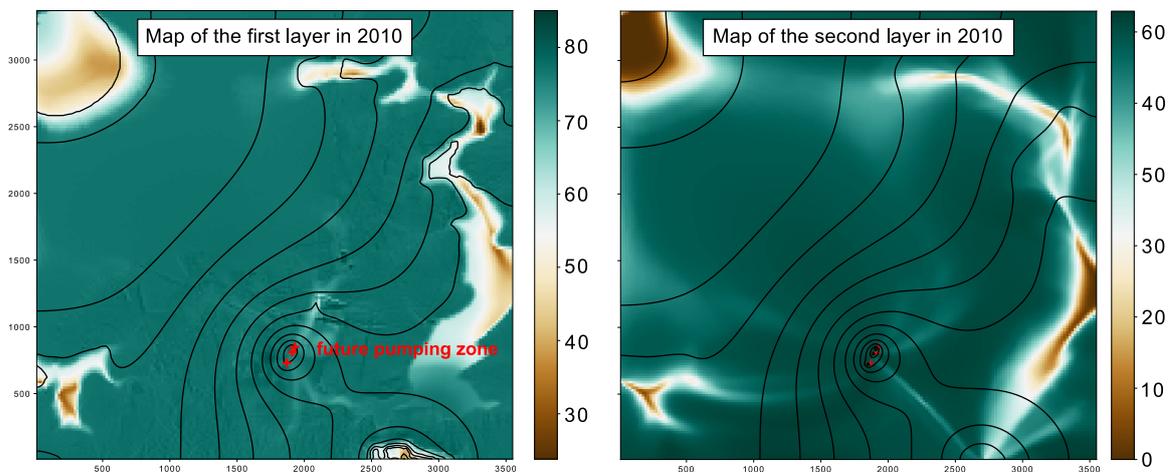


FIGURE 7.4 – Carte des concentrations en CFC obtenues avec un modèle à deux couches, à un instant donné. En comparaison aux cartes précédentes, la gamme de concentrations dans l'aquifère est beaucoup plus importante en particulier dans la couche inférieure. À noter que les échelles (en pptv) sont différentes.

Comportement temporel

Finalement, pour les différents cadres conceptuels, l'évolution temporelle des concentrations modélisées en traceur atmosphérique varie peu quels que soient les puits considérés (figure 7.5). Au vu des mesures, il ne semble pas possible de caractériser une structure spatiale (de la définir pour un modèle physique) à partir des mesures de concentration en CFC. La variabilité spatiale est plutôt mise en relation avec les autres marqueurs géochimiques comme la température, le pH, la conductivité ou d'autres espèces chimiques comme les nitrates. L'évolution temporelle des CFC d'origine atmosphérique est donc possiblement un traceur plus informatif, en particulier les

fluctuations saisonnières, mais elle nécessite un suivi soutenu. On retiendra de ces résultats préliminaires qu'en dépit de la variabilité spatiale, les concentrations moyennes observées apportent une idée de l'ordre de grandeur du volume de l'aquifère.

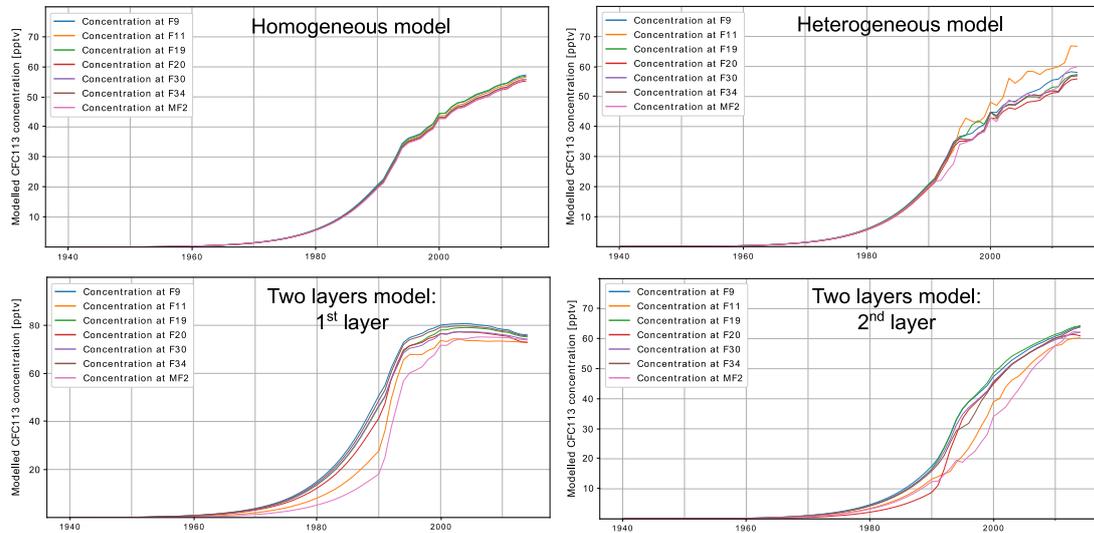


FIGURE 7.5 – Évolution temporelle de la concentration en CFC113 (en pptv) dans les forages pour différents modèles conceptuels, à pas annuel

7.3 Modélisation du pôle chimique correspondant au puits F9

7.3.1 Inversion du modèle homogène

Configuration du modèle homogène

Pour modéliser l'évolution de différents pôles chimiques au puits de pompage, nous avons utilisé le modèle homogène à une couche décrit auparavant. Nous proposons de modéliser l'évolution temporelle de la contribution au débit pompé d'une zone située autour du pompage. L'évolution de cette contribution est ensuite comparée à celle du compartiment géochimique caractérisé par le puits F9. Pour ce faire, la concentration est imposée à une valeur de 1 à l'extérieur d'un carré de taille variable centré sur le pompage comme le montre la figure 7.6. Dans ce carré comprenant la zone de pompage, la concentration est calculée par le modèle. L'approche permet ainsi de mesurer au cours du temps la contribution respective des deux zones au pompage.

Ensuite, l'évolution temporelle de la concentration dans le pompage est comparée à celle du pôle représenté par le puits F9 (figure 2.11). Au vu des problèmes de conceptualisation de ce réservoir, nous ne comparons pas la valeur de la concentration, mais nous nous focalisons sur la corrélation entre notre concentration normalisée et l'évolution de la contribution du pôle F9. Le critère est alors défini par la corrélation entre les données temporelles modélisées et mesurées. C'est donc principalement le temps de réponse du système hydrochimique qui est ciblé.

Une première exploration grossière de l'espace des paramètres a été effectuée sur la transmissivité, l'emmagasinement, la porosité et l'extension latérale de la zone autour du pompage. Elle montre que les paramètres, ainsi que la diffusivité, ne sont pas contraints par notre critère de corrélation. Le critère optimal, c'est à dire la meilleure corrélation entre la concentration modélisée et le pôle chimique F9, est quasiment constant en fonction de chaque paramètre et vaut 0,93.

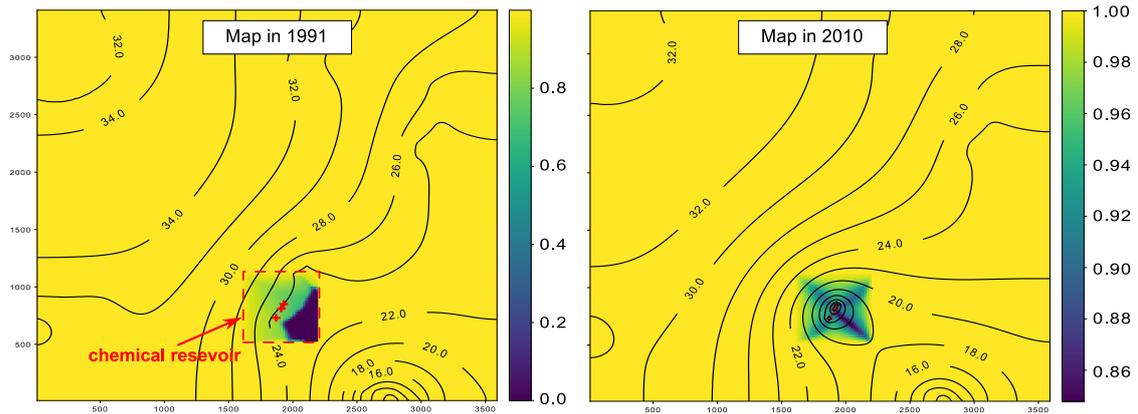


FIGURE 7.6 – Définition d'une zone de concentration imposée sur le modèle de Ploemeur.

Dans une seconde exploration, la transmissivité et l'emmagasinement ont été fixés respectivement à $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,05 (définis par les données piézométriques). L'étude a alors porté plus en détail sur l'impact de la porosité et de l'extension latérale du compartiment autour du puits.

Résultats

D'après cette seconde inversion, il apparaît que la corrélation entre modèle et observations contraint fortement le produit de la porosité et de l'extension latérale du compartiment géochimique (figure 7.7). Pour être plus précis, le volume d'eau du compartiment est contraint, à savoir le produit de la porosité et de l'aire du compartiment multiplié par l'épaisseur de l'aquifère. D'après la figure 7.7 synthétisant les résultats, ce volume d'eau serait compris entre 1,3 et 5,5 Mm^3 . Pour rappel, le volume d'eau en circulation serait de 7,5-41 Mm^3 d'après l'inversion des données en CFC. Malheureusement, il est impossible de déterminer l'extension latérale du compartiment, ce qui aurait permis d'estimer son volume de recharge par les pluies. En revanche, on déduit d'après la figure 2.11 que la contribution de ce réservoir s'est stabilisée à environ 30 % du débit de pompage soit 0,31 M^3/an .

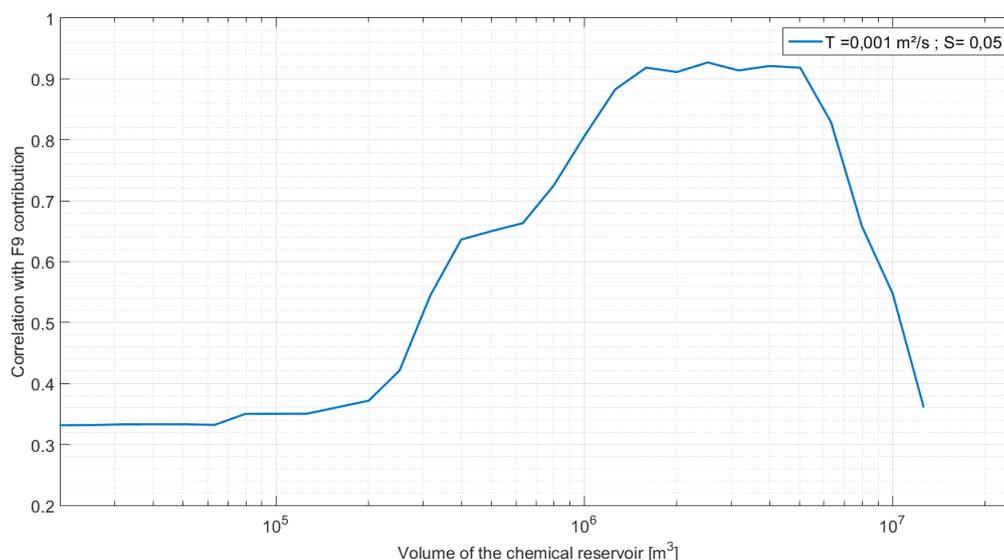


FIGURE 7.7 – Évolution de la corrélation entre les données observées et simulées en fonction du volume du réservoir chimique proche du pompage.

7.4 Conclusion sur le contenu informatif de chimie de l'eau

À travers ces travaux préliminaires, nous avons donc essayé d'explorer le potentiel de la chimie des eaux souterraines pour contraindre la géométrie de l'aquifère. Deux types de données recueillies sur le site exploité de Ploemeur ont été pour cela utilisées. D'autres types de données sont disponibles dans les bassins versants, d'autres traceurs environnementaux, qui peuvent être échantillonnés soit en rivière ou bien dans des forages plus spatialisés.

Nos résultats montrent des contraintes essentiellement sur le volume de l'aquifère à partir des concentrations moyennes en CFC dans les forages de Ploemeur. Dans le cas de la mesure de l'évolution temporelle des pôles chimiques, la méconnaissance de la structure complexe de l'aquifère est très limitante. Seul le volume des pôles chimiques se montre impactant. Peut-être que l'absence de contraintes supplémentaires sur les paramètres hydrodynamiques vient de la condition limite du pompage qui est assez particulière et du manque d'aspect transitoire dans l'approche sur les CFC. En effet, d'après la résolution de l'équation 3.1 en régime stationnaire en considérant un flux imposé en $x = 0$, il est possible d'évaluer la vitesse moyenne de l'eau au sein du système en introduisant la porosité et l'épaisseur de l'aquifère dans l'équation. On s'aperçoit alors que cette vitesse, et donc le temps de transit moyen dans l'aquifère, ne dépend pas de la transmissivité avec une condition limite du type pompage.

Si on suit la méthode développée pour les différents types d'observation, les données géochimiques apportent en théorie des informations sur le volume des aquifères principalement. Leur intégration dans les modèles physiques est délicate mais est donc nécessaire de ce point de vue car aucune autre observation ne nous informera sur ces propriétés de volume. Or, elle sont essentielles dans l'optique d'intégrer des processus de différentes natures dans les modèles, notamment pour modéliser à la fois la quantité et la qualité de l'eau.

À l'échelle pluriannuelle, les mesures géochimiques informent sur des propriétés différentes notamment le volume d'eau disponible et sa vitesse de circulation réelle. On peut aussi supposer que les traceurs atmosphériques contiennent une information sur le taux de recharge si l'on considère le modèle hydrogéologique fixé. Cependant, les modèles hydrochimiques demandent une structure conceptuelle exigeante. À l'image de la piézométrie, les données moyennes sont finalement peu informatives au vu de l'hétérogénéité des sites d'études. Les tests réalisés montrent que l'hétérogénéité des aquifères est un facteur très limitant pour interpréter les mesures géochimiques moyennes dans les forages. Il apparaît nécessaire d'intégrer des données géochimiques transitoires aux modèles. En effet, le comportement temporel semble beaucoup plus intégrateur et pertinent.

Les défis et enjeux de la représentation du transport de soluté sont donc importants. En outre, le contenu explicatif des mesures géochimiques est encore très incertain. Hormis la complexité des échanges bio-géochimiques et éventuellement de la modélisation de processus couplés, les modèles chimiques sont très exigeants sur leur structure physique. Le volume d'eau dans l'aquifère affecte la dilution des eaux de pluies et la porosité joue sur la surface d'échange avec la roche et sur la vitesse de l'eau tout comme les paramètres hydrodynamiques. Les conditions limites sont aussi essentielles puisqu'elles vont conditionner les masses de soluté entrantes et sortantes. Enfin, la représentation des structures géologiques va prendre de l'importance du point de vue de la modélisation mais aussi du point de vue de l'échantillonnage. En ce sens les données géochimiques sont donc très, voire trop, informatives. Enfin, l'ajout du transport de soluté dans les modèles augmente la complexité du problème d'inversion car il augmente le nombre de paramètres. Il n'en est pas moins essentiel.

Chapitre 8

La modélisation hydrologique à grande échelle

Sommaire

| | |
|--|------------|
| 8.1 Introduction | 184 |
| 8.2 Paramètres et structure du modèle hydrogéologique | 184 |
| 8.2.1 L'importance de la topographie | 184 |
| 8.2.2 Données de perméabilités et de porosités | 189 |
| 8.3 Sensibilité du modèle CWATM-ModFlow à la résolution et aux paramètres : comparaison avec les observations | 190 |
| 8.3.1 Test à petite échelle et impact de la résolution | 190 |
| 8.3.2 Comparaison entre simulations et observations sur le bassin du Rhin | 194 |
| 8.3.3 Représentation et rôle des aquifères à travers les échelles | 201 |
| 8.4 Conclusions et perspectives | 206 |
| 8.4.1 Rôle des aquifères dans la variabilité spatiale et temporelle | 206 |
| 8.4.2 Impact de la géologie | 208 |
| 8.4.3 Optimisation du modèle couplé | 209 |
| 8.4.4 Perspectives | 210 |

8.1 Introduction

Le rôle des aquifères est important localement comme on l'a évoqué sur le site de Guidel. Ces systèmes participent au cycle hydrologique en stockant l'eau et en la restituant aux rivières et en partie à l'atmosphère lors de l'évapotranspiration. D'après les travaux sur les sites de Ploemeur et Guidel, l'hétérogénéité des milieux souterrains est très importante pour expliquer la redistribution des flux à cette échelle. Il semble cependant possible de paramétrer cette hétérogénéité à partir de différentes observations permettant de mieux contraindre les modèles.

Ici, nous nous intéressons aux écoulements à une échelle au moins régionale. L'intérêt est d'évaluer à quel point la compréhension acquise à l'échelle locale peut être généralisée. À cette échelle, le couplage des compartiments hydrologiques apparaît encore plus critique. Précédemment, les aquifères étaient modélisés par des systèmes indépendants recevant et restituant de l'eau. Dans cette partie, leur comportement influence l'évapotranspiration et la quantité d'eau qu'ils reçoivent des systèmes de surface. La paramétrisation reste une étape critique. À cette échelle, la connaissance des milieux est moins fine et les observables disponibles sont assez différents. La bonne représentation des aquifères n'en est pas moins nécessaire. En effet, il semble nécessaire de rendre compte de la physique des écoulements souterrains afin de pouvoir évaluer les ressources, d'intégrer des échanges latéraux et de mieux prendre en compte l'impact des niveaux piézométriques sur les échanges entre la surface et la profondeur.

Nous proposons dans ce chapitre de travailler à l'échelle continentale en mettant à contribution le modèle CWATM de l'IASA ainsi que le modèle couplé CWATM-ModFlow développé durant cette thèse. Notre démarche porte dans un premier temps sur un modèle ModFlow 1D à grande échelle. Dans un deuxième temps, le modèle couplé est testé sur une partie du bassin de la Moselle. Enfin, les capacités des modèles CWATM avec et sans couplage sont comparées sur le bassin du Rhin en se focalisant sur différents observables.

8.2 Paramètres et structure du modèle hydrogéologique

Dans cette partie, nous présentons les informations relatives aux structures contrôlant les écoulements souterrains, la topographie et la géologie. Ce sont ces deux facteurs qui vont impacter notre modèle hydrogéologique, les propriétés de la partie "sol" étant déjà relativement bien documentées.

8.2.1 L'importance de la topographie

Quelle est l'influence de la dégradation de la résolution ?

La topographie est un des principaux moteurs des écoulements souterrains avec le climat et la géologie. Elle contrôle d'autant plus les flux et les niveaux d'eau que la perméabilité est faible. On dispose d'une carte topographique (appelé MNT, ou "DEM" en anglais) du bassin du Rhin à 25 m de résolution¹. Cette résolution semble suffisante pour décrire le contrôle de la topographie sur les flux souterrains. Cependant, il n'est pas possible de travailler à cette résolution sur un bassin aussi grand au vu des capacités informatiques actuelles. Cela impliquerait en effet un modèle à $256 \cdot 10^6$ mailles.

Dès lors, il convient de chercher jusqu'à quelle résolution on peut produire une représentation réaliste des aquifères. On s'attend à ce que cette résolution optimale dépende de la structure de la topographie, des propriétés hydrodynamiques et du climat de la région étudiée [Haitjema and Mitchell-Bruker, 2005]. La dégradation de la résolution atténue la variabilité du relief. On peut

1. <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/copernicus-land-monitoring-service-eu-dem>

supposer que cela a peu d'impact en plaine, en revanche cela peut aboutir à la suppression d'éléments essentiels comme les vallées voire les montagnes si la résolution est vraiment très basse. Plus le climat est sec et la perméabilité du milieu grande, plus les niveaux piézométriques sont bas, donc moins contrôlés par les gradients topographiques locaux. Il est également important de souligner que les écoulements de nappe dépendent de l'amont (recharge, flux latéraux) mais aussi des conditions limites en aval. Dans les lignes suivantes, nous nous focalisons sur le rôle critique de la résolution de la topographie.

Test préliminaire : un modèle simple en 1D

La démarche consiste à prendre une section est-ouest du Rhin de 450 km de long (voir la localisation de la coupe sur la figure 8.1) et y modéliser un écoulement souterrain en une dimension en régime stationnaire. On utilisera un modèle ModFlow à une couche de transmissivité homogène. Les flux sur les extrémités est et ouest du modèle sont nuls tout comme les flux verticaux au niveau de la limite inférieure. Au niveau de la topographie, on utilisera le package "Drain" de ModFlow permettant à l'aquifère d'évacuer le trop plein par débordement au droit des mailles où les charges hydrauliques atteignent la surface. L'intérêt est de pouvoir tester le comportement de la piézométrie modélisée sur une grande gamme de résolutions. À partir du MNT à 25 m, la résolution est dégradée jusqu'à 15 km. Les critères choisis pour comparer les modèles à différentes résolutions sont la distribution des flux souterrains, leur moyenne et la surface de zones humides, ces dernières étant définies par les zones où le niveau piézométrique est à moins d'un mètre de profondeur.

Dans la littérature, on ne trouve pas de travaux sur l'influence de la résolution de la topographie sur une telle gamme de valeurs. Ce thème est plus étudié à travers les modèles hydrologiques de subsurface dont on trouvera une synthèse dans Shrestha et al. [2015]. Notre test prouve pourtant que le réalisme des modèles hydrogéologiques décroît rapidement lorsque la résolution est dégradée. La figure 8.1 illustre l'évolution de la topographie et du niveau piézométrique modélisé avec ModFlow en fonction de la résolution choisie. À 25 m de résolution, les niveaux piézométriques intersectent la topographie localement dans les fonds de vallées (en haut sur la figure 8.1). L'épaisseur non saturée est importante et très variable spatialement. Les minimums topographiques constituent une condition limite fondamentale. De plus, les connexions entre l'aquifère et la surface sont localisées dans ces minimums topographiques. En dégradant la résolution, (à 1 et 5 km sur la figure 8.1), la variabilité à petite échelle du relief est lissée et implique des niveaux piézométriques moins profonds voir superposés à la surface.

Il est évident que la dégradation de la résolution lisse la topographie, par conséquent les gradients topographiques diminuent. Or, d'après Haitjema and Mitchell-Bruker [2005] et Bresciani et al. [2016], le contrôle par la topographie est inversement proportionnel à ces gradients. Autrement dit, le lissage de la topographie mène à une réduction de la profondeur des nappes et donc à des interactions plus fortes avec la surface.

Résultats

Cette diminution de la profondeur des nappes peut être quantifiée par l'évolution du pourcentage surfacique de zones humides en fonction de la résolution. En testant des résolutions comprises entre 25 m et 15 km, on compte trois phases quelle que soit la transmissivité du modèle (*en haut* sur la figure 8.2. Entre 25 et 100 m de résolution, le pourcentage de zones humides évolue peu, il vaut 9 % pour une transmissivité de $864 \text{ m}^2/\text{jr}$ et 60 % pour une transmissivité de $8,64 \text{ m}^2/\text{jr}$, ce qui illustre aussi l'impact de la transmissivité. Passée cette résolution, le réalisme du modèle décroît brutalement jusqu'à ce que le système soit complètement saturé. On note que la résolution à partir de laquelle le modèle devient entièrement saturé dépend beaucoup de la transmissivité. En conclusion, pour des gammes de transmissivités usuelles, la résolution critique de notre mo-

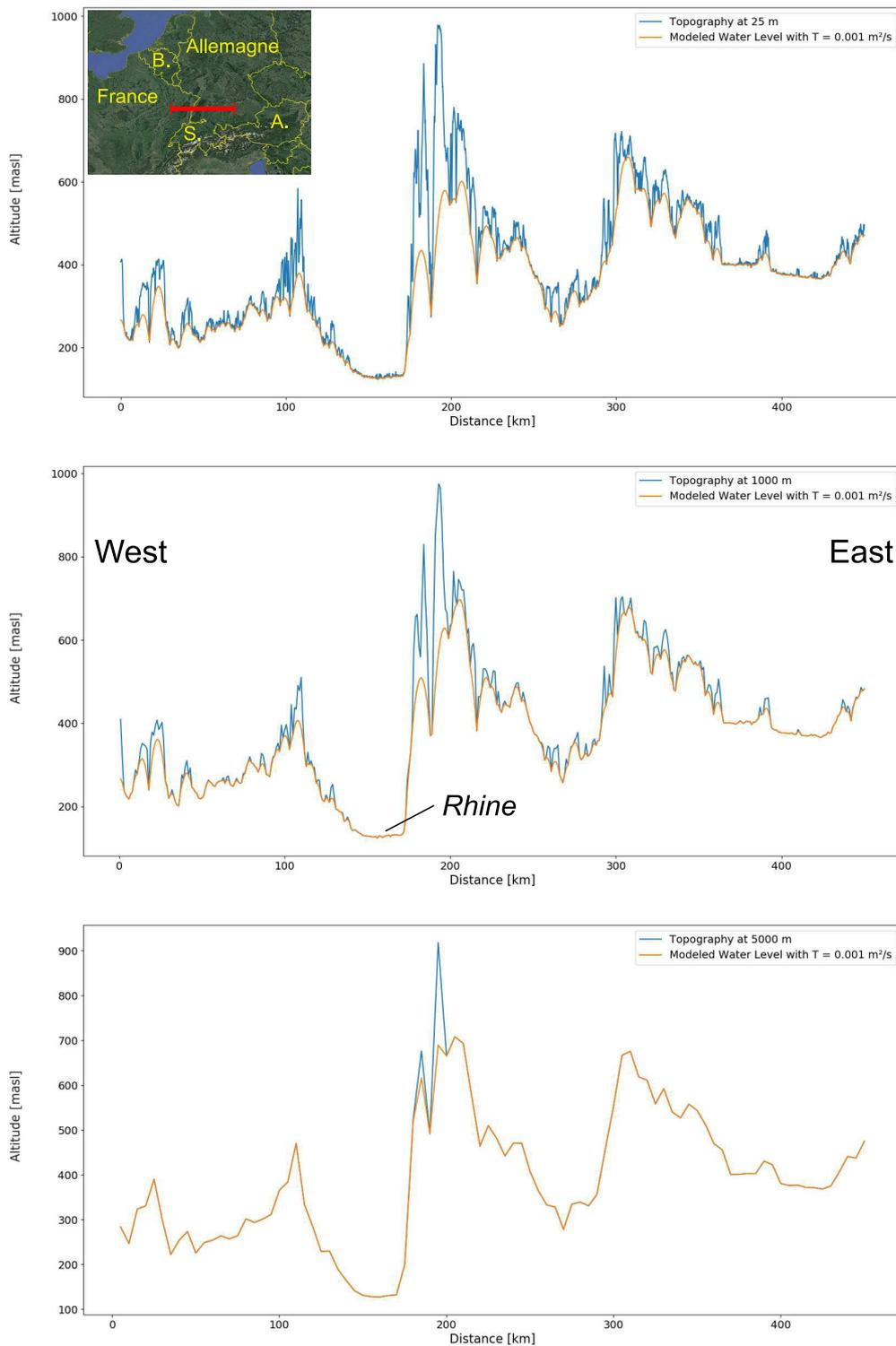


FIGURE 8.1 – Évolution de la topographie et de la piézométrie modélisée en fonction de la résolution. La simulation est réalisée par un modèle ModFlow 1D avec un aquifère confiné de transmissivité égale à $1.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ soit $86 \text{ m}^2/\text{jr}$.

dèle homogène 1D en régime permanent se situe vers 100 m si l'on se focalise sur la profondeur des niveaux piézométriques qui constituent une variable critique pour les interactions entre les aquifères et la surface.

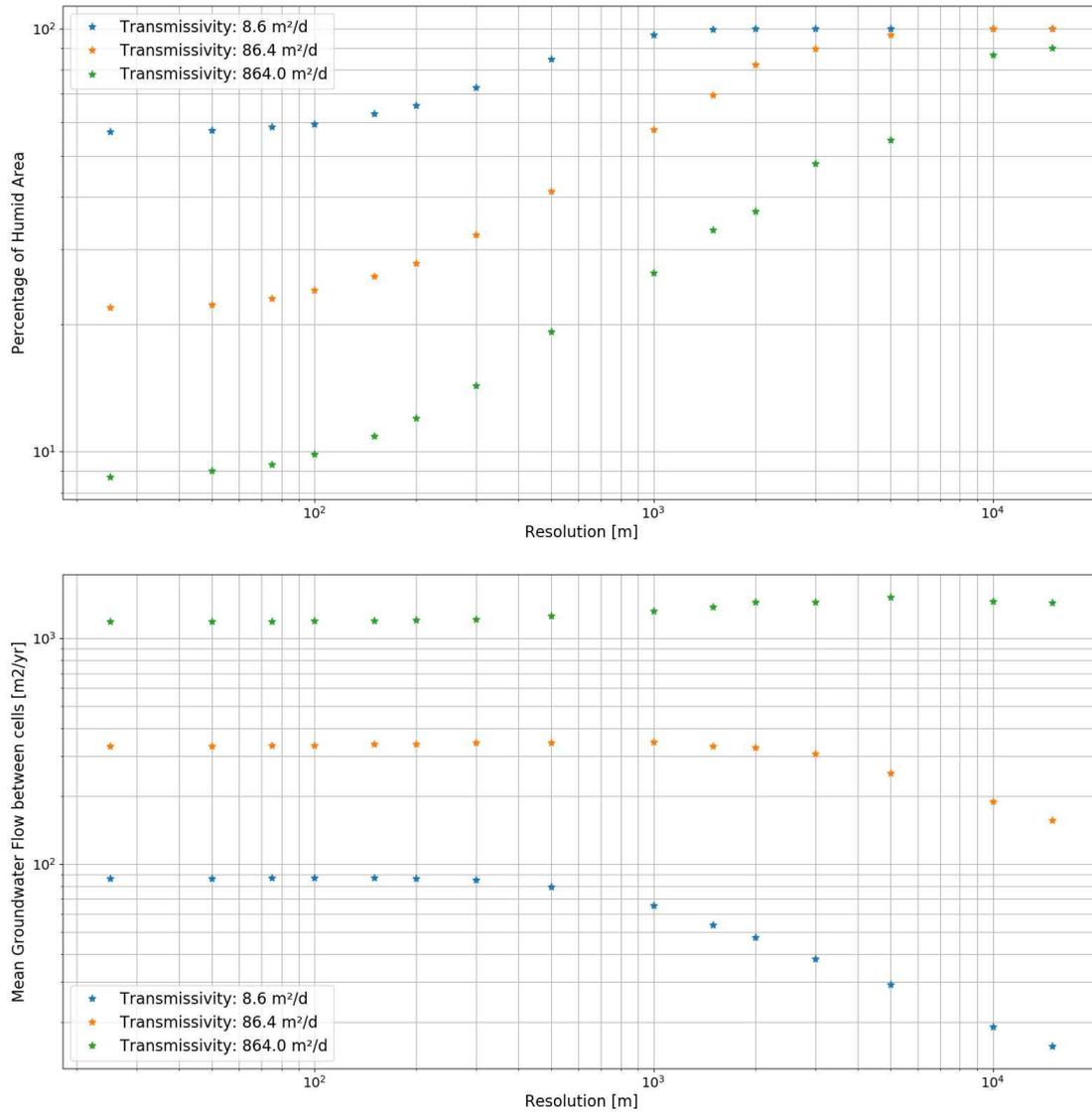


FIGURE 8.2 – Évolution de la proportion de zones humides (*en haut*) et des flux latéraux modélisés (*en bas*) en fonction de la résolution. Les flux latéraux sont représentés à partir de leur moyenne.

La dégradation de la résolution impacte également les flux latéraux mais à partir d'une résolution plus basse (*en bas* sur la figure 8.2). La diminution de la profondeur de nappe engendre en effet une réduction des flux souterrains. La raison que l'on peut invoquer est là encore la diminution des gradients topographiques. Étant donné que les niveaux sont de plus en plus conditionnés par la topographie au fur et à mesure que la résolution se dégrade, les gradients hydrauliques s'apparentent de plus en plus aux gradients topographiques. Or, le flux latéral est égal à la transmissivité multipliée par le gradient hydraulique. Pour décrire l'évolution des flux latéraux, on distingue cette fois-ci deux phases. Le flux moyen reste constant jusqu'à une résolution critique puis il chute brusquement. Cette résolution critique dépend de la transmissivité du modèle : environ 500 m pour $T = 8,64 \text{ m}^2/\text{jr}$, 3 km pour $T = 86,4 \text{ m}^2/\text{jr}$ et peu évaluable pour $T = 864 \text{ m}^2/\text{jr}$. Le choix de la résolution est donc déterminant et il devient assez clair qu'à large échelle les niveaux piézométriques modélisés sont peu réalistes. Il apparaît difficile de compenser la basse résolution en augmentant la transmissivité car cette dernière n'a pas le même impact sur les flux latéraux et sur la connexion avec la surface. Cette solution peut néanmoins sembler envisageable en terme de flux moyen. Il faudrait alors comparer la distribution spatiale de ces flux latéraux, et non uniquement leur moyenne, pour confirmer que la représentation est équivalente.

Impact associé de la transmissivité

La résolution à partir de laquelle la représentation des aquifères devient critique dépend donc en partie de la transmissivité. Nous avons calculé la contribution des flux latéraux Q_{in} et Q_{out} au bilan de masse de bassins de différentes tailles de la même manière que le proposent Krakauer et al. [2014]. Nous proposons en complément d'évaluer dans quelles mesures la transmissivité modifie cette contribution. Pour cela, le modèle 1D a été lancé à 25 m de résolution pour différentes valeurs de transmissivité en considérant une recharge de 280 mm/an. Nous avons ensuite calculé les échanges souterrains nets au niveau d'une région donnée ($Q_{in} - Q_{out}$ sont les flux souterrains aux limites est et ouest de chaque région). La contribution des flux latéraux est alors calculée comme le ratio des échanges souterrains sur le volume de recharge appliqué à cette région (équation 8.1). Ce calcul est effectué pour toutes les autres régions du modèle, ensuite la moyenne est relevée, et puis pour différentes tailles de régions ("basin scale" sur la figure 8.3).

$$Discharge = Recharge + Q_{in} - Q_{out} \Rightarrow GW_{contrib} = \left| \frac{Q_{in} - Q_{out}}{Recharge} \right| \quad (8.1)$$

Assez logiquement, les résultats montrent que l'influence des aquifères diminue avec l'échelle et augmente avec la transmissivité (figure 8.3). À petite échelle, les échanges souterrains nets moyens évoluent de 40 à 160 % du volume de recharge pour une transmissivité qui évolue entre $1.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $1.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Les valeurs supérieures à 100 % signifient que les échanges souterrains nets peuvent être supérieurs au volume de recharge, en moyenne. À partir d'une échelle de 10 km, la contribution moyenne des aquifères au bilan hydrologique devient faible (environ 10 %) pour des transmissivités inférieures à $5.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Elle reste importante pour des échelles de plusieurs dizaines de kilomètres si la transmissivité est supérieure à $5.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Ces conclusions restent néanmoins à moduler étant donné le caractère 1D et stationnaire du modèle. Une hypothèse forte et peu réaliste de ce modèle est aussi l'homogénéité des propriétés. Dans leurs travaux, Krakauer et al. [2014] étudiaient un modèle mondial 2D intégrant des transmissivités fonction des types de roches [Gleeson et al., 2014] et des taux de recharge variables spatialement obtenus à partir de modèles hydrologiques globaux. On peut supposer que le taux de recharge aurait eu un impact inverse de celui de la transmissivité dans notre test, mais dans des proportions différentes.

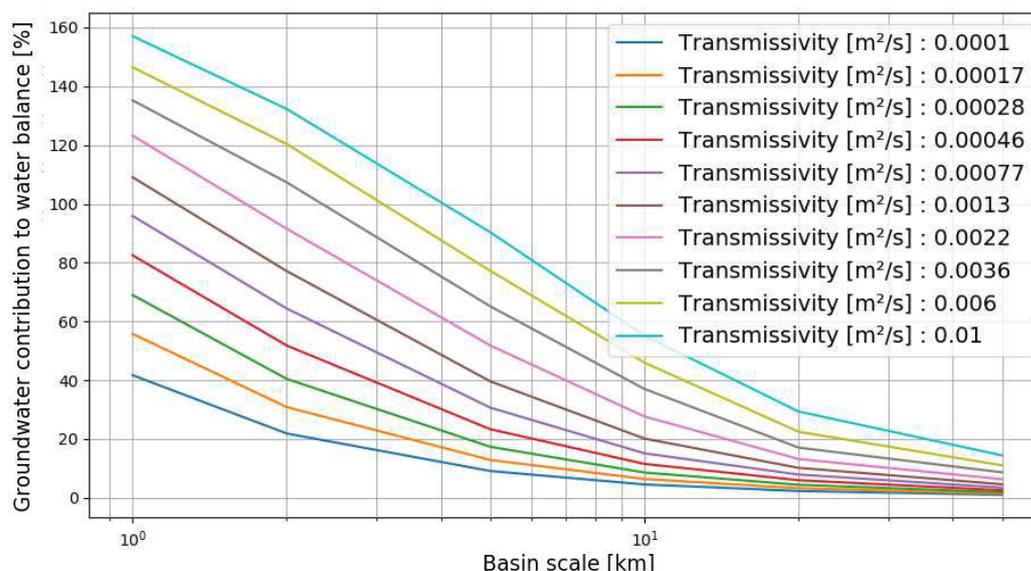


FIGURE 8.3 – Contribution des aquifères au bilan hydrologique en fonction de l'échelle et de la transmissivité. La contribution est égale au ratio de la différence entre les flux souterrains entrants et sortants sur le taux de recharge des bassins ; la résolution du modèle 1D est de 25 m, le taux de recharge appliqué est de 280 mm/an.

8.2.2 Données de perméabilités et de porosités

Les propriétés hydrodynamiques des aquifères sont le deuxième facteur contrôlant les flux souterrains. Comme vu précédemment, leur paramétrisation dans les modèles à grande échelle est sans doute dépendante du choix de la résolution, ce choix aura des conséquences en terme de représentation des flux latéraux et des interactions entre aquifère et surface. De plus, nous avons également démontré que la perméabilité des terrains avait un impact très fort sur les niveaux piézométriques mais surtout sur la redistribution de l'eau en surface. La perméabilité (ou la transmissivité plus généralement) contrôle le bilan hydrologique avec une importance qui décroît en fonction de l'échelle d'étude. Ainsi, il semble important d'informer au préalable les modèles sur la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques. Malheureusement, ces données à grande échelle ne sont pas rassemblées dans une base de données bien que les aquifères dans la région du Rhin soient assez bien caractérisés.

Nous disposons néanmoins d'une cartographie de la géologie de la région fournissant déjà une idée de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des aquifères. En effet, une carte mondiale des perméabilités et des porosités à 10 km de résolution a été créée sur la base de cartes géologiques et de valeurs typiques attribuées à chaque lithologie [Gleeson et al., 2014] (figure 8.4). Ces informations sont à prendre avec précaution. Il est vrai qu'elles contiennent une information sur la variabilité spatiale des paramètres. Cependant, l'extrapolation des paramètres en fonction des grands types de roche laisse place à une incertitude de plusieurs ordres de grandeurs (pour la perméabilité) du fait des gammes de valeurs rencontrées pour des mêmes types de roche [Gleeson et al., 2014]. De même, la résolution de ces cartes n'est peut-être pas encore suffisante en raison de l'importance de bien représenter les processus à petite échelle. Enfin, ces données ne fournissent pas d'informations sur l'épaisseur d'aquifère à considérer et par conséquent sur la transmissivité à renseigner. Ainsi, la capacité de ces mailles d'environ 100 km² à transmettre l'eau n'est pas complètement intégrée puisqu'il manque un facteur "épaisseur" pouvant varier entre 10 et plusieurs centaines de mètres.

En conclusion, on ne s'attend pas à ce que l'hétérogénéité au sein des mêmes lithologies soit déterminante à cette échelle. En revanche, la variabilité des propriétés liée à la géologie a sans doute une grande importance pour bien restituer les flux latéraux et la profondeur des niveaux piézométriques qui contrôle les interactions avec la surface. Les cartes de propriétés basées sur la géologie (figure 8.4) sont donc un outil qui pourrait s'avérer utile pour la paramétrisation du modèle.

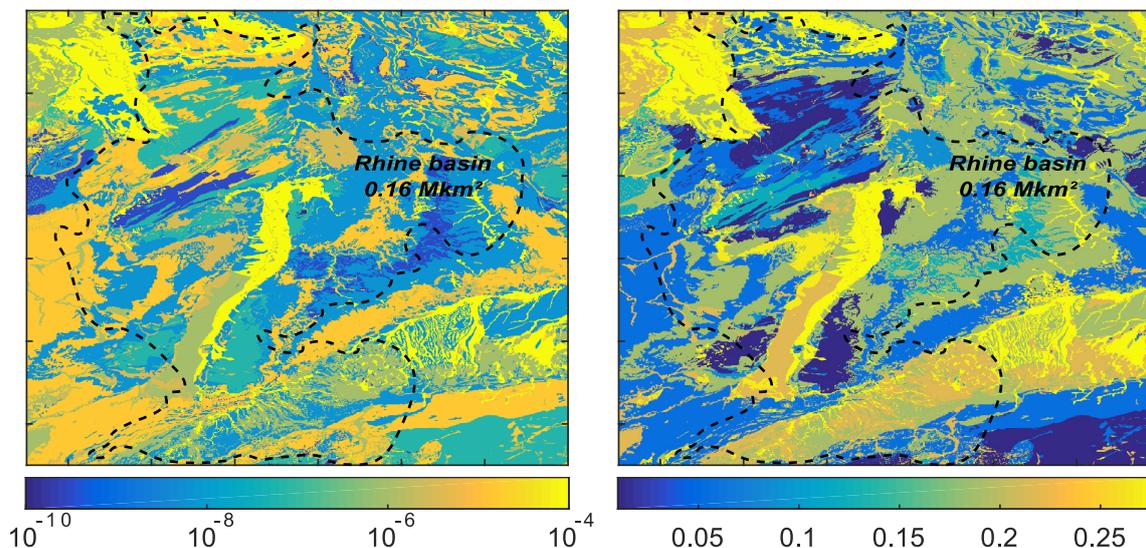


FIGURE 8.4 – Cartes des perméabilités en [m/s] (à gauche) (ou conductivités hydrauliques) et des porosités (à droite) sur le bassin du Rhin, extraites de GLHYMPS [Gleeson et al., 2014].

8.3 Sensibilité du modèle CWATM-ModFlow à la résolution et aux paramètres : comparaison avec les observations

L'objectif de cette partie est de synthétiser et mettre en avant quelques résultats issus des simulations du modèle couplé CWATM-ModFlow. Dans un premier temps, nous regarderons l'effet de la résolution qui, comme observé précédemment, est un paramètre crucial. Dans un second temps, nous mettrons le modèle à l'épreuve des données observées sur le bassin du Rhin. Enfin, nous discuterons de la représentation des aquifères à travers les données satellites MODIS.

8.3.1 Test à petite échelle et impact de la résolution

Pourquoi tester le modèle à une échelle plus petite ?

Quelques lignes auparavant, nous avons démontré à quel point la résolution des modèles hydrogéologiques à grande échelle semble critique. En particulier à partir de l'échelle régionale, la mémoire informatique et le temps de calcul restreignent cette résolution à des valeurs généralement supérieures au kilomètre (pour un ordinateur portable standard). C'est également le cas pour la modélisation du bassin du Rhin. Nous avons pu tester une gamme de résolution comprise entre 1 et 4 km pour le modèle aquifère qui a été couplé à CWATM.

Comme il apparaissait que la résolution minimale de 1 km n'était pas suffisante pour contrôler la bonne représentation des processus d'écoulement à l'échelle locale, il a été décidé d'implémenter le modèle sur une zone d'environ 90*60 km afin de tester le modèle couplé CWATM-ModFlow à une résolution de 200 m. L'objectif est de comparer les résultats en fonction de la résolution et d'évaluer l'aptitude de notre nouveau modèle à représenter la physique des processus. De manière générale, il est intéressant d'essayer de comprendre comment la représentation du milieu souterrain, en terme de résolution et de paramètres, affecte le modèle.

Contexte

La simulation à petite échelle a été effectuée sur le versant ouest du Rhin, au niveau de Metz (Fr.) sur le bassin de la Moselle. La zone est caractérisée par une topographie allant de 150 à 450 mNGF et par un cours d'eau principal de direction nord-sud, la Moselle (figure 8.5). En moyenne, l'écoulement sur le bassin de la Moselle est de l'ordre de 400 mm/an. Ce débit est fortement associé aux importantes précipitations sur les zones montagneuses qui alimentent notamment la nappe des grès vosgiens. Notre zone d'étude est, elle, composée essentiellement de roches calcaires et d'argiles. Il pleut en moyenne 750 mm/an à Metz au centre de notre zone d'étude. En comparant, l'évolution du débit de la Moselle entre Nancy (à Custines plus précisément), à l'extrémité sud de la zone, et Thionville, à l'extrémité nord, on obtient un écoulement de 248 mm/an. Sur la rivière de la Seille, qui rejoint la Moselle à Metz, on note une lame d'eau équivalente de 246 mm/an.

Configuration du modèle

Après une initialisation consistant à faire tourner le modèle en régime stationnaire, puis en régime transitoire durant quelques années (cf. chapitre de présentation des modèles), la simulation a été effectuée de 2003 à 2008 au pas journalier. Pour le premier test, les paramètres hydrodynamiques choisis sont homogènes avec une transmissivité de $3.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et un coefficient d'emmagasinement de 0,05. Vu la résolution du modèle (200 m), les mailles rivières sont totalement identifiées au sein de ModFlow. La totalité des flux ascendants au droit des mailles dites de rivières sera donc envoyée au débit de base ("baseflow") des rivières dans CWATM. Les flux au

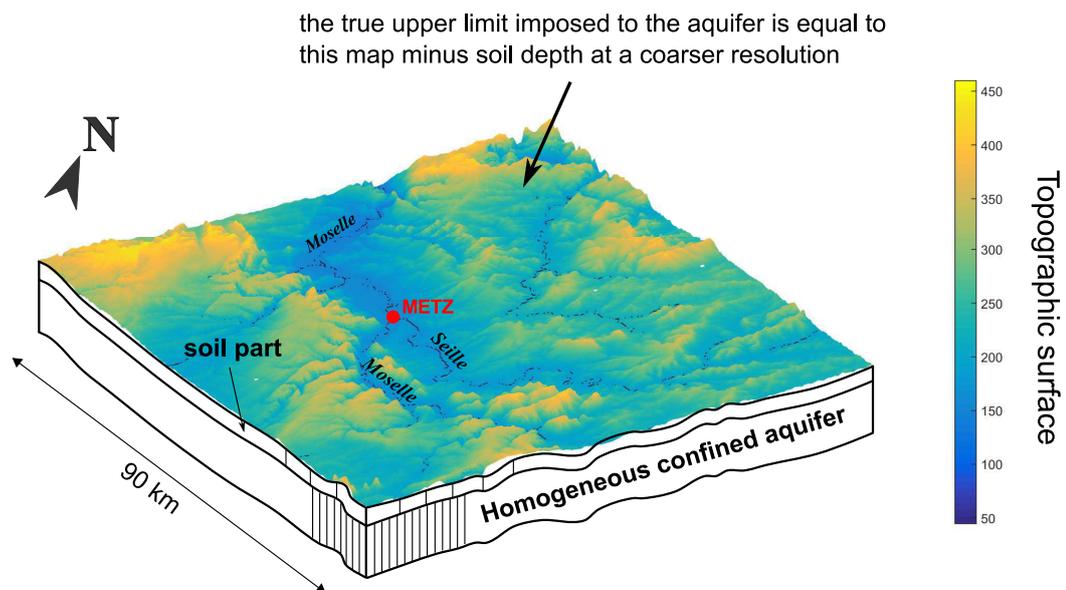


FIGURE 8.5 – Aperçu du modèle hydrogéologique sur le petit bassin étudié. Le modèle testé est constitué d'une partie "sol et surface" gérée par CWATM à une résolution de 7-8 km. En dessous des couches de sol, nous avons développé un modèle d'aquifère dont la limite supérieure est égale à la surface topographique (représentée ici à une résolution de 200 m) moins l'épaisseur de sol.

droit des autres mailles seront eux comptabilisés comme de la remontée capillaire alimentant les mailles "sols" de CWATM (influant ainsi l'humidité des sols et par conséquent le ruissellement par débordement, l'évapotranspiration et la recharge).

Résultats sur les flux moyens

En moyenne annuelle, et à l'échelle de la zone d'étude, les flux obtenus sont satisfaisants et correspondent à des valeurs auxquelles on peut s'attendre (tableau 8.1). On obtient un écoulement de 225 mm/an et une recharge nette des systèmes aquifères ("GW Recharge" moins "Capillary Rise") de 120 mm/an (tableau 8.1). Comme notre zone d'étude n'intègre pas la totalité du bassin versant amont de la Moselle, nous comparons notre valeur à l'écoulement moyen entre Nancy et Metz et au débit de la Seille dont le bassin hydrographique est entièrement compris dans la zone modélisée (figure 8.5). L'écoulement moyen simulé (ruissellement + débit de base) est donc du même ordre de grandeur que les observations. Cela permet de valider au premier ordre le modèle, ce dernier pourrait ensuite être affiné par une calibration des paramètres hydrodynamiques.

Le débit simulé est facile à comparer aux observations. Ce n'est pas le cas des flux verticaux comme la recharge des aquifères et la remontée capillaire. Il est en effet impossible de mesurer ces flux sur des échelles au moins pluri-kilométriques. D'après le modèle, la recharge estimée représente 170 mm/an. Elle se redistribue en remontées capillaires (50 mm/an) et en contribution au débit des rivières (150 mm/an, soit ~ 65 % du débit total). Cependant, les variations interannuelles de stock dans la partie aquifère semblent non négligeables, le stock a diminué de 30 mm/an sur notre période d'étude (2003-2008). Il est important de préciser que cette baisse de stock ne semble pas liée aux conditions initiales. En revanche, d'après le tableau 8.1, on note que le bilan de masse du bassin n'est pas correct. Le test a donc permis de déceler une erreur dans l'implémentation du couplage entre ModFlow et CWATM. Cependant, l'interprétation des résultats et des tendances reste possible. Le bilan de la partie souterraine demeure quant à lui correct. Une nouvelle version du modèle, corrigée de cette erreur, sera présentée en perspectives.

Une autre simulation a été effectuée avec une résolution de 2 km. D'après les résultats, les échangeurs verticaux s'intensifient quand la résolution se dégrade (tableau 8.1). La recharge ("GW

TABLEAU 8.1 – Flux moyens [mm/yr] sur une partie de la Moselle d'après le modèle CWATM-ModFlow (période 2003-2008).

| Flow [mm/yr] | Precip. | Evapo-transpi. | Runoff | Baseflow | GW Rech. | Cap. Rise | GW storage | Soil storage |
|-------------------------------|---------|----------------|--------|----------|----------|-----------|------------|--------------|
| Resolution : 200 m | 830 | 600 | 80 | 150 | 170 | 50 | -30 | -20 |
| Resolution : 2000 m | 830 | 630 | 80 | 100 | 600 | 540 | -40 | -20 |

Recharge") passe par exemple de 170 à 600 mm/an. Comme expliqué précédemment avec une approche 1D, les niveaux piézométriques sont plus élevés et affleurent lorsque la résolution se dégrade. Or dans notre modèle, le processus de percolation de l'eau du sol vers la nappe est indépendant des niveaux piézométriques. Il en résulte une augmentation de la recharge à cause de l'augmentation de la remontée capillaire et inversement. En revanche, la recharge nette du compartiment aquifère ("GW Recharge" moins "Capillary Rise") est modifiée de façon différente puisqu'elle diminue en passant de 120 à 60 mm/an. En conséquence, les remontées capillaires sont augmentées significativement pour absorber la recharge. Cela affecte également légèrement l'évapotranspiration totale du bassin.

En regardant de plus près, les contenus en eau dans les sols augmentent légèrement en fonction de la résolution et montrent toujours une forte saisonnalité dont probablement une limitation importante de la disponibilité en eau durant l'été. Les fluctuations annuelles de l'évapotranspiration sont également très proches entre les deux résolutions testées. Logiquement, l'évapotranspiration augmente durant les périodes de déficit hydrique en été avec une résolution de 2 km à cause de la proximité de la nappe et des remontées capillaires importantes. Cependant, elle n'évolue quasiment pas durant les autres saisons. Le débit de base subit quant à lui une diminution suite à cette redistribution des flux puisqu'entre 200 m et 2 km de résolution celui-ci passe de 150 à 100 mm/an (le ruissellement a lui augmenté de 78 à 85 mm/an du fait de la plus grande humidité des sols).

Résultats sur la piézométrie

La simulation à 200 m de résolution présente des niveaux piézométriques assez différents de ceux observés malgré une représentation déjà assez fine de la topographie (*en haut* sur la figure 8.6). L'amélioration de la résolution augmente la profondeur des niveaux mais donne toujours des valeurs assez éloignées des mesures (*en bas* sur la figure 8.6). La variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques (et la non calibration des paramètres homogènes) est aussi la cause de ces écarts. En effet, de tels écarts ne peuvent être expliqués par la seule résolution.

À la résolution de CWATM (environ 7-8 km), la distribution spatiale de l'évapotranspiration est peu impactée par la résolution de ModFlow. Les flux verticaux, si tant est qu'on puisse les comparer au vu de leur forte modification, sont aussi toujours distribués de la même façon, ils sont plus intenses dans les principales vallées lorsque la résolution est raffinée. Ce sont les niveaux de nappes qui contrôlent ces échanges et les débits de base. D'après la figure 8.7, les niveaux piézométriques atteignent le sol dans une bonne partie de la zone d'étude lorsque la résolution est dégradée à 2 km.

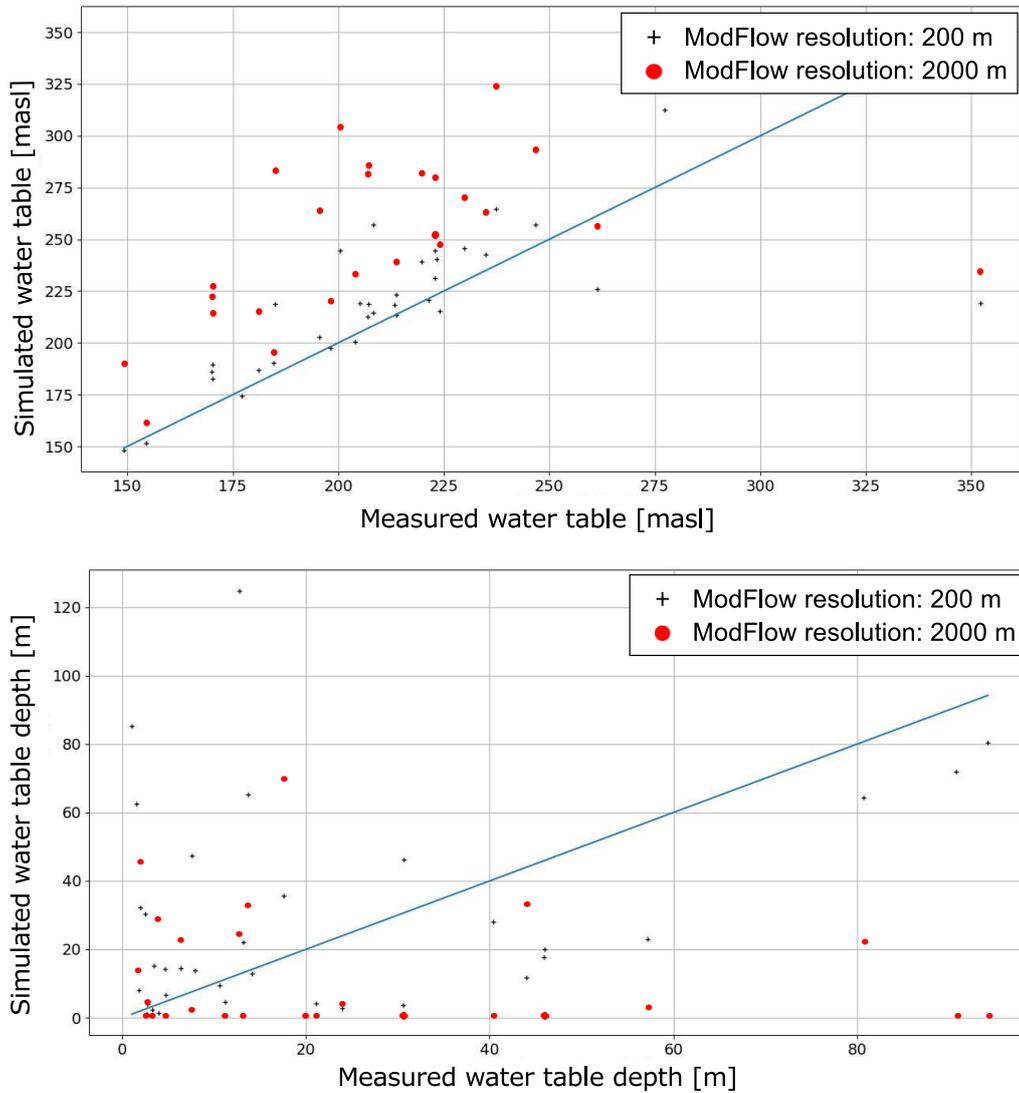


FIGURE 8.6 – Comparaison entre les niveaux piézométriques moyens mesurés et modélisés sur la zone test. Les paramètres de l'aquifère sont les mêmes en tout point : $T=3.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et $S=0,05$. La résolution de la topographie appliquée à ModFlow vaut 200 m (en noir) ou 2000 m (en rouge). La droite bleue représente le modèle parfait. **En haut** : niveau piézométrique par rapport au niveau marin. **En bas** : profondeur du niveau piézométrique par rapport à la surface.

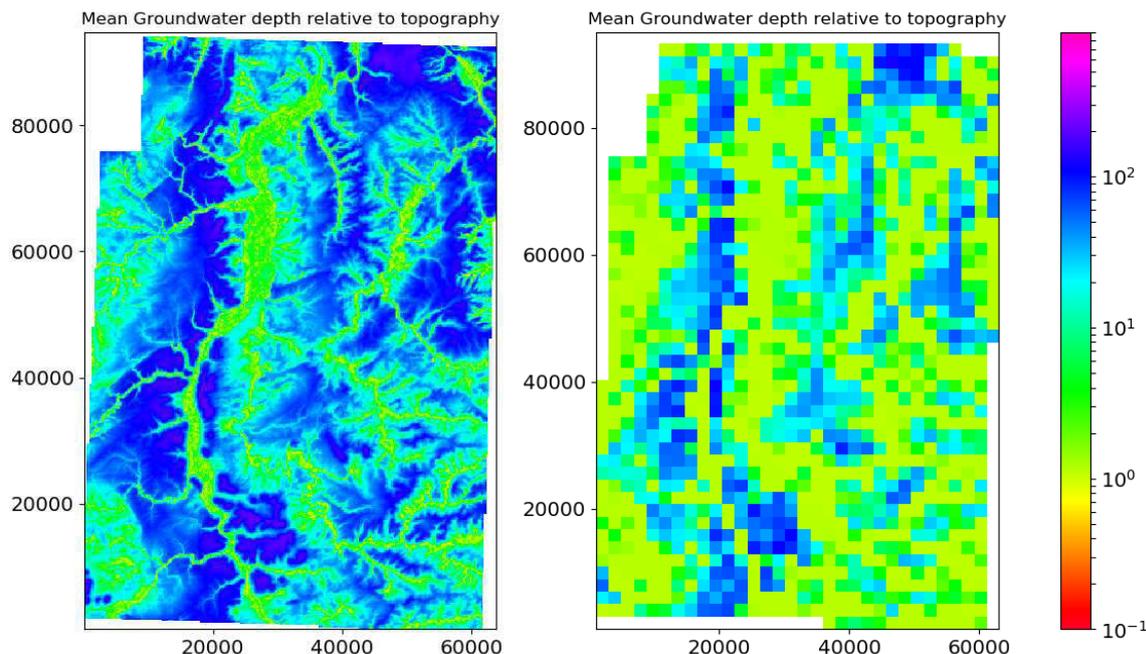


FIGURE 8.7 – Carte piézométrique moyenne modélisée sur la zone test. Les paramètres de l'aquifère sont les mêmes en tout point : $T=3.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et $S=0,05$. À **gauche** : résultats obtenus avec une résolution de 200 m pour la partie ModFlow. À **droite** : résultats obtenus avec une résolution de 2000 m pour la partie ModFlow.

8.3.2 Comparaison entre simulations et observations sur le bassin du Rhin

Démarche

D'après la partie précédente, à une échelle intermédiaire, la résolution apparaît bien comme un paramètre clef pour la modélisation hydrologique à grande échelle. Nous avons vu que la résolution du modèle hydrogéologique dégrade fortement le réalisme des niveaux piézométriques et par conséquent des échanges verticaux. Les débits de base des rivières fournis par les aquifères sont éventuellement impactés par cette modification des échanges souterrains. En particulier, il semble que les aquifères participent plus à la disponibilité en eau dans les sols lorsque la résolution est dégradée.

À l'échelle du bassin du Rhin, nous nous appuyerons sur quelques simulations du modèle CWATM-ModFlow. À noter que le modèle initial est déjà calibré sur le débit à l'exutoire, il est donc difficile de valider les résultats suite à l'ajout du compartiment aquifère. Il est en revanche possible d'en étudier l'impact. La résolution de la partie hydrogéologique sera fixée à 2 ou 4 km. Plusieurs paramétrisations seront testées notamment à partir des cartes de propriétés disponibles (voir figure 8.4). L'objectif est d'évaluer l'impact de l'ajout des flux latéraux au modèle hydrologique initial en terme de représentation des observations puis d'estimer à quel point la représentation des aquifères est critique.

Comparaison des flux moyens

Les premières comparaisons portent sur les flux moyens à l'échelle de tout le bassin. Le débit mesuré à l'exutoire du bassin à Lobith, à la frontière entre les Pays-Bas et l'Allemagne, est équivalent à une lame d'eau d'environ 400 mm/an. Des exemples de résultats de simulations sont donnés sur le tableau 8.2. L'écoulement total modélisé (380-440 mm/an) est donc de l'ordre de grandeur du débit moyen mesuré. On note cependant que les flux de recharge et de remontée

capillaire sont très élevés comme pour notre précédent test à petite échelle bien que la recharge nette soit réaliste (110-240 mm/an).

À partir de quelques tests (tableau 8.2), on peut conclure que les flux globaux moyens, que sont l'évapotranspiration et le débit à l'exutoire, semblent relativement peu sensibles aux paramètres d'entrées et à leur distribution spatiale. De plus, les valeurs obtenues sont plutôt proches de celles estimées par le modèle CWATM sans l'ajout du modèle hydrogéologique. On note que la contribution du compartiment aquifère au débit de rivière est sensiblement modifiée entre une transmissivité homogène de $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et de $8.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, elle passe en effet de 240 à 270 mm/an. En revanche, la résolution du modèle aquifère et l'aire minimale de drainage imposée (pour rappel il s'agit du paramètre définissant la densité du réseau de rivières) influencent fortement les échanges verticaux et la contribution des aquifères au débit de base. Il en résulte également une modification du ruissellement en surface.

TABLEAU 8.2 – Flux moyens [mm/yr] obtenus sur le bassin du Rhin d'après le modèle CWATM-ModFlow pour la période 2004-2009. Le coefficient d'emménagement vaut 0,05 pour toutes les simulations sauf pour le cas "GLHYMPS" où les paramètres varient dans l'espace.

| Flow [mm/yr] | Precip. | Evapo-transpi. | Runoff | Baseflow | GW Rech. | Cap. Rise | GW storage | Soil storage |
|---|---------|----------------|--------|----------|----------|-----------|------------|--------------|
| Resolution : 4 km DrainArea : 0.2 km² T : $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ | 1030 | 630 | 170 | 240 | 840 | 630 | -30 | 0 |
| Resolution : 4 km DrainArea : 0.2 km² T : $5.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ | 1030 | 630 | 170 | 260 | 850 | 640 | -60 | 0 |
| Resolution : 4 km DrainArea : 0.2 km² T : $8.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ | 1030 | 630 | 170 | 270 | 850 | 640 | -70 | 0 |
| Resolution : 4 km DrainArea : 0.2 km² T : GLHYMPS | 1030 | 640 | 170 | 240 | 860 | 660 | -40 | 0 |
| Resolution : 2 km DrainArea : 2 km² T : $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ | 1030 | 640 | 200 | 180 | 1450 | 1310 | -50 | 0 |
| Resolution : 2 km DrainArea : 0.6 km² T : $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ | 1030 | 640 | 180 | 225 | 1130 | 950 | -50 | 0 |

À de telles résolutions, les niveaux piézométriques sont élevés et interagissent avec le sol sur la majorité du bassin. Les simulations à 2 km de résolution montrent que la nappe reste affleurante dans la plupart des cellules du modèle. Dans cette situation, il faut noter que la définition du réseau hydrographique drainant l'aquifère est très importante. En effet, initialement nous considérions que le réseau de rivières calculé à partir du MNT à 200 m était assez dense avec une aire minimale de drainage imposée à 0,2 km² (tableau 8.2). Deux autres valeurs ont été testées pour cette aire minimale : 0,6 et 2 km². Les simulations montrent que ce paramètre ne change pas significativement le comportement de l'aquifère qui reste dans tous les cas trop saturé. En revanche, plus le réseau est dense et plus l'eau souterraine est attribuée au débit de base des rivières, au détriment de la remontée capillaire dans les sols. Cette redistribution est significative puisque pour nos deux derniers tests (tableau 8.2), la recharge de l'aquifère atteint respectivement 1130 et 1450 mm/an (la recharge nette reste respectivement à 170 et 130 mm/an) alors que l'on s'attendait à une diminution des échanges avec l'amélioration de la résolution. Globalement, l'augmentation de l'aire

minimale de drainage (donc la réduction de la densité de rivières) conduit à une augmentation de l'évapotranspiration moyenne d'une dizaine de millimètres par an associée à une réduction de l'écoulement. Conjointement, cela diminue fortement le débit de base tandis que le ruissellement augmente. Dans ce cas de figure où les niveaux piézométriques sont surestimés, la densité du réseau hydrographique apparaît donc comme un paramètre majeur qui permet d'évacuer l'eau plus ou moins efficacement. La sensibilité du modèle à l'aire minimale de drainage doit a priori diminuer lorsque la résolution est améliorée et que les niveaux piézométriques intersectent moins la topographie.

Comparaison des données GRACE et MODIS

Il est ici question de comparer le bilan de masse du bassin à un pas de 10 jours et de 1 mois à partir des données issues de GRACE. Ensuite, nous nous intéressons à l'évapotranspiration mensuelle à partir des données satellites MODIS. À l'échelle du bassin, l'ajout du modèle hydrogéologique ne semble pas modifier la dynamique des flux moyens en comparaison au modèle initial (voir figure 8.8). De manière générale, il ressort une moins bonne description des observations à cette échelle, néanmoins, la paramétrisation initiale de CWATM pourrait jouer un rôle important. De plus, nous relevons quelques différences mentionnées dans les paragraphes suivants.

Le signal GRACE au pas mensuel est à peu près synchrone avec la mesure des variations de masse modélisées avec ou sans le modèle hydrogéologique (*en haut* sur la figure 8.8). Il est à noter que le modèle couplé semble apporter une variabilité interannuelle plus importante due au stock d'eau dans le compartiment aquifère. Les variations de masse sont donc informatives à ces échelles de temps. Les amplitudes sont également respectées compte tenu de l'incertitude qui pèse sur ces estimations issues de l'inversion de l'attraction terrestre mesurée par satellite. Il n'est pas surprenant que le modèle CWATM initial restitue déjà à peu près ces variations de masse car il est calibré sur le débit de sortie alors que l'évapotranspiration à l'échelle du bassin reste peu influençable car contrôlée principalement par le climat. Comme le modèle considère les précipitations en entrée et qu'il restitue assez bien le débit du Rhin en sortie, par déduction le terme de variation de masses plus d'évapotranspiration doit être bien contraint.

La restitution du signal GRACE au pas de 10 jours est plus contrastée (non illustrée ici). Malgré le signal annuel toujours bien visible, on remarque des fluctuations d'amplitudes importantes à des périodes plus petites. Ces fluctuations s'apparentent à un bruit, mais au vu de certaines correspondances avec les fluctuations modélisées il est envisageable qu'elles contiennent un signal hydrologique. On ne peut cependant pas conclure pour l'instant et la question demeure. Les variations de masse du bassin sont-elles réellement aussi variables dans le temps malgré un comportement mensuel assez lisse? On note que les variations de masse au pas de 10 jours, comme au pas mensuel, sont assez proches entre CWATM et CWATM-ModFlow.

Enfin, d'après le graphique du milieu sur la figure 8.8, l'évapotranspiration est surestimée pendant les périodes sèches. Cependant, si on parvient à abaisser ce flux, on augmentera nécessairement le débit moyen à l'exutoire qui sera alors à son tour surestimé. En revanche, on a vu que les estimations étaient sujettes à une certaine incertitude (*en bas* sur la figure 2.16) et que l'évapotranspiration selon MODIS semblait trop faible en été comparée aux autres observations permettant de boucler le bilan hydrologique du bassin : les précipitations, le débit à Lobith et GRACE. Nos simulations semblent donc confirmer que l'estimation de l'évapotranspiration selon MODIS est biaisée, notamment si l'on compare l'année 2007 (figure 8.8).

Comparaison des débits modélisés et mesurés

Les chroniques temporelles de débit ont été contrôlées au niveau de trois stations de jaugeage sur le Rhin : à Lobith (à l'exutoire), à Maxau (au Nord de l'Alsace) et à Rheinfelden (en Suisse). La

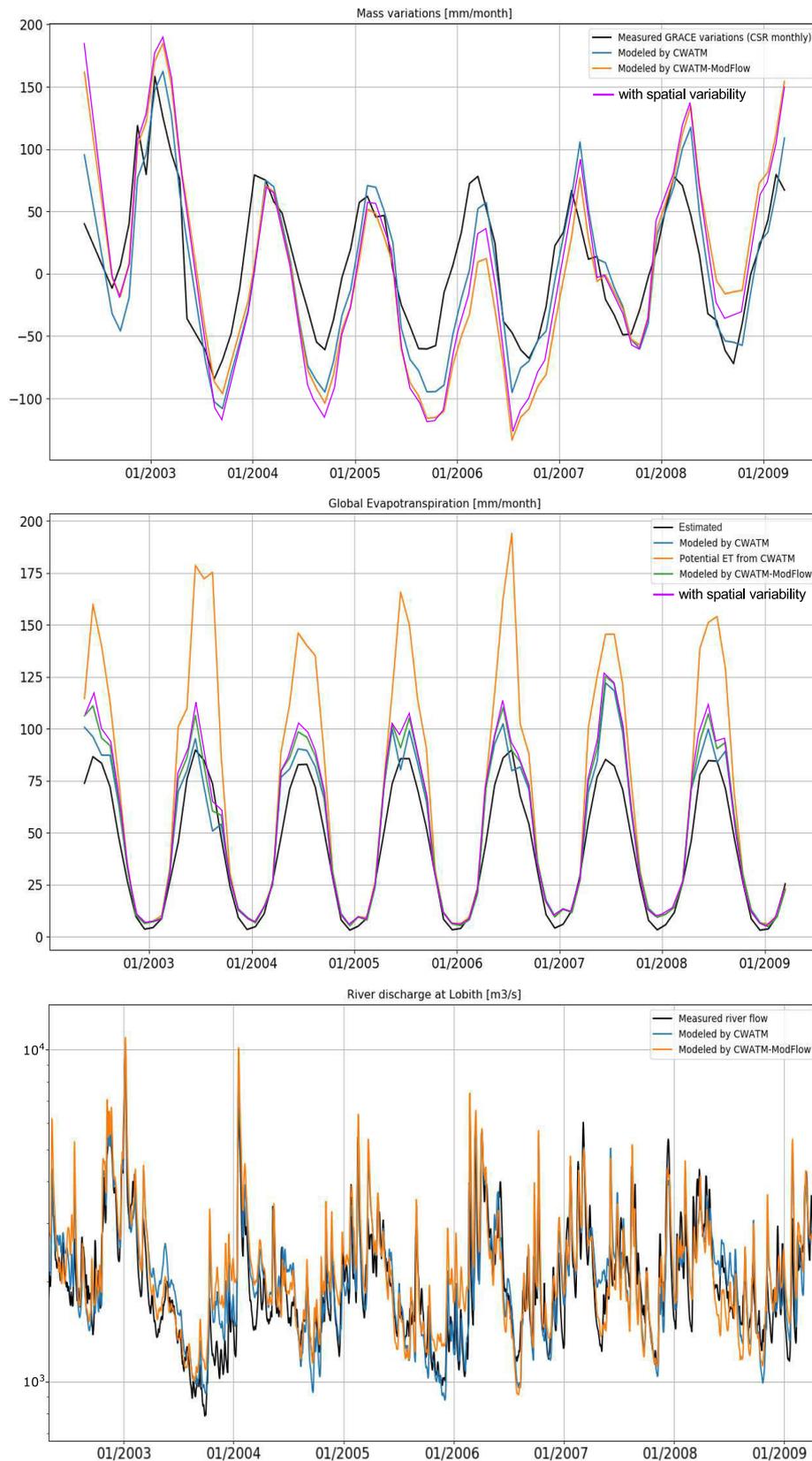


FIGURE 8.8 – Comparaison des observations et des modèles CWATM et CWATM-ModFlow à l'échelle du bassin du Rhin. La résolution de ModFlow vaut 4 km ; la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère valent respectivement $8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,05. Les courbes magenta sont obtenues en utilisant les cartes GLHYMPS pour les deux paramètres. **En haut** : signal GRACE au pas mensuel (données d'après CSR). **Au milieu** : évapotranspiration au pas mensuel (d'après MODIS). **En bas** : débit journalier à Lobith (d'après GRDC).

calibration sur le débit à l'exutoire ne garantit pas une bonne représentation des débits en amont. On s'attend en particulier à ce que le modèle soit de moins en moins apte à restituer les débits de rivière mesurés lorsque l'aire drainée par ces rivières diminue. C'est à dire lorsque l'échelle d'observation rétrécit, pour la bonne raison que la contribution relative des échanges souterrains augmente. En effet, les débits sont moins bien restitués à Maxau et Rheinfelden (non illustrés ici) qu'à Lobith (*en bas* sur la figure 8.8) malgré un comportement temporel plutôt correct. Le rôle des paramètres sur les débits est difficile à quantifier, notamment en comparant la restitution des débits en fonction de la transmissivité. À partir de quelques modèles à transmissivité constante et à paramètres variables (cartes de perméabilité et de porosité sur la figure 8.4), on constate que l'amélioration du débit modélisé à certaines périodes se fait généralement au détriment d'autres périodes. Dans le cas homogène, l'augmentation de la transmissivité rehausse les débits particulièrement en saison sèche, probablement car les niveaux piézométriques deviennent plus bas induisant ainsi une contribution plus faible à l'évapotranspiration. Enfin, l'ajout du modèle hydrogéologique à CWATM ne semble pas modifier la temporalité de ces débits (*en bas* sur la figure 8.8), y compris à Maxau et Rheinfelden.

L'évolution du débit moyen le long du Rhin est plus marquante. Pour chaque simulation, le débit moyen sur la période d'étude a été comparé à celui mesuré au niveau des stations présentées sur la figure 2.15. Cette approche offre la possibilité de visualiser la redistribution spatiale des flux avec le modèle CWATM et le modèle couplé CWATM-ModFlow, en fonction de l'échelle et des paramètres. Trois cas illustrant l'impact de la transmissivité sont présentés sur la figure 8.9. La résolution de ModFlow est fixée à 4 km et le réseau hydrographique imposé est très dense (aire minimale de drainage de 0,2 km²). Pour les deux premiers cas, la transmissivité de l'aquifère vaut respectivement 2.10^{-3} et 8.10^{-3} m²/s sur tout le modèle et la porosité vaut 0,05. Pour le troisième, les cartes de perméabilité et de porosité présentées précédemment ont été utilisées (figure 8.4), les transmissivités et porosités moyennes valant respectivement $4,2.10^{-3}$ m²/s et 0,15.

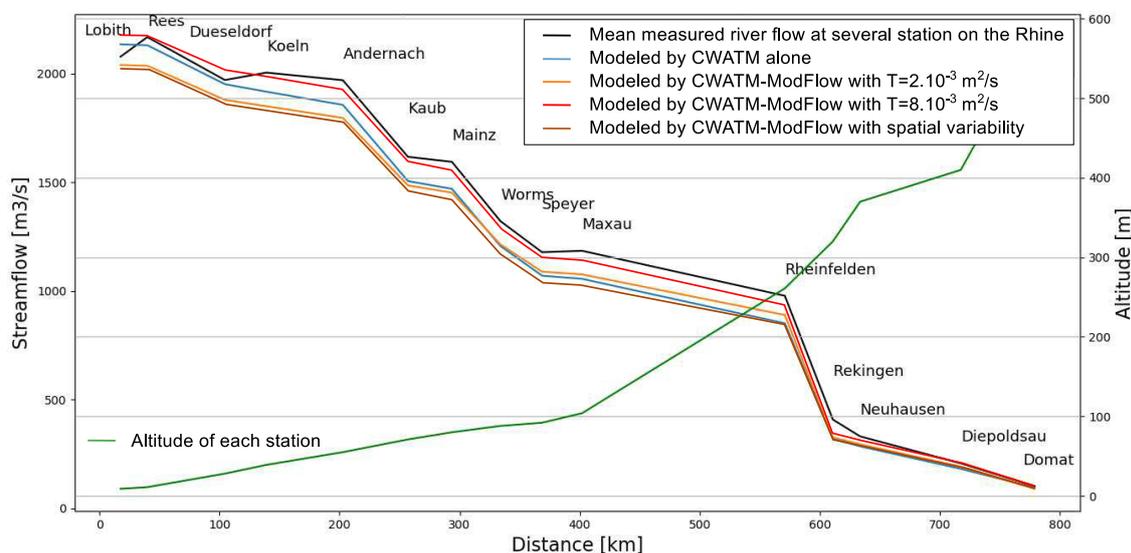


FIGURE 8.9 – Évolution du débit moyen du Rhin, des Alpes aux Pays-Bas. Comparaison entre les observations, le modèle CWATM et le modèle couplé CWATM-ModFlow. Pour ce dernier, les résultats de trois simulations, à une résolution de 4 km, sont présentés ; l'aquifère est homogène dans les deux premiers cas ; dans le troisième, les paramètres varient spatialement et valent en moyenne $4,2.10^{-3}$ m²/s et 0,15 respectivement pour la transmissivité et la porosité.

D'après ces simulations, le débit du Rhin est assez sensible à la représentation des systèmes aquifères. On voit sur la figure 8.9 que le débit est plutôt bien modélisé dans la partie alpine et dans la partie finale du bassin. Dans la partie centrale, le débit est sous-estimé d'une dizaine de

pourcents lorsqu'on utilise le modèle CWATM seul. L'ajout du modèle d'aquifère n'améliore pas forcément les choses. On voit que pour une transmissivité homogène de $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, ou pour le modèle hétérogène, le comportement est à peu près identique dans la partie centrale alors qu'il sous-estime à nouveau le débit dans la partie finale. L'évapotranspiration doit donc être surestimée dans la majeure partie du bassin (au milieu sur la figure 8.8).

Il n'y a pas de flux latéraux dans le cas du modèle CWATM, donc les écarts entre l'observation et la modélisation peuvent être expliqués plus facilement. En sortie des Alpes, le débit modélisé est déjà en dessous des observations, on note un déficit d'environ 20 % à la station de Rekingen (figure 8.9). À la station suivante, à Rheinfelden, le déficit passe à $250 \text{ m}^3/\text{s}$, soit environ 25 % du débit. Ensuite ce volume manquant reste plus ou moins constant jusqu'à Dusseldorf, puis le modèle redevient relativement proche des observations. On peut donc supposer que le modèle CWATM (pour rappel, après une calibration des paramètres basée sur le débit à Lobith) surestime l'évapotranspiration dans la partie amont du Rhin. Le déficit de débit étant comblé dans la partie finale. Il est cependant difficile de conclure sur une échelle de temps aussi petite (nous avons choisi une période courte, de 6 ans, afin de pouvoir effectuer un maximum de test) car, comme mentionnée précédemment, le modèle montre une variabilité interannuelle du stock d'eau dans l'aquifère.

Dans le cas du modèle couplé, la version homogène avec une transmissivité de $8.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ donne le meilleur résultat. On sous-estime alors légèrement le débit du Rhin dans sa partie centrale, avant de le surestimer à l'exutoire au détriment de l'évapotranspiration. Malgré cela, il reste difficile d'évaluer si ces écarts sur le débit sont liés à une mauvaise distribution des flux latéraux ou bien une mauvaise estimation de l'évapotranspiration. Néanmoins, ces observations illustrent la sensibilité aux échanges souterrains de la redistribution interne des flux au sein du bassin. Au contraire, actuellement sans inversion du modèle couplé, les flux globaux moyens et transitoires se montrent peu sensibles.

Comparaison entre la piézométrie modélisée et celle observée

Le point qui va maintenant nous intéresser est la comparaison entre les niveaux piézométriques simulés et ceux observés. L'ajout d'un modèle d'écoulement souterrain n'a pas uniquement vocation à mieux représenter les interactions avec la subsurface mais il a aussi pour objectif d'évaluer les réserves d'eaux souterraines. Dans ce cadre, l'évolution des niveaux dans le temps est une observation intéressante car elle est directement corrélée à l'évolution de la ressource. On comparera d'abord les niveaux moyens à partir du réseau de piézomètres décrit précédemment (figure 2.15) puis on comparera les fluctuations des niveaux piézométriques à partir des quelques piézomètres situés dans la plaine d'Alsace.

Les niveaux piézométriques moyens sont très mal modélisés (voir figure 8.10), ce qui n'est pas surprenant. En effet, nous avons évoqué à plusieurs reprises l'importance de l'hétérogénéité sur ces niveaux moyens. Nous avons également vu en introduction de ce chapitre que les niveaux piézométriques deviennent assez rapidement irréalistes lorsque la résolution spatiale est faible. On conçoit donc qu'une mesure ponctuelle du niveau ait peu de chance d'être représentative au sein d'une surface de quatre kilomètres sur quatre car la topographie qui contrôle en partie les écoulements varie à une échelle plus fine. De plus nous n'avons ici aucune idée de la transmissivité réelle du milieu. D'ailleurs, on rappelle la difficulté de restituer la piézométrie moyenne sur l'observatoire de Ploemeur malgré une résolution très fine et une meilleure connaissance du système. La profondeur du niveau piézométrique constitue une variable intéressante car son altitude absolue dépend de la représentation de la topographie (figure 8.10). Visuellement, il est aussi plus facile de comparer les profondeurs car elles varient sur une échelle plus petite que l'altitude. De plus, la profondeur de la nappe est la variable qui contraint l'alimentation de la surface par les systèmes profonds. Il peut néanmoins être intéressant de contrôler l'altitude des niveaux piézométriques afin d'estimer si les gradients hydrauliques sont bien représentés.

Ici, les erreurs relatives sont de l'ordre de la dizaine de mètres. Comme pour le test préliminaire en 1D, les niveaux ont tendance à être trop haut et à interagir avec les sols dans une grande partie du domaine. Pour un grand nombre de points, les profondeurs modélisées sont égales aux profondeurs de sol imposées en condition limite (de l'ordre de 1 m). Assez logiquement, on note une meilleure représentation des profondeurs des niveaux piézométriques lorsque la transmissivité augmente (voir figure 8.10) mais il demeure toujours des écarts importants.

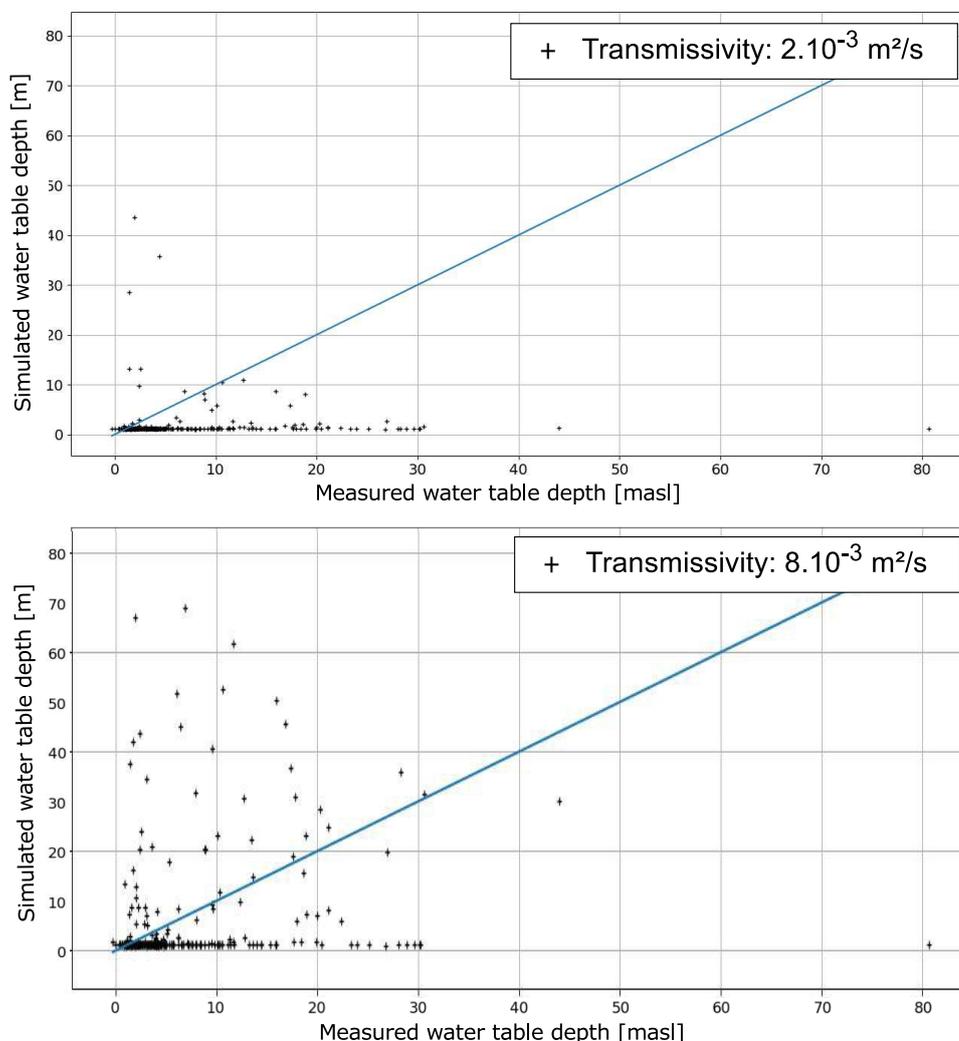


FIGURE 8.10 – Comparaison entre les profondeurs des niveaux piézométriques moyens mesurés et modélisés sur le bassin du Rhin. La droite bleue représente le modèle parfait; la résolution de la topographie appliquée à ModFlow vaut 4 km. **En haut** : la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère valent respectivement $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,05. **En bas** : ils valent respectivement $8.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,05.

On constate que la temporalité des fluctuations piézométriques mesurées est respectée (voir par exemple la figure 8.11) malgré une mauvaise représentation des niveaux moyens. Cette bonne représentation des variations temporelles amène à penser que les flux nets de recharge sont assez bien restitués dans le temps et que les gradients hydrauliques sont relativement réalistes. Pour rappel, les piézomètres dans lesquels sont comparés les variations temporelles sont tous situés dans la même zone dans la plaine d'Alsace. Dans ce secteur, l'amplitude des fluctuations temporelles est d'environ 1 m seulement, et la profondeur moyenne du toit de la nappe est inférieure à 1 m. Dans cette même zone, les niveaux modélisés sont suffisamment élevés la plupart du temps pour que leur fluctuations saisonnières soient contraintes par la surface. Ainsi, soit ils sont en permanence saturés, soit leurs fluctuations sont limitées par la surface durant les périodes de recharge en hiver (voir figure 8.11). Il serait donc intéressant à l'avenir de constituer une base de données avec des

piézomètres mieux répartis spatialement afin d'évaluer la piézométrie et le flux de recharge.

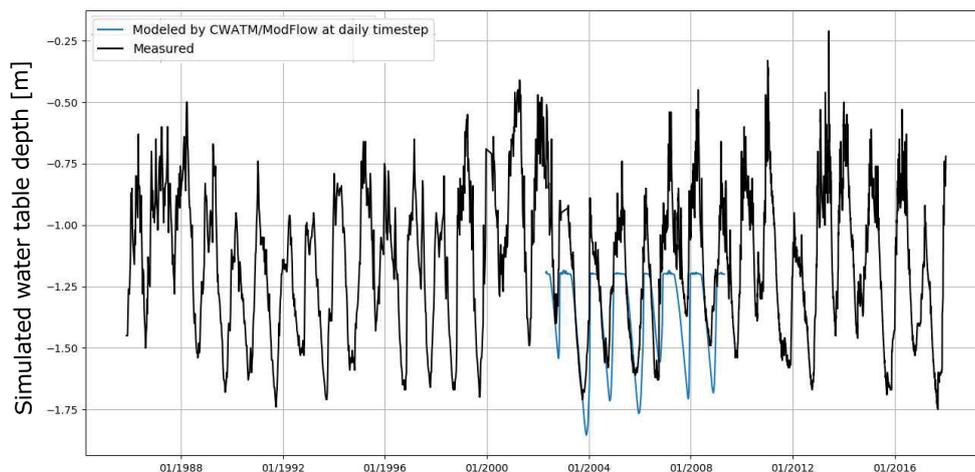


FIGURE 8.11 – Comparaison des fluctuations temporelles du niveau piézométrique mesuré et modélisé au niveau d'un forage situé dans la plaine d'Alsace. Les données mesurées sont en noir, celles modélisées en bleu ; la résolution de ModFlow vaut 4 km ; la transmissivité et le coefficient d'emménagement de l'aquifère valent respectivement $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et 0,05. Malgré l'échelle, les signaux sont très synchrones.

8.3.3 Représentation et rôle des aquifères à travers les échelles

Idée générale

Les mesures intégratrices sont donc finalement peu sensibles à la physique du modèle. La distribution spatiale des débits révèle quant à elle l'importance de la contribution souterraine à des échelles plus petites (figure 8.9). Pour apporter une meilleure compréhension de ce qu'apportent les aquifères au comportement du système hydrologique nous proposons d'étudier comment l'évapotranspiration se distribue dans l'espace non pas en fonction du climat mais en fonction de la disponibilité en eau.

Les données modélisées ont été comparées aux estimations de MODIS qui fournissent déjà une idée de la distribution spatiale de l'évapotranspiration. Le lien entre cette distribution spatiale et les aquifères réside dans les flux latéraux dont la communauté des climatologues et des hydrologues mesure de plus en plus l'importance, en particulier à large échelle. La problématique est donc de quantifier la redistribution latérale de l'eau via les aquifères. De plus, les aquifères peuvent aussi jouer un rôle dans le temps en stockant l'eau durant les périodes humides et en la restituant en période sèche. On peut aussi évoquer leur capacité à atténuer la variabilité climatique ou leur nécessité pour les besoins anthropiques, au même titre que les barrages par exemple. À l'échelle de plusieurs années, la contribution des aquifères pourrait également être importante à cause de la grande variabilité des temps de réponse.

Mise à part l'évapotranspiration dont MODIS fournit des estimations, on s'appuiera en complément sur la distribution spatiale des flux modélisés qui ne sont pas observables comme la recharge des aquifères, la remontée capillaire ou les flux souterrains. L'intérêt du modèle étant de pouvoir modéliser ces flux et d'en évaluer l'impact. En effet, un des objectifs de ces travaux est de préciser le rôle des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique à travers les échelles. Or, les interactions entre ces systèmes et la surface ne sont ni observables ni mesurables directement. Nous avons aussi vu que la mesure des débits ne suffisait pas à contraindre les processus au sein du bassin, en particulier la contribution des aquifères. Dans ce cadre, les données satellites spatialisées pourraient contenir indirectement des preuves de la contribution des systèmes souterrains (voir notamment Sutanudjaja et al. [2014]) et permettre ainsi leur meilleure représentation.

L'approche Budyko

Sur une surface donnée, l'évapotranspiration est un flux qui repose sur les pluies locales, la demande évapotranspiratoire potentielle et les échanges latéraux souterrains et de surface. En régime stationnaire, c'est à dire en supposant qu'à long terme il n'y a pas de variations de stock, l'évapotranspiration vérifie l'équation 8.2 :

$$AET = P + Q_{in} - Q_{out} \quad (8.2)$$

où les termes représentent respectivement l'évapotranspiration, les précipitations et les flux latéraux entrants (Q_{in}) et sortants (Q_{out}) à la fois par les aquifères et les rivières. Les modèles qui ne prennent pas en compte les flux souterrains réduisent donc cette équation à la suivante (équation 8.3) :

$$AET = P - Q_{river} \quad (8.3)$$

où Q_{river} est le débit apporté aux rivières sur la surface considérée.

Afin de s'affranchir de la composante climatique, on divisera systématiquement l'évapotranspiration réelle par l'évapotranspiration potentielle ou par les précipitations. D'après l'approche Budyko [M.I. Budyko, 1974], on distingue deux situations théoriques. Dans l'une, l'évapotranspiration potentielle est inférieure aux précipitations, l'évapotranspiration réelle est alors limitée d'un point de vue énergétique. Dans l'autre, ce sont les précipitations qui sont déficitaires et dans ce cas l'évapotranspiration est limitée par la quantité d'eau apportée par les pluies.

En théorie donc, sans redistribution latérale de l'eau, l'évapotranspiration d'une surface donnée doit être égale à l'évapotranspiration potentielle tant que la pluie est supérieure à cette dernière (le rapport ETR/P vaut alors ETP/P). Lorsque la pluie devient inférieure à l'évapotranspiration potentielle, elle limite l'évapotranspiration réelle (ainsi le rapport ETR/P est constant et vaut 1). En réalité, une partie de l'eau des précipitations s'échappe par le réseau hydrographique et n'est donc pas disponible. Ce qui explique en partie les écarts entre les droites théoriques en rouge sur la figure 8.12 et les données satellites MODIS sur le bassin du Rhin.

Sur la figure 8.12, les points situés au-dessus de la limite $AET/P = 1$ dans la partie droite illustrent l'apport des systèmes souterrains dans certaines zones. En particulier, des apports qui seraient particulièrement importants dans les zones de convergence. Nous pensons que ce phénomène cache des échanges beaucoup plus présents localement mais "noyés" dans la masse de points représentés. On peut même supposer que si on était capable de retrancher l'écoulement de surface aux précipitations on verrait apparaître uniquement les contributions souterraines (mais il faudrait alors pouvoir séparer le ruissellement des débits de base). De plus, si il existe des zones d'apports, on peut considérer qu'il doit aussi y avoir des zones d'infiltration. Dans ce cas, on verrait apparaître des points situés sous la droite $AET/(P-Q_{river}) = PET/(P-Q_{river})$ dans la partie gauche. Pour résumer, sur la figure 8.12, les écarts constatés entre les points d'observations et les droites théoriques sont égaux aux échanges latéraux nets, souterrains et surfaciques. Ils sont également imputables aux incertitudes des estimations issues de MODIS et aux différentes formes d'anthropisation présentes notamment l'irrigation.

On peut expliquer plus précisément ces processus sans pour autant les mesurer à ces échelles. Les écoulements souterrains jouent un rôle dans le comportement transitoire et spatial des systèmes hydrologiques. En effet, les aquifères redistribuent l'eau latéralement lorsque celle-ci est en excès et s'infiltrer profondément notamment en période humide. Durant les périodes dites sèches ($P < ETP$), ou dans les régions déficitaires en précipitations, l'eau souterraine peut subvenir à la demande évaporatoire à condition que les niveaux d'eau rejoignent la zone racinaire.

En tout point, l'écart entre les courbes théoriques et les observations est donc égal au ruissellement plus au flux net entre l'aquifère et la surface [Condon and Maxwell, 2017]. À l'échelle du Rhin, cet écart est entièrement égal à la lame d'eau écoulée ce qui donne une idée du rôle des propriétés des sols et des aquifères sur le bilan hydrologique. Une approche intéressante serait alors de

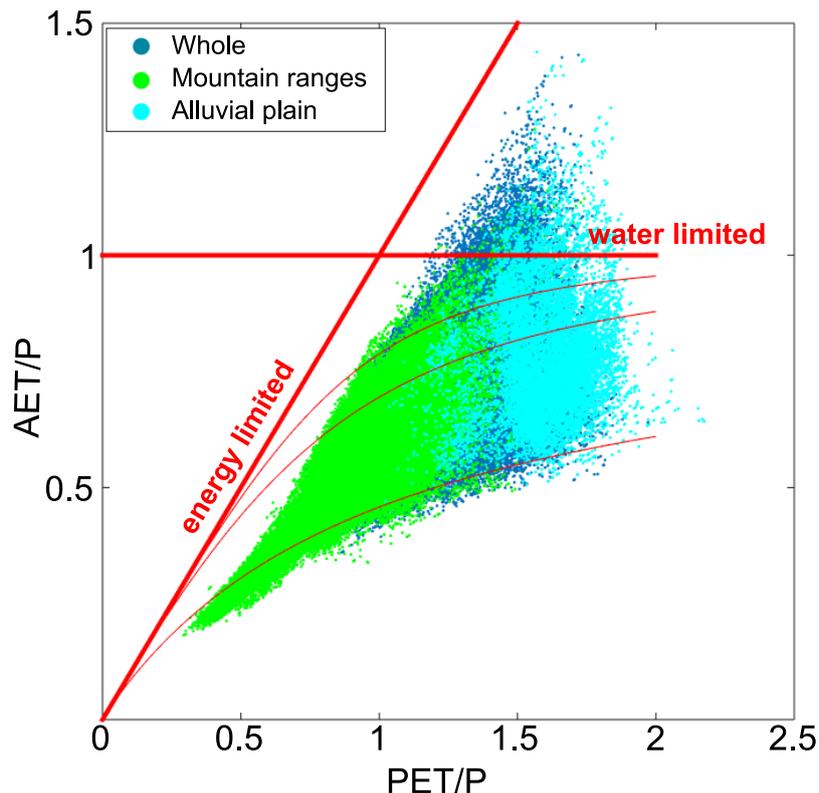


FIGURE 8.12 – Approche Budyko sur le bassin du Rhin. Les données, d'après MODIS, représentent tous les points du bassin du Rhin à 600 m de résolution.

déterminer à partir de quelle échelle le ratio de l'évapotranspiration sur les précipitations moins l'écoulement ($AET/(P - Q_{river})$) sort du comportement théorique puisque cette déviation correspondrait à la contribution du milieu souterrain. Cette méthode permettrait ainsi de mesurer de manière indirecte les échanges entre les systèmes de surface et profonds. Pour estimer la recharge des bassins versants par exemple, Troch et al. [2009] utilisent une méthode similaire nécessitant tout de même de pouvoir séparer le débit de base et le ruissellement sur les bassins étudiés.

La distribution spatiale de l'évapotranspiration

D'après les observations spatialisées à 600 m de résolution (celles présentées sur la figure 8.12), le ratio moyen de l'évapotranspiration sur les précipitations affiche une variabilité importante. Les données s'étalent entre 0,3 et 1,4, ce qui est équivalent à une évapotranspiration respectivement inférieure de 70 % et supérieure de 40 % aux précipitations ! Cette disparité traduit la diversité des réponses des milieux continentaux. Comme déjà mentionné, on note la présence de nombreux points où les valeurs du ratio sont supérieures à 1. Ces points sont relativement éparpillés (la carte n'est pas représentée ici) mais une partie d'entre eux semble se concentrer dans les principales vallées du bassin du Rhin, la plaine d'Alsace notamment. L'autre partie semble dessiner un réseau hydrographique dans la partie centrale du bassin. On peut expliquer ces forts ratios par la convergence des eaux souterraines qui fournissent ainsi l'évapotranspiration que les précipitations seules ne peuvent suffire à expliquer. Ce ratio ne peut cependant pas permettre de discerner les zones de recharge qui perdent de l'eau. De même, il ne permet pas de caractériser les zones où les apports souterrains sont importants mais restent inférieurs à l'écoulement en rivière puisque ce dernier flux n'est pas quantifiable. D'ailleurs, lorsque la résolution des observations est dégradée à celle du modèle CWATM (environ 7-8 km) ces zones supérieures à 1 n'apparaissent plus.

Les modèles offrent la possibilité de quantifier ces flux et de tester leur sensibilité. On peut par

exemple voir que le ratio de l'évapotranspiration sur les précipitations est plus grand que 1 dans certaines zones lorsqu'on ajoute le modèle hydrogéologique à CWATM (à droite sur la figure 8.13), malgré la résolution de 7-8 km. En particulier, ce rapport augmente dans les zones de convergence que sont la plaine du Rhin et ses principaux affluents. Dans ces zones, le rapport était déjà élevé initialement mais il est évident que l'ajout du modèle d'aquifère y augmente l'évapotranspiration significativement. Les valeurs supérieures à 1 soulignent à nouveau le rôle des flux souterrains latéraux, apportant de l'eau des hauts vers les bas topographiques, chose que le modèle CWATM ne pouvait prendre en compte. Dans les deux cas, la plupart des grandes tendances observées d'après MODIS sont respectées. On relève des comportements différents principalement dans la partie centrale du bassin à l'est et à l'ouest.

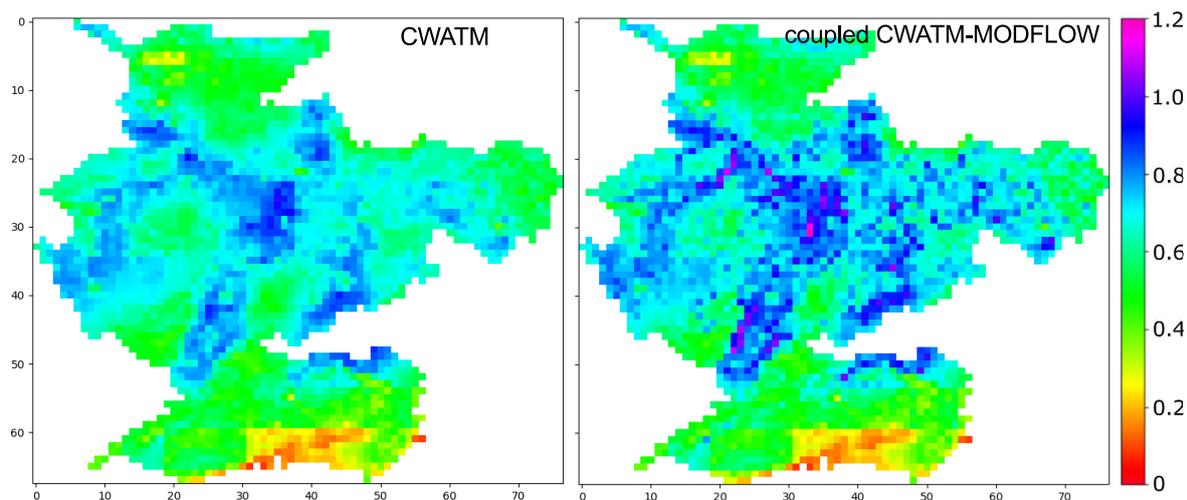


FIGURE 8.13 – Ratios de l'évapotranspiration sur les précipitations d'après le modèle CWATM (à gauche) et le modèle couplé (à droite) pour le bassin du Rhin. Valeurs moyennes pour la période 2004-2009; les cartes figurent en coordonnées géographiques WGS84 d'où l'aplatissement apparent du bassin du Rhin.

Le ratio de l'évapotranspiration réelle sur l'évapotranspiration potentielle est lui moins variable avec des valeurs minimales proches de 0,3 et des valeurs maximales de 0,9. Même si l'on distingue la forme de certaines vallées et de la topographie, la distribution de ce ratio est moins évidente à cerner du fait qu'elle dépende aussi des précipitations. Pour s'affranchir complètement de la composante climatique et mettre en avant les propriétés de la surface et de la subsurface, nous proposons un autre critère : le ratio de l'évapotranspiration réelle sur l'évapotranspiration potentielle là où la pluie est excédentaire et le ratio de cette même évapotranspiration réelle mais sur les précipitations là où les pluies sont déficitaires. Puis, la moyenne est soustraite pour mieux visualiser la variabilité des résultats (figure 8.14). Ce ratio fournit donc une observation satellite de la variabilité moyenne des échanges latéraux au sein de chaque maille. C'est à dire le ruissellement (il faut bien séparer du débit de base) plus la recharge nette pour chaque maille. Une valeur positive indique donc que les flux latéraux reçus par la maille sont plus élevés que la moyenne et inversement. Par la suite, on pourra nommer ce ratio par le terme "contribution relative des flux latéraux au bilan évapotranspiratoire". On pourra aussi parler de "variabilité spatiale de la disponibilité en eau".

La disponibilité en eau pour l'évapotranspiration résulte du processus de ruissellement, de l'infiltration (la capacité du sol à capter l'eau de pluie excédentaire) et de l'échange entre les aquifères et le sol. Une fois affranchie de la composante climatique, l'évapotranspiration apparaît plus grande principalement dans les zones de convergence qui sont situées dans la partie centrale du bassin du Rhin. Certaines sont quasiment d'extension régionale comme au sud de la plaine d'Alsace. Les zones où l'évapotranspiration apparaît plus faible semblent être les zones montagneuses comme les Alpes, la Forêt Noire et les Vosges. On note que ces données, issues des satellites, fluctuent

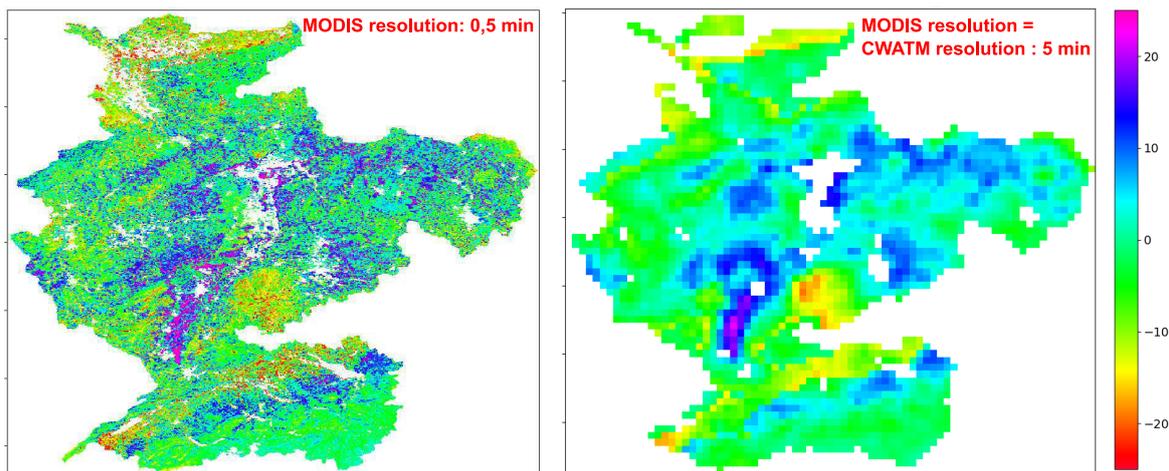


FIGURE 8.14 – Contribution relative des flux latéraux au bilan évaporatoire sur le bassin du Rhin d'après les données satellites. Les valeurs présentées sont égales au ratio ETR/ETP là où les précipitations sont excédentaires ou au ratio ETR/P là où elles sont déficitaires. La résolution est de 600 m initialement **à gauche** mais elle sera ramenée à environ 7-8 km **à droite** pour comparaison avec le modèle.

tuent entre -25 et +25 % sur la figure 8.14. Dans ces différents contextes, il est difficile d'évaluer les contributions respectives du ruissellement et des interactions avec les aquifères. On note que l'écart-type de la "disponibilité en eau" chute brutalement en dégradant la résolution de 0,5 à 5' (soit de 600 m à 7-8 km environ) sur la figure 8.14. En effet, l'écart-type des valeurs présentées sur la figure 8.14 passe de 11 à 6 % assez rapidement puis diminue doucement. La variabilité spatiale à petite échelle est donc relativement élevée, son amplitude est comparable aux tendances (ou à la variabilité) régionales. Actuellement, on ne sait pas comment interpréter cette variabilité. Elle intègre vraisemblablement les contributions souterraines et le partitionnement des précipitations entre ruissellement et infiltration. Néanmoins, hormis les tendances régionales, cette variabilité ne se produit qu'à petite échelle d'après la figure 8.14.

La figure 8.15 illustre le variogramme de la carte des contributions latérales sur une zone réduite. Elle compare les données satellites à deux résolutions différentes ainsi que les sorties des modèles CWATM et CWATM-ModFlow. Le premier variogramme met en évidence la variabilité observée à petite échelle, celle que les modèles ne peuvent atteindre (courbe bleue). Elle se traduit par une variance élevée sur les faibles distances et par un fort effet "pépète" (ce qui signifie qu'à cette résolution, il y a peu de corrélation entre des mailles voisines). Elle traduit des processus se produisant à l'échelle du kilomètre ou moins, la redistribution des écoulements souterrains due à la topographie. L'idée générale est que les niveaux de nappe maintiennent un accès à l'eau très significatif (le variogramme de la remontée capillaire modélisée est également tracé en violet). Les mêmes données à une résolution dix fois plus basse (courbe orange) illustrent en revanche des tendances à l'échelle des massifs montagneux et des plaines au sein du bassin du Rhin. Elles illustrent également la variabilité géologique qui détermine les propriétés hydrodynamiques des aquifères et donc des comportements hydrologiques. La différence de comportement entre les deux résolutions, illustré ici par le variogramme, signifie donc que les modèles représentent les processus observés à des échelles très différentes.

La distribution spatiale de l'évapotranspiration (normalisée par le climat) semble donc révélatrice des processus hydrologiques. D'après les données présentées, la signature des systèmes aquifères à très haute résolution, soit à l'échelle du versant ($\sim 0,1-1$ km), semble importante. Les résultats issues des simulations montrent que les modèles donnent une représentation différente des processus à cause de la résolution, mais ils illustrent aussi l'apport potentiel d'une meilleure représentation des aquifères (voir les courbes vertes et rouges sur la figure 8.15). D'après les résultats précédents, les processus hydrogéologiques sous-mailles ne semblent pas déterminants à l'échelle d'un bassin de la taille du Rhin. Néanmoins, il serait nécessaire d'abaisser la résolution (à

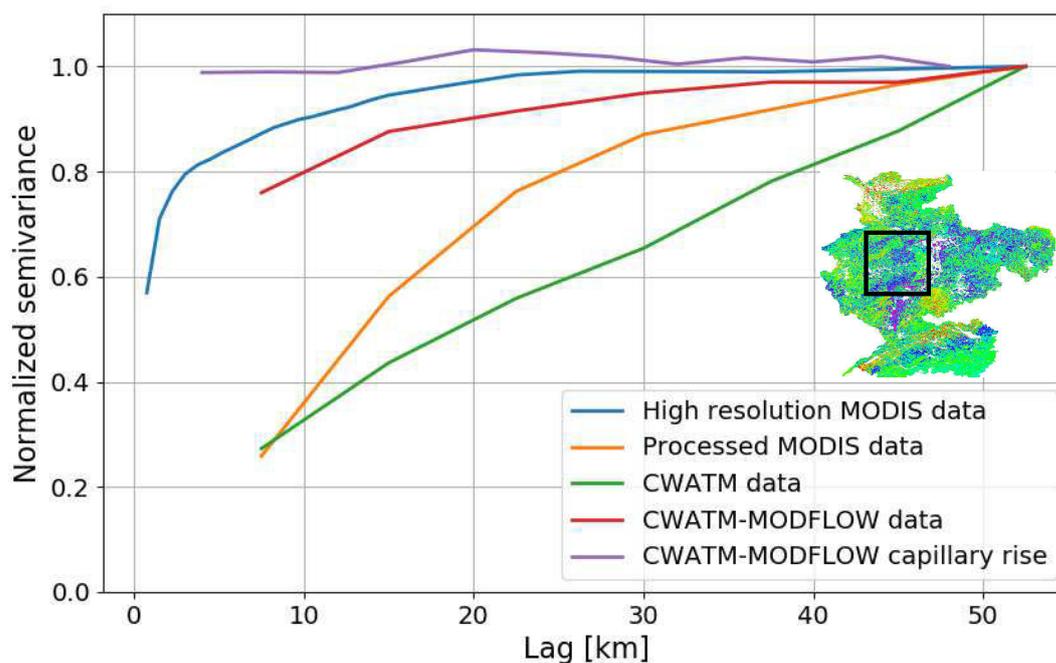


FIGURE 8.15 – Variogrammes des contributions latérales à la disponibilité en eau d'après les données satellites et les modèles. Les courbes bleues et oranges illustrent les données MODIS à 0,5' et 5' de résolution respectivement ; les modèles hydrologiques, en vert et rouge, sont eux à une résolution de 5' ; figure également en violet la remontée capillaire issue de ModFlow à 4 km de résolution. L'encart définit la zone d'étude (carré noir).

au moins 1 km environ) afin d'obtenir des niveaux piézométriques plus bas et par conséquent des échanges entre les sols et les aquifères plus réalistes.

Cependant, le couplage entre le modèle d'aquifère et le modèle hydrologique pourrait permettre d'augmenter la robustesse des modèles par une représentation plus physique des processus. Notamment, en intégrant les processus sous-maillages avec une résolution d'au moins 1 km. Nous avons aussi vu que la représentation des milieux souterrains prend de l'importance dans la modélisation des débits à l'échelle régionale (figure 8.9). D'après les comparaisons entre les données spatialisées et les modèles, certaines tendances à cette échelle ne sont pas reproduites par les modèles. Cela va nous amener à discuter en perspectives de l'importance de la géologie mais aussi du rôle du transitoire dans la redistribution des masses d'eau.

8.4 Conclusions et perspectives

8.4.1 Rôle des aquifères dans la variabilité spatiale et temporelle

Rappel des objectifs

L'objectif initial était de coupler un modèle d'aquifère à un modèle hydrologique à grande échelle. Ce type de modèles est en effet relativement peu développé mais semble devenir de plus en plus une étape incontournable pour comprendre et modéliser les systèmes hydrologiques à différentes échelles. Dans un second temps, la comparaison des données simulées et observées devait permettre d'étudier la paramétrisation de tels modèles à l'échelle continentale.

Amélioration du modèle CWATM-ModFlow

Un nouveau modèle a donc été développé. À basse résolution, il produit des échanges verticaux très peu réalistes. En particulier parce que les niveaux piézométriques modélisés sont trop élevés à des résolutions typiquement de l'ordre de quelques kilomètres. En effet, ces niveaux induisent de fortes remontées capillaires sur une grande partie du bassin ce qui augmente la recharge du compartiment aquifère en contrepartie. Finalement, il paraît assez peu réaliste que des flux ascendants et descendants se produisent au même endroit. Nous proposons donc ici d'implémenter différemment le modèle de percolation vers l'aquifère, à la manière dont nous l'avons fait pour la remontée capillaire.

Comme évoqué dans la présentation du modèle (chapitre "Présentation des modèles"), la distribution spatiale de la remontée capillaire est prise en compte dans CWATM en divisant les mailles en deux parties ou sous-mailles. Celle qui reçoit une contribution souterraine et celle qui n'en reçoit pas. Les deux pouvant fournir de l'eau à l'aquifère par percolation. La nouvelle version dont il est question ici permet de supprimer la percolation dans la sous-maille qui reçoit déjà de l'eau souterraine. Ainsi, cela permet de profiter de la précédente compartimentation entre la surface de la maille qui est influencée par la remontée capillaire et celle qui ne l'est pas. Schématiquement, si on considère qu'une maille est un sous-bassin, la recharge se produirait dans la partie amont où les niveaux piézométriques sont bas et la décharge dans la partie aval où les niveaux piézométriques atteignent le sol (figure 8.16).

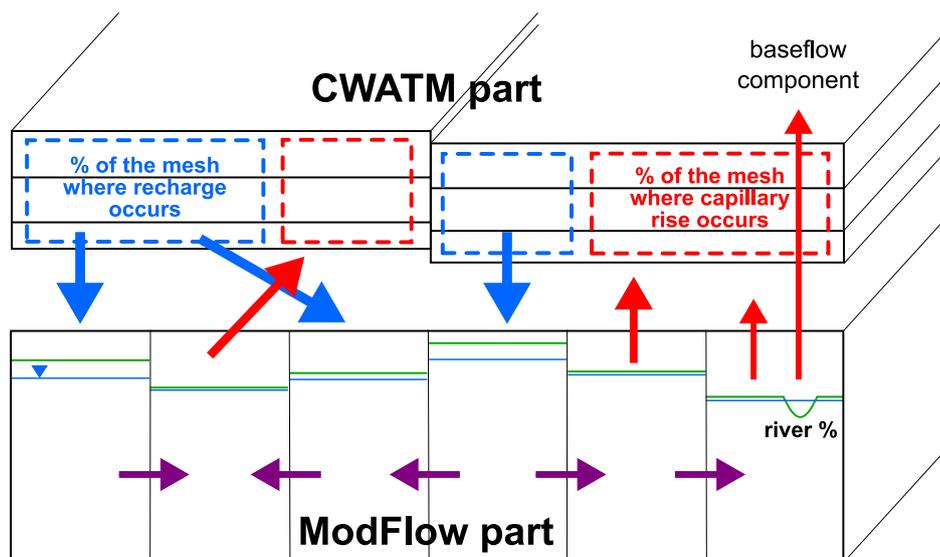


FIGURE 8.16 – Schéma représentant la variabilité sous-maille des échanges entre le sol et l'aquifère dans CWATM-ModFlow (dernière version). Vue en une dimension pour un type de sol au sein d'une maille de CWATM; dans cet exemple, la résolution de ModFlow est trois fois plus fine que celle de CWATM.

Exemple de résultats

Les premiers tests effectués avec cette version du modèle couplé montrent bien une réduction des échanges verticaux et une modification de certains résultats présentés précédemment. On note par exemple que la recharge nette (la recharge moins la remontée capillaire) a fortement diminué à l'échelle du bassin alors que sa variabilité spatiale a considérablement augmenté.

La figure 8.17 illustre la nouvelle carte obtenue de la contribution souterraine soit l'opposé de la recharge nette. Pour avoir une idée de la variabilité temporelle de ce flux, les données moyennes pour le mois de février et d'août sur une période de 12 ans sont présentées. En février, les aquif-

fères sont rechargés sur l'ensemble du bassin, assez peu sur les Alpes et sur la plaine du Rhin. Ils alimentent en retour le réseau hydrographique par débordement dans les bas topographiques. En août, la situation est différente. Les aquifères sont rechargés dans les Alpes et encore légèrement dans les hauts topographiques mais on voit surtout que le fond de carte a changé de couleur et est légèrement positif sur l'ensemble du bassin. En conclusion, d'après cet exemple la contribution des aquifères représente une part significative du bilan évaporatoire durant l'été en plus de fournir le débit d'étiage des rivières. Le comportement moyen ou stationnaire a donc un contenu explicatif limité pour expliquer des processus qui sont très différents d'une saison à l'autre. De même, l'exploration des variations interannuelles et à plus long terme serait également particulièrement intéressante.

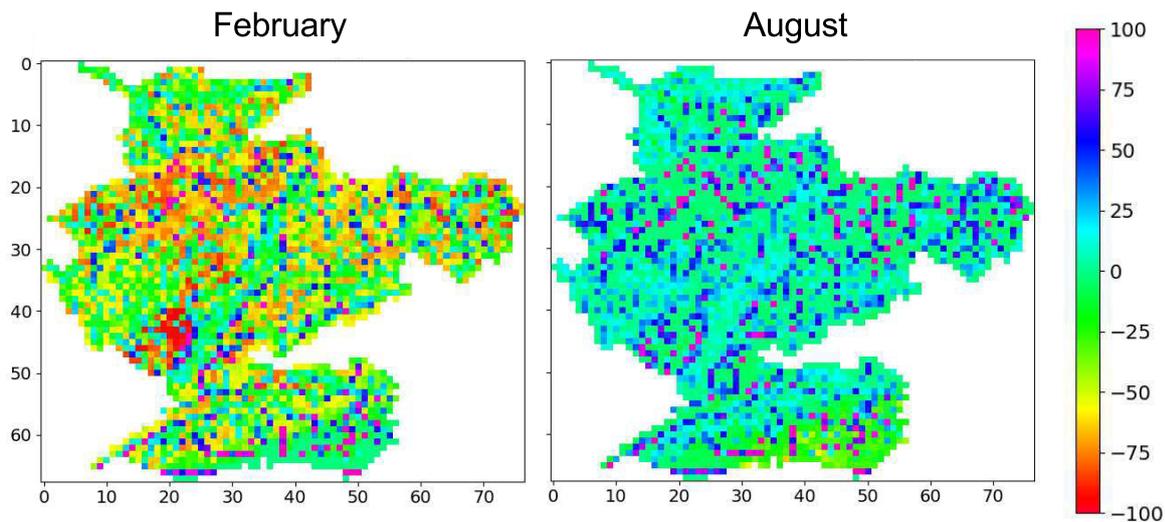


FIGURE 8.17 – Contribution souterraine normalisée par les précipitations [%] d'après la dernière version du modèle couplé sur le bassin du Rhin. La contribution souterraine est égale à la remontée capillaire moins la recharge en chaque maille du modèle. **À gauche** : moyennes sur les mois de février. **À droite** : moyennes sur les mois d'août, sur la période 1997-2008.

8.4.2 Impact de la géologie

Si les grandes tendances de l'évapotranspiration sont bien représentées par les modèles, il apparaît des zones où l'écart avec les observations est assez significatif. En théorie, l'amélioration de la résolution devait permettre d'abaisser les niveaux piézométriques et modifier les échanges actuellement modélisés. Cependant, d'après les exemples en une dimension et sur le bassin de la Moselle, l'amélioration de la résolution ne suffit pas. On peut supposer que la prise en compte de la variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques sera déterminante pour améliorer la représentation des niveaux piézométriques et par conséquent celle des flux latéraux et verticaux.

La figure 8.18 montre à quel point passer d'un modèle hydrogéologique à paramètres homogènes à gauche puis variables spatialement à droite modifie la structure des écoulements. Entre les deux modèles, les valeurs des flux latéraux dans les aquifères sont très différentes et les tendances semblent même inversées. Par exemple, alors que les flux sont plus faibles dans la plaine du Rhin pour le cas homogène, c'est précisément l'endroit où ils sont le plus élevé pour le cas hétérogène. Dans le premier cas, cela s'explique par une topographie plate donc des gradients hydrauliques faibles. Dans le second cas, la grande perméabilité de la zone explique ce comportement malgré la topographie plate.

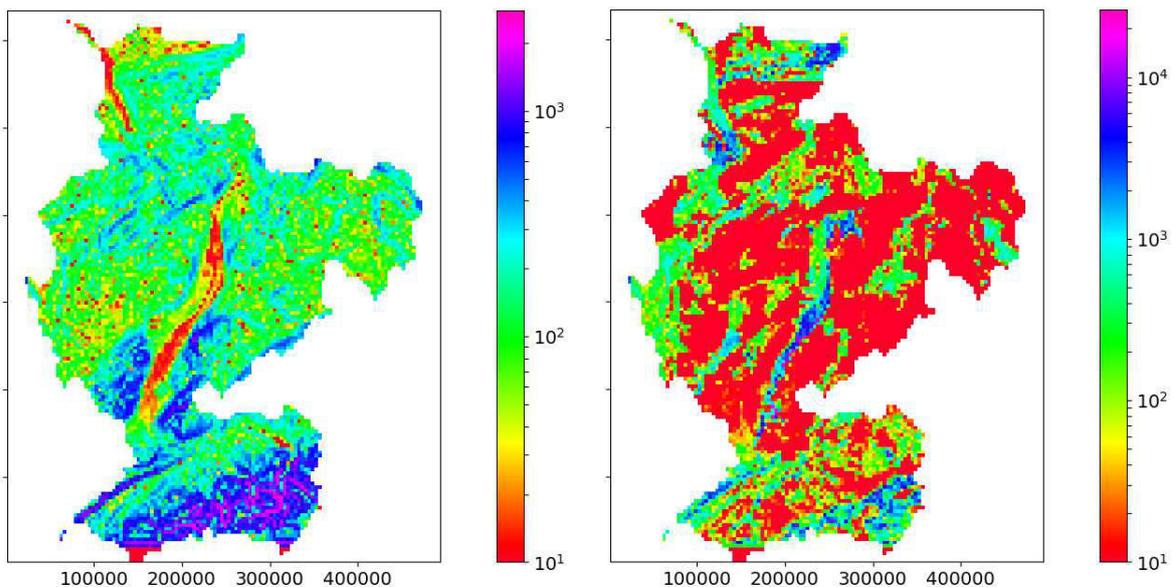


FIGURE 8.18 – Norme des flux latéraux souterrains [mm/an] en chaque maille du modèle couplé. Moyennes sur la période 2004-2009 issues de ModFlow à 4 km de résolution. À **gauche** : modèle avec une transmissivité homogène de $2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. À **droite** : modèle avec une transmissivité variable d'après GLHYMPS et dont la moyenne vaut $4.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

8.4.3 Optimisation du modèle couplé

Le couplage du modèle peut être optimisé. Plusieurs étapes pourraient permettre de gagner en efficacité lors des simulations. L'objectif est de réduire les temps de calcul qui sont tout de même de l'ordre de l'heure pour une année de simulation à pas journalier avec des résolutions de 7-8 km et 2 km respectivement pour les parties CWATM et ModFlow (sur un ordinateur portable standard). Cette durée reste tout à fait raisonnable jusqu'à une résolution ModFlow de 1 km. À partir de cette valeur, le temps de calcul devient très vite limitant pour réaliser des tests. Cette contrainte étant causée principalement par l'algorithme de résolution des charges hydrauliques de ModFlow. Dans une moindre mesure, elle est aussi due au temps de projection des cartes entre les deux modèles, la taille des matrices à gérer augmentant en loi de puissance.

On peut s'attendre à une amélioration significative de la gestion des grandes matrices en utilisant un ordinateur plus puissant. En revanche, la résolution de ModFlow reste le point critique. En terme de temps de calcul, l'implémentation de ModFlow en tant que module de CWATM devrait permettre de diviser environ par deux les durées évoquées. Il s'agirait d'inclure ModFlow comme un solveur de CWATM et non comme un modèle séparé. Pour cela, il suffira de créer une nouvelle classe dans CWATM dans laquelle on ajoutera le code développé dans cette thèse. Ainsi, le modèle couplé se déroulera en une seule simulation comprenant plusieurs périodes et non pas en plusieurs simulations de une seule période. Le nombre d'opérations serait donc considérablement réduit, en particulier l'initialisation et la sauvegarde des données à chaque pas de temps. Une autre possibilité serait d'augmenter le pas de temps de ModFlow, passer de un jour à une semaine par exemple diviserait le temps de calcul par sept environ. La question serait alors la même que pour la résolution spatiale : à quel point peut-on dégrader la résolution temporelle ? Cette option semblerait envisageable car les aquifères ont des temps de réponse généralement assez grand.

Ensuite, comme les niveaux modélisés sont trop hauts, ils interagissent énormément avec la topographie ce qui ralentit la résolution du modèle ModFlow. Ce qui nous amène à un autre point. Les paramètres du solveur ModFlow (*NWT* pour *ModFlow-2005* dans notre cas) n'ont pas été ajustés pour nos différents tests. Celui-ci est fixé pour résoudre le régime stationnaire qui est plus exigeant que le transitoire. Or, les critères de convergence relevés lors des différentes simulations présentées sont parfaits (erreur sur le bilan < 0,01 %). Il semble donc possible d'optimiser les pa-

ramètres du solveur, par exemple le nombre d'itérations nécessaires ou la tolérance sur le critère.

Finalement, on peut espérer réduire le temps de calcul à une trentaine de minutes par année de simulation en considérant une résolution de 1 km à l'échelle d'une zone de la taille du Rhin. On peut en complément envisager de réduire la résolution du modèle CWATM. Ce dernier est suffisamment efficace pour que sa résolution ne soit pas critique au niveau du temps de calcul. Le passage d'un système de coordonnées régulières à un système géographique est aussi assez contraignant et peut mener localement à une mauvaise redistribution de la recharge de la surface vers l'aquifère, en particulier si les limites de mailles entre les deux modèles ne se superposent pas. On pourrait envisager à l'avenir de résoudre ce problème.

8.4.4 Perspectives

Un modèle couplant l'hydrologie de surface et souterraine a donc été créé. Notre travail se focalise sur une représentation physique des écoulements latéraux dans les aquifères à une résolution plus fine que le modèle de base. Conceptuellement, les échanges verticaux sont représentés de façon assez fines à travers une distribution sous-maille de la recharge et de la décharge des eaux souterraines. Le calcul de cette recharge n'est pas impacté par le niveau piézométrique lorsque celui-ci est profond. En revanche, la remontée capillaire est fonction du niveau piézométrique et de l'épaisseur de sol, voire de l'humidité du sol, à travers une équation très simple. Le coefficient de cette équation ne semble néanmoins pas avoir un grand impact car si le flux ascendant est réduit au sein d'une maille ModFlow il aura tendance à se répartir sur les mailles voisines.

Ce nouveau modèle est plutôt efficace numériquement. De plus, il se montre flexible sur le choix de la résolution sous-maille du modèle hydrogéologique. Ce choix dépend de la résolution des données topographiques disponibles et des contraintes de temps de calcul. Il est également possible de modifier le pas de temps de la partie ModFlow. Enfin, il est assez facile de modifier les paramètres hydrodynamiques du modèle et d'en comparer les sorties.

Au vu du besoin en paramètres et en résolution spatiale pour modéliser les milieux aquifères, ce modèle montre des limites. Après une calibration préalable du modèle couplé, l'étape suivante sera de mettre le modèle à l'épreuve sur plusieurs dizaines d'années. À travers cette calibration, il faudra nécessairement intégrer la variabilité spatiale de la transmissivité et de la porosité. Il serait aussi intéressant de valider le modèle à haute résolution à travers un bassin plus petit comme celui de la Moselle dont on dispose des données MODIS et de nombreuses mesures de débit. L'objectif étant de mieux évaluer la pertinence de l'ajout des flux latéraux.

Chapitre 9

Conclusions et Perspectives

Sommaire

| | |
|---|------------|
| 9.1 Rappel de la problématique | 212 |
| 9.1.1 Rôle des aquifères au sein de la zone critique | 212 |
| 9.1.2 Les difficultés de la modélisation | 212 |
| 9.2 Le contenu informatif des données | 212 |
| 9.2.1 Les enjeux de la modélisation | 212 |
| 9.2.2 Connaissances acquises par les différents observables | 213 |
| 9.2.3 De quels observables et modèles a-t-on besoin? | 216 |
| 9.2.4 Quelles différences à travers les échelles? | 217 |
| 9.3 Le rôle des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique | 218 |
| 9.3.1 Rappel des enjeux | 218 |
| 9.3.2 Rôle à travers les échelles | 219 |
| 9.4 Perspectives | 219 |
| 9.4.1 Le site de Guidel | 219 |
| 9.4.2 Le comportement transitoire de la piézométrie | 220 |
| 9.4.3 La modélisation du transport de solutés | 220 |
| 9.4.4 Les données d'évapotranspiration et de débit | 220 |

9.1 Rappel de la problématique

9.1.1 Rôle des aquifères au sein de la zone critique

Les aquifères ont un rôle fondamental dans le cycle hydrologique. Ils transportent l'eau des pluies efficaces de façon transitoire sur des distances très variables. Durant cet écoulement l'eau est stockée au sein des roches souterraines. De par leur grand volume et leur temps de réponse long, les aquifères constituent une ressource en eau majeure. Ils fournissent une eau de qualité durant les périodes de sécheresse et représente une alternative aux eaux de surface. Cette ressource, ou cette capacité à stocker les pluies temporairement, fait des aquifères un enjeu économique également. Les aquifères sont aussi essentiels aux écosystèmes pour les mêmes raisons. Dans le temps et l'espace, ils restituent aux rivières et aux plantes les eaux infiltrées. De part le processus d'évapotranspiration, les aquifères sont également reliés au climat. De plus, ils participent au cycle biogéochimique au sein des bassins versants.

9.1.2 Les difficultés de la modélisation

Avec l'augmentation de la pression anthropique sur les milieux naturels et l'incertitude sur l'amplitude du changement climatique, il apparaît nécessaire de mieux comprendre et prédire le comportement hydrologique de la zone critique. L'hétérogénéité des aquifères et la complexité des processus qui en résulte représente une limite majeure à cet objectif. Les milieux souterrains étant inaccessibles, il est difficile de caractériser spatialement leur propriétés qui résultent des processus géologiques principalement. La modélisation des aquifères pose donc problème. D'une part, les modèles ne peuvent que représenter de manière simplifiée la complexité réelle des systèmes et les processus qui en résultent. D'autre part, les conditions limites qui s'appliquent à ces milieux sont également sujettes à des incertitudes. Quelle part des précipitations recharge les aquifères ? Quelle part est prélevée par l'évapotranspiration ? Quelle est la contribution des aquifères au débit des rivières ? De manière générale, la représentation des flux entre la surface et les systèmes profonds fait défaut.

9.2 Le contenu informatif des données

9.2.1 Les enjeux de la modélisation

Comme évoqué dans le chapitre d'introduction, le contenu informatif des données fait référence à des enjeux sur la modélisation des systèmes aquifères dont les objectifs principaux sont la compréhension et la prédiction. Les systèmes hydrologiques étant complexes, ils nécessitent des modèles pour les représenter. Ces modèles se doivent d'être robustes et capables de représenter des événements extrêmes en restituant correctement le comportement de la zone critique. Ils doivent aussi reposer sur des hypothèses solides et le meilleur cadre physique possible. Malheureusement, l'hétérogénéité au sein des systèmes hydrologiques sous-contraint généralement les problèmes d'inversion des modèles. Il est alors difficile d'évaluer si les modèles restituent les mesures avec des écarts à cause de l'incertitude des mesures, de la physique conceptuelle du modèle, de la variabilité spatiale des paramètres, ou à cause d'une mauvaise connaissance des forçages extérieurs (la recharge typiquement). Dans ce cadre, les données d'observation, et leur contenu informatif potentiel, ont un grand rôle à jouer.

Les observables disponibles ont vocation à valider la pertinence des modèles. Indirectement, ils les informent. En effet, la calibration sur les mesures permet de fixer les paramètres des modèles et d'identifier les incertitudes ou les comportements mal compris. Cependant, les données disponibles n'ont pas toutes le même contenu informatif. De façon caricaturale, certaines sont

représentatives localement et d'autres sont plus intégratrices spatialement. En réalité, leur comportement moyen et surtout temporel contient des signatures caractéristiques de processus se produisant à différentes échelles spatiales et temporelles. Ainsi, de manière générale, chaque type de données est sensible à différents processus et informe différemment la paramétrisation nécessaire aux modèles. Nous pouvons alors envisager que certaines de ces données soient complémentaires pour résoudre le problème d'indétermination qui pèse sur les paramètres et sur les conditions limites des systèmes.

Ces données sont en effet de différentes natures, certaines sont critiques pour l'Homme et son environnement tandis que d'autres semblent pertinentes indirectement mais n'en sont pas moins essentielles à la paramétrisation des modèles. Elles caractérisent directement ou indirectement les processus hydrologiques ciblés, notamment en géophysique et par les données satellites (c'est à dire que la mesure effectuée permet de remonter à une variable hydrologique). Elles peuvent être physiques comme les mesures de pression, de débit et de déformation ou bien chimiques.

Évaluer l'apport potentiel de chaque observable est essentiel pour la modélisation des systèmes hydrologiques. Il est nécessaire de déterminer lesquels sont les plus utiles et à quel point ils contiennent des caractéristiques typiques permettant la paramétrisation des modèles. Par exemple, il n'est pas toujours pertinent de focaliser une inversion sur des données très locales. Dans ce cas, il convient d'estimer où ces données sont les plus informatives et à partir de combien de points de mesures, dans le temps et l'espace, elles deviennent pertinentes. Les modèles constituent une représentation simplifiée mais pertinente des systèmes environnementaux. Dans cette optique, le principe de parcimonie et la complémentarité des observations semblent une approche intéressante à explorer. Le défi consiste ainsi à paramétriser l'hétérogénéité de façon pertinente à partir des données observées.

9.2.2 Connaissances acquises par les différents observables

Démarche

Pour améliorer la modélisation des systèmes hydrologiques, il est nécessaire de représenter les systèmes aquifères et leurs interactions avec la surface. Dans ces travaux, nous montrons que la signature des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique est à chercher dans le comportement transitoire et à petite échelle, voire à grande échelle dans le débit des rivières. La comparaison des données modélisées et observées est la seule manière d'évaluer les modèles. Les observations reflètent cependant la réponse des systèmes hydrologiques aux forçages climatiques et anthropiques. Ainsi, elles contiennent intrinsèquement un pouvoir informatif pour la paramétrisation des modèles et leurs conditions limites.

Le travail sur les sites de Ploemeur et Guidel a permis d'évaluer le contenu informatif de différents types de données : la piézométrie, le débit de rivière et la déformation de surface. Pour la piézométrie et la déformation nous disposons de chroniques temporelles sur plusieurs années. Le contexte était assez différent pour le débit de rivière pour lequel nous n'avions que quelques mois de mesures. Nous proposons dans cette partie de synthétiser les résultats de la modélisation de ces différents observables.

Quels que soient les sites d'étude et les types de données, la démarche de modélisation était sensiblement la même. Pour déterminer de quels modèles nous avons besoin, il convenait d'augmenter leur complexité de manière itérative. L'approche a permis ainsi de lever progressivement les verrous de l'hétérogénéité et des conditions limites à partir des observations disponibles.

En effet, à partir de différents observables sur Guidel et Ploemeur, nous avons implémenté un modèle simple, exploré l'espace des paramètres en comparant les données mesurées et modélisées, et cherché comment les mesures informent sur les paramètres et conditions limites. Pour la piézométrie et le débit, nous distinguerons les résultats obtenus en régime stationnaire de ceux

obtenus en régime transitoire. Pour la déformation, nous nous sommes intéressés uniquement au comportement transitoire car les instruments fournissent plutôt des mesures relatives.

La piézométrie : en régime permanent

La piézométrie constitue une observation essentielle et courante des aquifères. Cependant, sa capacité à définir le milieu à partir d'un échantillonnage réduit n'est pas évidente. La piézométrie ne représente a priori que les lignes d'écoulement interceptées dans les forages.

Ces travaux ont évalué l'aptitude de modèles d'écoulement souterrain simples à restituer les observations mesurées au sein de l'observatoire de Ploemeur-Guidel. La modélisation de la piézométrie en régime stationnaire permet d'obtenir une transmissivité moyenne fonction du taux de recharge. Du fait de la condition limite de type pompage sur Ploemeur, la contrainte sur la transmissivité est plus élevée que sur le site de Guidel (état naturel sans pompage). D'après la modélisation du site de Guidel, la calibration du modèle 2D à partir à la fois de la piézométrie et du débit aboutit à une combinaison de paramètres unique. Le modèle homogène stationnaire restitue alors les profondeurs mesurées avec des écarts relativement importants localement, même si la profondeur moyenne est correcte dans l'ensemble. Cependant, il est probable que la mauvaise représentation des niveaux piézométriques localement ne permettent pas de reproduire avec fidélité la distribution des apports de nappe à la surface.

D'après nos résultats, les transmissivités moyennes obtenues en régime permanent avec le modèle 2D ne permettent pas d'expliquer les fluctuations temporelles dans tous les piézomètres et surtout les fluctuations de débit. On peut donc envisager que la paramétrisation des modèles soit dépendante de leur résolution temporelle. Il est ainsi difficile d'estimer si cette représentation de l'état moyen du système est pertinente. En effet, il semble qu'en contexte hétérogène, représenter la piézométrie de façon moyenne dans l'espace ne permette pas de représenter correctement la distribution des flux. Cet aspect devient critique et se manifeste lors de la modélisation du débit de rivière en régime transitoire.

La piézométrie : en régime transitoire

Les résultats de la modélisation de la piézométrie en régime transitoire sont remarquables. Les travaux présentés dans cette thèse montrent que les variations temporelles peuvent être restituées par un modèle très simple pour chacun des piézomètres malgré l'hétérogénéité des sites. Cela permet donc de s'affranchir de cette hétérogénéité. D'après les résultats sur nos deux sites d'études, le coefficient d'emmagasinement et le temps caractéristique du système sont contraints pour chaque piézomètre. À ce propos, les fluctuations piézométriques semblent intégratrices à l'échelle du bassin versant comme il suffit d'un seul point de données pour avoir ces informations. Mieux, ces données informent sur un processus majeur que l'on ne sait pas mesurer à cette échelle : le flux net de recharge entre la surface et l'aquifère.

Dans ce cadre, l'hétérogénéité n'est plus nécessaire pour représenter le système. Il suffit essentiellement d'une connaissance préalable du comportement transitoire des conditions limites, de données piézométriques et d'un modèle de flux simple. Ainsi, le contenu informatif de la piézométrie est considérable pour le comportement temporel des systèmes hydrologiques. Avec un temps caractéristique de 1 à 2 ans sur Ploemeur et Guidel, les variations piézométriques saisonnières sont très intégratrices. Dès lors, elles apparaissent principalement sensibles aux conditions limites dans la modélisation.

Néanmoins, le site de Guidel a permis de comprendre un point limitant. Comme l'hétérogénéité contrôle les niveaux moyens, elle impacte les interactions avec la topographie au cours du temps. Ainsi, elle mène à des comportements temporels plus complexes et est donc en partie nécessaire pour représenter la piézométrie au droit de certains forages. À ce sujet, la topographie

apparaît comme une condition limite essentielle pour mieux représenter les écoulements. Les minimums topographiques semblent en effet déterminants sur la dynamique des écoulements.

En comparant les nouvelles estimations des taux de recharge obtenus entre les deux sites, on remarque une plus faible amplitude des variations du taux de recharge sur le site de Ploemeur qui est en pompage (à la différence de Guidel). Comme la méthode d'inversion analytique présentée ne permet pas d'estimer la recharge moyenne, il est difficile d'évaluer l'impact potentiel de la reprise évapotranspiratoire sur Guidel ou d'affirmer que la recharge y est plus importante en période humide. Néanmoins, la comparaison des recharges modélisées au niveau des différents puits montre que la recharge de l'aquifère sur Guidel est plus rapide et plus élevée à haute fréquence. L'épaisseur de zone non saturée impacte donc le processus de recharge de l'aquifère.

Le débit de rivière

Les mesures de débit contraignent à priori le volume d'eau entrant dans le système, les précipitations efficaces et les échanges souterrains. En complément, elles apportent une information sur le débit de base apporté par les aquifères.

À partir du modèle numérique utilisé pour représenter la piézométrie sur Guidel, il a été possible de calculer le flux sortant de l'aquifère par débordement au niveau du bassin versant de la rivière. Ce flux a ensuite été comparé au débit mesuré. Nous avons également séparé la modélisation du débit entre le régime stationnaire et transitoire, cependant dans le cas du débit, le régime stationnaire reste inclus dans le comportement transitoire (contrairement à la piézométrie). D'après nos simulations, le débit moyen n'est pas assez informatif pour notre modèle homogène à deux dimensions. Utilisé seul, il contraint peu les paramètres du modèle que sont la transmissivité et le taux de recharge. Il contient en plus une incertitude de l'ordre de grandeur des échanges souterrains et de l'incertitude des pluies efficaces. D'un point de vue théorique, le débit moyen est pourtant très complémentaire avec la piézométrie moyenne dont on connaît également les limites.

D'après le modèle en régime transitoire du site de Guidel, la représentation du débit de rivière se montre très critique. Cela confirme également la faiblesse d'une représentation moyenne de la piézométrie en contexte hétérogène. En effet, les modèles homogènes qui permettraient de représenter les profondeurs moyennes ou même le débit moyen ne sont pas capables de représenter les variations temporelles du débit. Au vu de seulement quelques mois de mesures, nous mettons ainsi en avant la sensibilité du débit au modèle de recharge du bassin et à la variabilité spatiale des processus à l'intérieur du bassin. Il n'est pour l'instant pas possible d'attribuer la contribution respective de chaque composante mais les dernières mesures de débit et de piézométrie devraient permettre de lever le doute sur l'incertitude du modèle de recharge et sur un éventuel ruissellement de surface ou de sub-surface. L'inversion en régime transitoire à la fois sur les débits et la piézométrie semble très prometteuse et potentiellement très informative.

La déformation en surface

Les données de déformation en surface reposent sur le fait que les changements de pression dans les milieux confinés induisent des déformations qui se propagent jusqu'en surface. Ces données ont un potentiel intéressant pour imager les processus hydrologiques. Pour la modélisation de la déformation mesurée en surface, plusieurs modèles mécaniques ont été développés. En particulier, la modélisation du "tilt" a nécessité le développement d'un modèle hydromécanique relativement simple.

Les données de déformation verticale mesurées par une station GPS ont permis de mettre en évidence une compartimentation de l'aquifère. Le modèle hydrogéologique à deux compartiments illustre que les informations sont différentes en fonction de l'échelle temporelle étudiée,

elle-même liée à l'échelle spatiale.

L'inclinométrie nécessite encore des études complémentaires. Cependant, sa restitution au premier ordre par un modèle hydromécanique simple illustre la capacité des inclinomètres à imager indirectement les flux. Les déformations sont sensibles aux principales structures d'écoulement, aux contrastes dans les propriétés des aquifères et à plusieurs échelles temporelles. À l'échelle de plusieurs heures [Schuite et al., 2015, 2017] et à l'échelle annuelle, les mesures inclinométriques révèlent leur sensibilité aux variations de pression dans les structures confinées.

L'évapotranspiration selon MODIS

Enfin, parmi les divers observables utilisés dans la modélisation à grande échelle, les données d'évapotranspiration à haute résolution présentées dans ces travaux semblent également très prometteuses. La variabilité spatiale observée à petite échelle s'apparente à la signature des systèmes aquifères. En effet, la proximité de la nappe est un facteur important, elle garantit l'accès à l'eau selon les périodes. Les données satellites montrent qu'en plus de cette variabilité caractéristique de l'échelle du versant, il apparaît une variabilité à plus grande échelle que l'on pourrait éventuellement attribuer à la variabilité géologique. Cette donnée semble donc d'un intérêt majeur pour la paramétrisation des modèles à grande échelle mais aussi pour la modélisation des systèmes hydrologiques plus localement.

9.2.3 De quels observables et modèles a-t-on besoin ?

En théorie, la mesure du niveau d'eau dans les forages est la méthode informant le plus simplement sur l'état des milieux souterrains. Cependant, il s'agit d'une mesure ponctuelle au sein de milieux très hétérogènes. Dans le cadre de la modélisation, il faudrait donc beaucoup de points de mesures et disposer des bonnes informations quant à la structure du milieu afin de donner plus de sens à ce type de données. Les modèles nécessitent d'être alimentés par des informations plus intégratrices et demandent de réaliser un compromis entre leur réalisme et leur finalité. Cette finalité étant différente en fonction du contexte. Elle peut nécessiter une précision, une robustesse ou un réalisme physique différent. Si le contexte est la compréhension des milieux hétérogènes et de leurs interactions avec la surface à différentes échelles, alors des modèles physiques semblent le plus appropriés. Par cette approche, quelles données informent le mieux ?

D'après l'approche multi-observables développée sur les sites de Ploemeur et Guidel, plusieurs informations ressortent. La modélisation en transitoire de la piézométrie et du tilt permet de restituer les observations avec seulement quelques paramètres physiques. Dans ce cas, les données informent également sur les conditions limites imposées aux systèmes aquifères. Ces deux observables semblent sensibles aux principales structures d'écoulement au sein du bassin mais de différentes manières. La piézométrie paraît intégrer des propriétés moyennes du système tandis que l'inclinométrie apparaît plus sensible au contraste de diffusivité entre les structures. En revanche, nos modèles simples ne sont pas capables de restituer les fluctuations de débit observés avec fidélité. Néanmoins, ce résultat illustre que malgré son aspect intégrateur, le comportement temporel du débit informe sur la variabilité spatiale et temporelle des processus se produisant en amont des stations de jaugeage.

Pour conclure, chaque observable présente des avantages et des inconvénients du fait qu'ils demandent des concepts différents et possèdent des sensibilités différentes. D'un côté, cela permet aux données d'être complémentaires et de compléter les informations sur chaque paramètre physique, mais d'un autre, cela implique une complexité croissante du modèle. Les exemples présentés précédemment illustrent les difficultés de la modélisation liées à l'hétérogénéité. Ils tentent de présenter une approche générique pour la modélisation des milieux hydrologiques et sur la manière d'aborder l'hétérogénéité. Malgré différents observables, ces modèles ne parviennent pas à

capturer au premier ordre la variabilité spatiale des flux latéraux. Cette faiblesse se traduit par une mauvaise représentation des débits de rivière et probablement du transport de soluté. Notre exemple sur la modélisation de la piézométrie illustre une approche différente des données. L'hétérogénéité des propriétés du sous-sol restera toujours indéterminée. En revanche, les processus qui résultent de cette hétérogénéité peuvent être évalués par différents observables.

À large échelle, nous disposons de peu d'informations sur les volumes d'eau en circulation, ce qui pourrait venir compléter les jeux d'observables utilisés pour l'inversion. À l'échelle de Ploemeur et Guidel, les informations conjuguées des différents observables peuvent permettre de définir le rôle de l'hétérogénéité et un cadre physique aux modèles de transport. De manière générale, il est difficile de définir précisément les observations manquantes mais il semble incontournable d'associer la piézométrie aux débits de rivière pour contraindre les processus d'alimentation des rivières.

9.2.4 Quelles différences à travers les échelles ?

Des questions communes

Dans ces travaux, nous avons modélisé explicitement les écoulements dans les aquifères à l'échelle du kilomètre et à l'échelle continentale. Les deux échelles demandent des données d'observation pour contraindre les modèles. Malgré le contexte différent, les enjeux sont identiques au niveau de la paramétrisation des modèles et des données disponibles. L'inconnue sur les flux souterrains reste la même. Ces derniers sont le résultat des gradients topographiques et de la perméabilité qui dépend de la géologie et de l'hétérogénéité. Quelle que soit l'échelle, il y a un besoin de représenter le mieux possible les principaux processus. Cette démarche passe par des modèles physiques parcimonieux et des observations de différentes natures. La variabilité spatiale des systèmes hydrologiques se trouve au cœur de cette ressemblance.

Dans le cas de la modélisation à grande échelle, il apparaît que la résolution doit être suffisamment basse pour des raisons informatiques malgré certaines connaissances plus fines du milieu, notamment la topographie. Dans ce cas de figure, la problématique devient de paramétriser un modèle dont la résolution est différente de l'échelle des processus. Nous avons vu sur le site de Guidel, sur le modèle centré sur la Moselle, et aussi à travers un modèle 1D, que la distribution spatiale des paramètres est également limitante. La variabilité spatiale des propriétés reste difficile à représenter malgré la connaissance des différents contextes géologiques. Elle est pourtant nécessaire pour représenter la piézométrie au premier ordre.

Développement du modèle hydrologique à grande échelle

Pour répondre aux besoins d'une modélisation intégrée des systèmes hydrologiques à grande échelle, un modèle couplant les écoulements souterrains et l'hydrologie de surface a été développé. L'idée était que la physique des écoulements souterrains constituent un processus majeur du cycle hydrologique. En première approche, nous avons donc développé un modèle simple qui permet un écoulement latéral entre les mailles du modèles, mais qui ne modélise pas explicitement les interactions avec la surface. En effet, même si le compartiment aquifère développé influence le phénomène de recharge, il fournit de l'eau aux rivières et aux sols par simple débordement. Nous faisons ainsi l'hypothèse que la représentation physique de cette "remontée capillaire" est moins critique que le besoin de prendre en compte les flux latéraux.

Les premières comparaisons entre les simulations issues de ce modèle et du modèle initial, sans écoulements latéraux, révèlent que les systèmes souterrains contribuent à transporter l'eau des zones de recharge vers les zones de décharge. C'est donc bien le processus que l'on voulait représenter. En revanche, les simulations montrent que la basse résolution inhérente à la modéli-

sation à grande échelle et le manque d'informations sur les milieux donnent des niveaux piézométriques peu réalistes. Par conséquent, la représentation physique des processus hydrogéologiques est insuffisante, elle demande une paramétrisation préalable et une résolution plus fine. Néanmoins, la difficulté consistait également à intégrer un processus dans un modèle qui restituait déjà le cycle hydrologique à large échelle (le débit du Rhin à l'exutoire). La question était donc de discriminer le rôle des aquifères en montrant des caractéristiques qui leurs sont propres. Nous avons vu à travers les données spatiales mesurées et modélisées que l'une de ces caractéristiques est de générer des gradients qui diffèrent des gradients climatiques. Enfin, un intérêt plus direct est de mieux évaluer les ressources en eau via une calibration sur la piézométrie par exemple, ce qui n'était pas possible dans la version initiale.

La comparaison entre le modèle couplé, le modèle initial et certains observables met en évidence les observations qui ne sont pas contraintes par la physique du modèle, en tout cas pour la partie souterraine. Cette comparaison montre aussi à partir de quelles échelles la contribution des aquifères est significative sur le bilan hydrologique, à l'échelle du kilomètre avec la topographie et l'hétérogénéité, à l'échelle d'une dizaine de kilomètres avec la géologie et la topographie régionale. Au vu des résultats sur Guidel et Ploemeur, il semble pertinent de devoir intégrer les fluctuations piézométriques temporelles dans les modèles à plus grande échelle malgré leur caractère ponctuel. En effet, nous avons montré que ces données sont intégratives à l'échelle des bassins en terme de temps de réponse, de porosité et de recharge. Enfin, il semble nécessaire de travailler sur l'évolution dans le temps de la contribution des aquifères à la disponibilité de l'eau en surface. En particulier, l'évolution de cette contribution en fonction du stock disponible.

9.3 Le rôle des systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique

9.3.1 Rappel des enjeux

Le rôle des aquifères est multiple et la compréhension de leur comportement fait intervenir divers enjeux. L'augmentation croissante des besoins en eau, le réchauffement climatique, la prévision des inondations et le rôle environnemental des aquifères s'inscrivent pleinement dans le concept de la zone critique.

De par l'inaccessibilité et la complexité structurale des aquifères, leur suivi et leur modélisation posent de nombreux problèmes que nous avons déjà évoqué. Pourtant, il est nécessaire de mieux comprendre les aquifères et leurs interactions avec la surface pour plusieurs raisons. La première est la gestion de la ressource en eau. Les aquifères constituent une ressource majeure dans la plupart des régions du globe et offrent une eau de qualité même en période de sécheresse. Les milieux souterrains permettent donc de faire face aux périodes de sécheresse à la différence des eaux de surface. Comprendre leur comportement temporel à des échelles saisonnières à pluri-décennales est donc vital. Dans le même temps, mieux comprendre l'impact du prélèvement de cette ressource est capital pour des questions environnementales. Connaître et prédire le taux de recharge des aquifères est notamment important pour la gestion de la ressource. Comprendre l'évolution dans le temps des aquifères et en particulier prévoir leur réponse à des forçages climatiques est nécessaire. Les milieux souterrains participent au comportement hydrologique à la surface de la Terre. Quantifier cette participation et sa sensibilité est un enjeu qui pose encore des difficultés. Leur contribution au débit des rivières est incertaine mais leur rôle sur l'évapotranspiration, et la biosphère en général, l'est probablement encore plus. Dans cette optique, l'évapotranspiration crée un lien entre les aquifères et le climat.

9.3.2 Rôle à travers les échelles

Il y a plusieurs preuves de l'imbrication des processus hydrologiques entre les échelles spatiales, et par répercussion entre les échelles temporelles. Le comportement local des systèmes hydrologiques dépend des conditions à plus large échelle et inversement, chaque échelle spatiale ayant une sensibilité différente aux forçages transitoires. Le moteur de ce comportement transitoire est le climat. Les variations nyctémérales, saisonnières, annuelles et inter-annuelles principalement, auxquelles s'ajoutent les précipitations, plus irrégulières à court terme (les variations inter-annuelles à pluridécennales sont apportées par les précipitations). Les systèmes aquifères agissent comme des filtres passe-bas et ont tendance à atténuer la variabilité météorologique à court terme et locale en stockant l'eau excédentaire et en l'apportant durant les périodes de déficit hydrique.

Les aquifères interviennent à différentes échelles dans le cycle hydrologique. Ils constituent les plus grands réservoirs d'eau douce (avec les glaciers) mais n'alimentent la surface que localement en fonction de la variabilité géologique et topographique. Ils contribuent à une part significative des comportements observés en surface tels que les débits de rivière ou l'évapotranspiration. En fonction de l'échelle d'étude, leur contribution à tendance se confondre avec le débit des rivières bien que leur rôle reste très important localement.

1. Le site de Ploemeur illustre le réservoir d'eau douce que constituent les aquifères, exploités par des pompes.
2. Sur Guidel, l'aquifère contribue à un débit moyen élevé et à une variabilité temporelle importante. Il semble également contribuer de façon importante au fonctionnement de la zone humide du bassin. Par conséquent, il contribue vraisemblablement grandement au bilan hydrologique du bassin durant l'été par l'évapotranspiration des plantes dans la zone humide.
3. À l'échelle du Rhin, l'ajout des écoulements souterrains semble expliquer la variabilité régionale de la redistribution des flux aux rivières d'après les mesures en plusieurs points du fleuve. En moyenne dans le temps, ces flux latéraux apportent une grande variabilité spatiale dans la disponibilité en eau pour l'évapotranspiration. Cette variabilité est potentiellement encore plus élevée durant les périodes sèches puisque la contribution des précipitations diminue.

9.4 Perspectives

9.4.1 Le site de Guidel

Plusieurs perspectives sont à envisager au regard des différents chapitres de la thèse. Le site de Guidel est un observatoire hydrogéologique très intéressant parce qu'il est complexe et parce que le milieu souterrain y joue un rôle important. Dans ce cadre, un modèle géologique du site est disponible et pourrait être utilisé pour mieux modéliser la piézométrie et le débit. Les flux souterrains se manifestent en surface à travers l'existence d'une zone humide située dans une dépression topographique. Au droit de cette zone humide, les niveaux piézométriques restent peu profonds durant la période sèche. Les premiers suivis semblent indiquer que dans cette zone la piézométrie dépend fortement de la demande évapotranspiratoire. Une question qui se pose alors est la sensibilité des piézomètres éloignés de la zone à ce processus qui se manifeste essentiellement l'été. En effet, les variations temporelles de la piézométrie pourraient permettre de préciser le comportement temporel de l'évapotranspiration dans la zone humide. Il est probable que le signal à haute fréquence de ces mesures soit atténué par le milieu aquifère. En revanche, le signal hebdomadaire ou mensuel pourrait être suffisamment intense pour se propager dans l'aquifère. Les fluctuations

piézométriques préciseraient alors le bilan hydrologique du bassin.

9.4.2 Le comportement transitoire de la piézométrie

Dans le même ordre d'idée, il serait pertinent de mettre la méthode d'estimation de la recharge par la piézométrie à l'épreuve d'autres données à des échelles plus grandes. Il sera alors intéressant de comparer les résultats à d'autres méthodes d'estimation telles que la "Water Table Fluctuation" [Healy and Cook, 2002] par exemple. Il existe de nombreux piézomètres dont le contenu informatif n'est pas exploité et l'estimation de la recharge est incertaine dans de nombreuses régions du globe.

9.4.3 La modélisation du transport de solutés

Il y a un besoin de mieux représenter le transport de soluté pour diverses raisons dont celle de mieux contraindre la structure spatiale des paramètres hydrodynamiques. Dans ce cadre, les modèles et le contexte de nos études n'ont pas permis de mettre en avant des contraintes sur les paramètres hydrodynamiques des aquifères à partir des mesures géochimiques. Deux des raisons de ce résultat seraient la trop grande hétérogénéité du site et la condition limite de pompage. Il serait utile de définir des traceurs communs aux différents bassins et dont on dispose de chroniques temporelles.

9.4.4 Les données d'évapotranspiration et de débit

Pour mieux contraindre les modèles, les données temporelles de débit sont essentielles. Ces données demandent également une calibration des paramètres de sol. Néanmoins, les mesures de débits ne suffisent pas forcément à contraindre à la fois les variations de stock et l'évapotranspiration. De plus, il semble nécessaire de comparer les débits modélisés en plusieurs points des bassins et non seulement à l'exutoire, afin d'augmenter les contraintes sur les paramètres des modèles hydrogéologiques.

Enfin, les données d'évapotranspiration par satellite ont fourni des informations sur les échanges entre les systèmes profonds et la surface. Ces données à une résolution assez fine (600 m) illustrent en particulier l'importance de la variabilité à petite échelle induite par les écoulements souterrains. Dans le cadre de cette thèse, un modèle hydrologique à large échelle couplant les processus hydrologiques profonds et de surface a été développé. Les premières modélisations montrent la variabilité spatiale de la redistribution de l'eau suite à l'ajout d'un modèle d'écoulement souterrain. Il apparaît donc possible de mieux évaluer à grande échelle la contribution des aquifères au cycle hydrologique à travers la modélisation et les observations. Ainsi, intégrer ces observables dans le nouveau modèle couplé pourrait permettre de mieux comprendre le cycle hydrologique et de mieux étudier la sensibilité des processus aux déstabilisations anthropiques et climatiques.

Chapitre 10

Références

- Aeschbach-Hertig, W. and Gleeson, T. (2012). Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. [3](#)
- Ajami, H., Sharma, A., Band, L. E., Evans, J. P., Tuteja, N. K., Amirthanathan, G. E., and Bari, M. A. (2017). On the non-stationarity of hydrological response in anthropogenically unaffected catchments : An Australian perspective. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1) :281–294. [23](#)
- Allen, R., Peirera, L., Raes, D., and Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration, Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 56. [14](#), [66](#)
- Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W., and Reilly, T. E. (2002). Flow and storage in groundwater systems. [3](#)
- Ambroise, B., Beven, K., and Freer, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7) :2135–2145. [10](#)
- Angarita, H., Wickel, A. J., Sieber, J., Chavarro, J., Maldonado-Ocampo, J. A., Herrera-R, G. A., Delgado, J., and Purkey, D. (2018). Basin-scale impacts of hydropower development on the Mompós Depression wetlands, Colombia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5) :2839–2865. [22](#), [79](#)
- Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Bour, O., Molénat, J., Ruiz, L., de Montety, V., De Ridder, J., Roques, C., and Longuevergne, L. (2012). Nitrate dynamics in agricultural catchments deduced from groundwater dating and long-term nitrate monitoring in surface- and groundwaters. *Science of the Total Environment*, 435-436 :167–178. [7](#)
- Ashby, S. F. and Falgout, R. D. (1996). A parallel multigrid preconditioned conjugate gradient algorithm for groundwater flow simulations. *Nuclear Science and Engineering*, 124(1) :145–159. [29](#)
- Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Pauwels, H., Molenat, J., Pierson-Wickmann, A. C., Durand, V., Bour, O., Tarits, C., Le Corre, P., Fourre, E., Merot, P., and Davy, P. (2008). Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Applied Geochemistry*, 23(9) :2686–2707. [48](#)
- Babey, T. (2016). *Compartmentation et transferts de contaminants dans les milieux souterrains : interaction entre transport physique, réactivité chimique et activité biologique*. PhD thesis, Université de Rennes 1. [54](#)
- Babey, T., Vieublé-Gonod, L., Rapaport, A., Pinheiro, M., Garnier, P., and de Dreuzy, J. R. (2017). Spatiotemporal simulations of 2,4-D pesticide degradation by microorganisms in 3D soil-core experiments. *Ecological Modelling*, 344 :48–61. [7](#)
- Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O., and Scibek, J. (2013). Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127 :171–192. [13](#), [14](#)

- Berghuijs, W. R., Hartmann, A., and Woods, R. A. (2016). Streamflow sensitivity to water storage changes across Europe. *Geophysical Research Letters*, 43(5) :1980–1987. [140](#)
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J. J., Sheppard, S., and Vidal, P. (1985). Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(2-3) :235–250. [45](#)
- Besbes, M. and Marsily, G. D. E. (1984). From infiltration to recharge : use of a parametric transfer function. *Journal of Hydrology*, 74 :271–293. [17](#)
- Beven, K. (1989). Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105(1-2) :157–172. [10](#), [30](#)
- Beven, K. (2006). Searching for the Holy Grail of scientific hydrology : $Q_t=(S, R, \Delta t)A$ as closure. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(5) :609–618. [15](#), [30](#)
- Beven, K. and Germann, P. (1982). Macropores and water flow in soils.pdf. [10](#)
- Beven, K. and Germann, P. (2013). Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resources Research*, 49(6) :3071–3092. [10](#), [14](#)
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1) :43–69. [10](#), [140](#)
- Bierkens, M. F. P. (2016). Global hydrology 2015 : State, trends, and directions. *Water Resources Research*, 51(February) :600–612. [30](#), [79](#)
- Biessy, G., Moreau, F., Dauteuil, O., and Bour, O. (2011). Surface deformation of an intraplate area from GPS time series. *Journal of Geodynamics*, 52(1) :24–33. [34](#), [49](#), [50](#), [156](#)
- Blöschl, G. (2001). Scaling in hydrology. *Hydrological Processes*, 15(4) :709–711. [11](#)
- Blöschl, G. and Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological Processes*, 9 :251–290. [11](#)
- Bochet, O. (2017). *Caractérisation des hot spots de réactivité dans les eaux souterraines*. PhD thesis, Université de Rennes 1. [59](#)
- Boudin, F. (2004). *Développement et validation d'un inclinomètre longue base de subsurface à silice et mercure : application à des mesures géophysiques de haute résolution sur le chantier pilote du Golfe de Corinthe*. PhD thesis, Paris, Institut de physique du globe. [160](#)
- Boudin, F., Bernard, P., Longuevergne, L., Florsch, N., Larmat, C., Courteille, C., Blum, P. A., Vincent, T., and Kammentaler, M. (2008). A silica long base tiltmeter with high stability and resolution. *Review of Scientific Instruments*, 79(3). [160](#)
- Boulvais, P., Vallet, J. M., Estéoule-Choux, J., Fourcade, S., and Martineau, F. (2000). Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite : Stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168(3-4) :211–223. [46](#)
- Bour, O. and Davy, P. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33(7) :1567–1583. [11](#)
- Boussinesq, J. (1877). Essai sur la théorie des eaux courantes. *Memoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France*, pages 5–78. [28](#)
- Boussinesq, J. (1903). Sur le débit, en temps de sécheresse, d'une source alimentée par une nappe d'eaux d'infiltration. *C. R. Hebd. Séances Acad. Sci.* [28](#)

- Boussinesq, J. (1904). 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*, pages 5–78. [28](#)
- Bredehoeft, J. (2002). The water budget myth Revisited : Why Hydrogeologists Model. [21](#)
- Bresciani, E., Goderniaux, P., and Batelaan, O. (2016). Hydrogeological controls of water table - land surface interactions. *Geophysical Research Letters*, pages 1–9. [12](#), [20](#), [23](#), [185](#)
- Brutsaert, W. (1994). The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resources Research*, 30(10) :2759–2763. [140](#)
- Cao, G., Scanlon, B. R., Han, D., and Zheng, C. (2016). Impacts of thickening unsaturated zone on groundwater recharge in the North China Plain. *Journal of Hydrology*, 537 :260–270. [22](#)
- Carrera, J., Alcolea, A., Medina, A., Hidalgo, J., and Slooten, L. J. (2005). Inverse problem in hydrogeology. [92](#)
- Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids : Oxford Science Publications*. Oxford, England. [28](#), [67](#)
- Chen, H. C., Kumpel, H. J., and Krawczyk, C. M. (2010). Field layout of a tiltmeter array to monitor micro-deformation induced by pumping through a horizontal collector well. *Near Surface Geophysics*, 8(4) :321–330. [154](#), [160](#)
- Chen, J., Li, J., Zhang, Z., and Ni, S. (2014). Long-term groundwater variations in Northwest India from satellite gravity measurements. *Global and Planetary Change*, 116 :130–138. [63](#)
- Clark, M. P., Bierkens, M. F., Samaniego, L., Woods, R. A., Uijlenhoet, R., Bennett, K. E., Pauwels, V. R., Cai, X., Wood, A. W., and Peters-Lidard, C. D. (2017). The evolution of process-based hydrologic models : Historical challenges and the collective quest for physical realism. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7) :3427–3440. [30](#)
- Clark, M. P., Schaeffli, B., Schymanski, S. J., Samaniego, L., Luce, C. H., Jackson, B. M., Freer, J. E., Arnold, J. R., Moore, R. D., Istanbuluoğlu, E., and Ceola, S. (2016). Improving the theoretical underpinnings of process-based hydrologic models. *Water Resources Research*, 52 :2350–2365. [31](#)
- Condon, L. E. and Maxwell, R. M. (2015). Evaluating the relationship between topography and groundwater using outputs from a continental scale integrated hydrology model. *Water Resources Research*, 51(8) :6602–6621. [20](#)
- Condon, L. E. and Maxwell, R. M. (2017). Systematic shifts in Budyko relationships caused by groundwater storage changes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(2) :1117–1135. [23](#), [202](#)
- Cooper, D. J., Wolf, E. C., Ronayne, M. J., and Roche, J. W. (2015). Effects of groundwater pumping on the sustainability of a mountain wetland complex, Yosemite National Park, California. *Journal of Hydrology : Regional Studies*, 3 :87–105. [22](#)
- Council, N. R. and Others (2001). *Basic research opportunities in earth science*. national academies Press. [8](#)
- Dai, Y., Zeng, X., Dickinson, R. E., Baker, I., Bonan, G. B., Bosilovich, M. G., Denning, A. S., Dirmeyer, P. A., Houser, P. R., Niu, G., and Others (2003). The common land model. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(8) :1013–1024. [27](#)
- Dalin, C., Wada, Y., Kastner, T., and Puma, M. J. (2017). Groundwater depletion embedded in international food trade. *Nature*, 543(7647) :700–704. [21](#), [79](#)
- Darcy, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon. *Recherche*. [18](#)

- Dausse, M. (1842). *De la pluie et de l'influence des forêts sur les cours d'eau*. 16
- Davy, P., Bour, O., De Dreuzy, J.-R., and Darcel, C. (2006). Flow in multiscale fractal fracture networks. *Geological Society, London, Special Publications*, 261(1) :31–45. 11
- De Graaf, I. E., Sutanudjaja, E. H., Van Beek, L. P., and Bierkens, M. F. (2015). A high-resolution global-scale groundwater model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2) :823–837. 20, 81
- De Graaf, I. E. M. (2016). *Limits to global groundwater consumption Effects on groundwater levels and river low flows*. Thesis, Utrecht. 2
- de Marsily, G. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Masson. 18, 91
- de Marsily, G. (2008). Eau, changements climatiques, alimentation et évolution démographique. *Revue des sciences de l'eau*, 21(2) :111. 7, 8
- de Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Renard, P., Teles, V., and Violette, S. (2005). Dealing with spatial heterogeneity. 10
- Decharme, B. and Douville, H. (2007). Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29(1) :21–37. 30
- Döll, P., Hoffmann-Dobrev, H., Portmann, F. T., Siebert, S., Eicker, A., Rodell, M., Strassberg, G., and Scanlon, B. R. (2012). Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, 59-60 :143–156. 22
- Dorn, C., Linde, N., Borgne, T. L., Bour, O., and de Dreuzy, J. R. (2013). Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data. *Advances in Water Resources*, 62(PA) :79–89. 32
- Duffy, C. J. and Gelhar, L. W. (1986). A Frequency Domain Analysis of Groundwater Quality Fluctuation of Field Data. *Water Resources*, 22(7) :1115–1128. 24
- Dupuit, J. (1863). *Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*. Dunod. 18, 28
- Fan, Y. (2015). Groundwater in the Earth's critical zone : Relevance to large-scale patterns and processes. *Water Resources Research*, 51(5) :3052–3069. 4, 5
- Fan, Y., Li, H., and Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, 339(6122) :940–943. 20, 30, 61
- Fan, Y., Miguez-Macho, G., Jobbágy, E. G., Jackson, R. B., and Otero-Casal, C. (2017). Hydrologic regulation of plant rooting depth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(40) :10572–10577. 4
- Farrell (1972). Deformation of the Earth's surface loads. *Geophysical*, 10(3) :761–767. 162
- Feng, W., Zhong, M., Lemoine, J. M., Biancale, R., Hsu, H. T., and Xia, J. (2013). Evaluation of groundwater depletion in North China using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data and ground-based measurements. *Water Resources Research*, 49(4) :2110–2118. 34
- Ficchi, M. A. (2017). *An adaptive hydrological model for multiple time-steps : diagnostics and improvements based on fluxes consistency*. *Hydrology. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2017. English*. <NNT : 2017PA066097>. <tel-01619102> HAL. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Sorbonne Universités). 11, 16

- Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. (1967). Theoretical analysis of regional groundwater flow : 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, 3(2) :623–634. [19](#)
- Friesen, J., Van Beek, C., Selker, J., Savenije, H. H. G., and Van De Giesen, N. (2008). Tree rainfall interception measured by stem compression. *Water Resources Research*, 44(12) :3–7. [16](#)
- Gelhar, L. W. (1974). Stochastic analysis of phreatic aquifers. *Water Resources Research*, 10(3) :539–545. [24](#), [28](#)
- Gleeson, T., Befus, K. M., Jasechko, S., Luijendijk, E., and Cardenas, M. B. (2016). The global volume and distribution of modern groundwater. *Nature Geoscience*, 9(2) :161–164. [3](#)
- Gleeson, T. and Manning, A. H. (2008). Regional groundwater flow in mountainous terrain : Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls. *Water Resources Research*, 44(10) :1–16. [19](#)
- Gleeson, T., Marklund, L., Smith, L., and Manning, A. H. (2011a). Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophysical Research Letters*, 38(5) :1–6. [19](#)
- Gleeson, T., Moosdorf, N., Hartmann, J., and van Beek, L. P. H. (2014). A glimpse beneath earth's surface : GLOBal HYdrogeology MaPS (GLHYMPS) of permeability and porosity. *Geophysical Research Letters*, 41 :3891–3898. [14](#), [188](#), [189](#)
- Gleeson, T., Novakowski, K., and Kurt Kyser, T. (2009). Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 376(3-4) :496–509. [14](#)
- Gleeson, T., Smith, L., Moosdorf, N., Hartmann, J., Dürr, H. H., Manning, A. H., Van Beek, L. P. H., and Jellinek, A. M. (2011b). Mapping permeability over the surface of the Earth. *Geophysical Research Letters*, 38(2) :1–6. [3](#), [14](#)
- Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M. F. P., and van Beek, L. P. H. (2012). Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, 488(7410) :197–200. [21](#), [22](#)
- Goderniaux, P., Davy, P., Bresciani, E., De Dreuzy, J. R., and Le Borgne, T. (2013). Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments. *Water Resources Research*, 49(4) :2274–2286. [3](#), [19](#)
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2) :80–91. [26](#), [32](#), [140](#)
- Gupta, H. V., Wagener, T., and Liu, Y. (2008). Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes*, 22 :3802–3813. [32](#)
- Gustafson, G. and Krásný, J. (1994). Crystalline rock aquifers : their occurrence use and importance. [10](#)
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Seguí, P. Q., Rousset-Regimbeau, F., and Viennot, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(6) :1–18. [6](#), [80](#)
- Hagemann, S. and Gates, L. D. (2003). Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Climate Dynamics*, 21(3-4) :349–359. [86](#)
- Haitjema, H. M. and Mitchell-Bruker, S. (2005). Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water*, 43(6) :781–786. [19](#), [184](#), [185](#)

- Harbaugh, Arlen, W. (2005). MODFLOW 2005, The U . S . Geological Survey Modular GroundWater Model : the GroundWater Flow Process. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, page 253. [29](#), [70](#)
- Hartmann, A., Gleeson, T., Wada, Y., and Wagener, T. (2017). Enhanced groundwater recharge rates and altered recharge sensitivity to climate variability through subsurface heterogeneity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(11) :2842–2847. [53](#)
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., and Weiler, M. (2014). Karst water resources in a changing world : Approaches, of hydrological modeling. *Review of Geophysics*, 52(3) :1–25. [10](#)
- Healy, R. W. and Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1) :91–109. [220](#)
- Höge, M., Wöhling, T., and Nowak, W. (2018). A Primer for Model Selection : The Decisive Role of Model Complexity. *Water Resources Research*, 54(3) :1688–1715. [32](#)
- Horton, R. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union*, 14 :446–460. [16](#)
- Hrachowitz, M. and Clark, M. P. (2017). The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(8) :3953–3973. [31](#)
- Jacob, T., Chéry, J., Boudin, F., and Bayer, R. (2010). Monitoring deformation from hydrologic processes in a karst aquifer using long-baseline tiltmeters. *Water Resources Research*, 46(9) :1–18. [154](#)
- Jasechko, S., Birks, S. J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P. J., Sharp, Z. D., McDonnell, J. J., and Welker, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50 :8845–8867. [15](#)
- Jasechko, S., Kirchner, J. W., Welker, J. M., and McDonnell, J. J. (2016). Substantial proportion of global streamflow less than three months old. *Nature Geoscience*, 9(2) :126–129. [4](#), [34](#)
- Jazaie, F., Simpson, M. J., and Clement, T. P. (2014). An analytical framework for quantifying aquifer response time scales associated with transient boundary conditions. *Journal of Hydrology*, 519(PB) :1642–1648. [24](#)
- Jimenez-Martinez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., and Bour, O. (2013). Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, 49(5) :3007–3023. [51](#), [52](#), [53](#), [93](#), [127](#), [128](#)
- Johansen, O. M., Pedersen, M. L., and Jensen, J. B. (2011). Effect of groundwater abstraction on fen ecosystems. *Journal of Hydrology*, 402(3-4) :357–366. [22](#)
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., De Jeu, R., Dolman, A. J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B. E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller, B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A. D., Roupsard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S., and Zhang, K. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467(7318) :951–954. [7](#)
- Kazmierczak, J., Müller, S., Nilsson, B., Postma, D., Czekaj, J., Sebok, E., Jessen, S., Karan, S., Jensen, C. S., Edelvang, K., and Engesgaard, P. (2016). Groundwater flow and heterogeneous discharge into a seepage lake : Combined use of physical methods and hydrochemical tracers. *Water Resources Research*, 52(1) :1–22. [13](#), [32](#)

- Keune, J., Gasper, F., Goergen, K., Hense, A., Shrestha, P., Sulis, M., and Kollet, S. (2016). Studying the influence of groundwater representations on land surface-atmosphere feedbacks during the European heat wave in 2003. *Journal of Geophysical Research*, 121(22) :13,301–13,325. [4](#), [7](#), [31](#), [80](#)
- Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons : Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3) :1–5. [26](#), [32](#)
- Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems : Catchment characterization, rainfall runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2) :1–34. [31](#), [140](#)
- Kollet, S. J. (2009). Influence of soil heterogeneity on evapotranspiration under shallow water table conditions : Transient, stochastic simulations. *Environmental Research Letters*, 4(3). [14](#)
- Kollet, S. J. and Maxwell, R. M. (2008). Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research*, 44(2) :1–18. [7](#), [29](#), [80](#), [81](#)
- Kollet, S. J., Sulis, M., Maxwell, R. M., Paniconi, C., Putti, M., Bertoldi, G., Coon, E. T., Cordano, E., Endrizzi, S., Kikinon, E., Mouche, E., Mugler, C., Park, Y.-J., Refsgaard, J. C., Stisen, S., and Suddick, E. (2017). The integrated hydrologic model intercomparison project, IH-MIP2 : A second set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. *Water Resources Research*, 53(1) :867890. [79](#)
- Krakauer, N. Y., Li, H., and Fan, Y. (2014). Groundwater flow across spatial scales : Importance for climate modeling. *Environmental Research Letters*, 9(3). [20](#), [31](#), [188](#)
- Krause, P., Boyle, D. P., and Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5(89) :89–97. [32](#)
- Kruijt, B., Witte, J. P. M., Jacobs, C. M. J., and Kroon, T. (2008). Effects of rising atmospheric CO₂ on evapotranspiration and soil moisture : A practical approach for the Netherlands. *Journal of Hydrology*, 349(3-4) :257–267. [7](#)
- Kuppel, S., Fan, Y., and Jobbágy, E. G. (2017). Seasonal hydrologic buffer on continents : Patterns, drivers and ecological benefits. *Advances in Water Resources*, 102 :178–187. [2](#)
- Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V., Hochreutener, R., Barbecot, F., and Casile, G. (2014). Inter-comparison exercises on dissolved gases for groundwater dating - (1) Goals of the exercise and site choice, validation of the sampling strategy. *Applied Geochemistry*, 40 :119–125. [48](#)
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., and Caudal, J. P. (2006). Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328(1-2) :347–359. [10](#), [11](#), [45](#), [47](#), [93](#), [127](#), [128](#), [135](#), [156](#), [159](#)
- Lee, L. J. E., Lawrence, D. S. L., and Price, M. (2006). Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *Journal of Hydrology*, 330(3-4) :604–620. [14](#)
- Leray, S., de Dreuzy, J. R., Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Bour, O., and Le Borgne, T. (2014). Temporal evolution of age data under transient pumping conditions. *Journal of Hydrology*, 511 :555–566. [50](#), [174](#), [176](#)
- Leray, S., de Dreuzy, J. R., Bour, O., Labasque, T., and Aquilina, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464-465 :54–68. [34](#), [50](#), [53](#), [93](#), [127](#), [176](#), [177](#)

- Lesparre, N., Boudin, F., Champollion, C., Chéry, J., Danquigny, C., Seat, H. C., Cattoen, M., Lizion, F., and Longuevergne, L. (2017). New insights on fractures deformation from tiltmeter data measured inside the Fontaine de Vaucluse karst system. *Geophysical Journal International*, 208(3) :1389–1402. [154](#)
- Loheide, S. P. and Gorelick, S. M. (2007). Riparian hydroecology : A coupled model of the observed interactions between groundwater flow and meadow vegetation patterning. *Water Resources Research*, 43(7) :1–16. [22](#)
- Long, D., Longuevergne, L., and Scanlon, B. R. (2014). Uncertainty in evapotranspiration fromland surfacemodeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resources Research*, 50(2) :1131–1151. [63](#)
- Longuevergne, L. (2008). *Contribution à l'hydrogéodésie*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie. [160](#)
- Longuevergne, L., Florsch, N., Boudin, F., Oudin, L., and Camerlynck, C. (2009). Tilt and strain deformation induced by hydrologically active natural fractures : Application to the tiltmeters installed in Sainte-Croix-aux-Mines observatory (France). *Geophysical Journal International*, 178(2) :667–677. [154](#)
- Longuevergne, L., Florsch, N., and Elsass, P. (2007). Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loève transform : Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany). *Water Resources Research*, 43(4) :1–13. [63](#)
- Longuevergne, L., Scanlon, B. R., and Wilson, C. R. (2010). GRACE hydrological estimates for small basins : Evaluating processing approaches on the High Plains aquifer, USA. *Water Resources Research*, 46(11) :1–15. [63](#)
- Manabe, S. (1969). Climate and the Ocean Circulation 1. *Monthly Weather Review*, 97(11) :739–774. [28](#), [30](#), [78](#), [80](#)
- Marçais, J., Gauvain, A., Labasque, T., Abbott, B. W., Pinay, G., Aquilina, L., Chabaux, F., Viville, D., and De Dreuzy, J.-R. (2018). Dating groundwater with dissolved silica and CFC concentrations in crystalline aquifers. *Science of the Total Environment*, 636 :260–272. [34](#)
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J. P., Valdes, D., and Laignel, B. (2007). Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in Northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(9) :1–10. [24](#)
- Massei, N. and Fournier, M. (2012). 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. [24](#), [25](#)
- Maxwell, R. M. and Condon, L. E. (2016). Connections between groundwater flow and transpiration partitioning. *Science*, 353(6297) :377–380. [4](#), [7](#), [31](#), [80](#)
- Maxwell, R. M., Condon, L. E., and Kollet, S. J. (2015). A high-resolution simulation of groundwater and surface water over most of the continental US with the integrated hydrologic model ParFlow v3. *Geoscientific Model Development*, 8(3) :923–937. [20](#), [29](#), [80](#)
- McDonald, M. G. and Harbaugh, A. W. (1984). A modular three dimensional finite difference groundwater flow model : U.S. Geological Survey Open File Report 83 875, 528 p. [29](#), [70](#)
- Meier, P. M., Carrera, J., and Sánchez-Vila, X. (1998). An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research*, 34(5) :1011–1025. [135](#)

- M.I. Budyko (1974). *Climate and Life*. Academic Press New York and London. [202](#)
- Miguez-Macho, G. and Fan, Y. (2012). The role of groundwater in the Amazon water cycle : 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(15). [79](#)
- Mileham, L., Taylor, R. G., Todd, M., Tindimugaya, C., and Thompson, J. (2009). The impact of climate change on groundwater recharge and runoff in a humid, equatorial catchment : sensitivity of projections to rainfall intensity. *Hydrological Sciences Journal*, 54(4) :727–738. [23](#)
- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. [162](#)
- Montanari, A., Young, G., Savenije, H. H., Hughes, D., Wagener, T., Ren, L. L., Koutsoyiannis, D., Cudennec, C., Toth, E., Grimaldi, S., Blöschl, G., Sivapalan, M., Beven, K., Gupta, H., Hipsey, M., Schaefli, B., Arheimer, B., Boegh, E., Schymanski, S. J., Di Baldassarre, G., Yu, B., Hubert, P., Huang, Y., Schumann, A., Post, D. A., Srinivasan, V., Harman, C., Thompson, S., Rogger, M., Viglione, A., McMillan, H., Characklis, G., Pang, Z., and Belyaev, V. (2013). "Panta Rhei-Everything Flows" : Change in hydrology and society-The IAHS Scientific Decade 2013-2022. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6) :1256–1275. [21](#)
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. [16](#), [27](#), [66](#)
- Moreau, F. and Dauteuil, O. (2013). Geodetic tools for hydrogeological surveys : 3D-displacements above a fractured aquifer from GPS time series. *Engineering Geology*, 152(1) :1–9. [49](#), [50](#), [154](#), [156](#)
- Moreau, F., Dauteuil, O., Bour, O., and Gavrilenko, P. (2006). GPS measurements of ground deformation induced by water level variations into a granitic aquifer (French Brittany). *Terra Nova*, 18(1) :50–54. [49](#), [156](#)
- Morton, F. I. (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66(1-4) :1–76. [16](#)
- Nearing, G. S. and Gupta, H. V. (2015). The quantity and quality of information in hydrologic models. *Water Resources Research*, 51(1) :524–538. [31](#)
- Ngo-Duc, T., Polcher, J., and Laval, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres*, 110(6) :1–13. [60](#)
- Niswonger, R. G., Panday, S., and Motomu, I. (2011). MODFLOW NWT , A Newton Formulation for MODFLOW 2005. *USGS reports*, page 44. [29](#), [70](#)
- Okada, Y. (1986). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 23(4) :128. [162](#)
- Oki, T. and Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313(5790) :1068–1072. [2](#), [3](#)
- Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (2016). FAO. [2](#)
- Oudin, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. PhD thesis, ENGREF. [16](#)
- Owor, M., Taylor, R., Tindimugaya, C., and Mwesigwa, D. (2009). Rainfall intensity and groundwater recharge : empirical evidence from the Upper Nile Basin. *Environmental Research Letters*, 4(September) :1–6. [23](#)

- Patterson, L. and Cooper, D. J. (2007). The use of hydrologic and Ecological indicators for the restoration of drainage ditches and water diversions in a Mountain Fen, Cascade Range, California. *Wetlands*, 27(2) :290–304. [22](#)
- Perrault, P. (1674). De l'origine des fontaines. [16](#)
- Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4) :275–289. [28](#)
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :92–107. [25](#)
- Ramillien, G., Frappart, F., Güntner, A., Ngo-Duc, T., Cazenave, A., and Laval, K. (2006). Time variations of the regional evapotranspiration rate from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite gravimetry. *Water Resources Research*, 42(10) :1–8. [63](#)
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5) :318–333. [18](#), [82](#)
- Richey, A. S., Thomas, B. F., Lo, M. H., Reager, J. T., Famiglietti, J. S., Voss, K., Swenson, S., and Rodell, M. (2015). Quantifying renewable groundwater stress with GRACE. *Water Resources Research*, 51(7) :5217–5237. [63](#)
- Rodell, M., Famiglietti, J. S., Chen, J., Seneviratne, S. I., Viterbo, P., Holl, S., and Wilson, C. R. (2004). Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. *Geophysical Research Letters*, 31(20) :10–13. [63](#)
- Rodell, M., Velicogna, I., and Famiglietti, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460(20). [63](#)
- Roques, C., Aquilina, L., Boisson, A., Vergnaud-Ayraud, V., Labasque, T., Longuevergne, L., Laurencelle, M., Dufresne, A., de Dreuzy, J. R., Pauwels, H., and Bour, O. (2018). Autotrophic denitrification supported by biotite dissolution in crystalline aquifers : (2) transient mixing and denitrification dynamic during long-term pumping. *Science of the Total Environment*, 619-620 :491–503. [7](#), [23](#), [34](#), [48](#), [53](#), [54](#), [55](#), [174](#), [175](#)
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Maréchal, J. C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V., and Hochreutener, R. (2014a). Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *Journal of Hydrology*, 519(PD) :3110–3128. [13](#)
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., and Dewandel, B. (2016). High yielding aquifers in crystalline basement : insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal*, pages 1–14. [13](#)
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J. M., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., and Mougin, B. (2014b). Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology*, 509 :42–54. [14](#)
- Rouholahnejad Freund, E. and Kirchner, J. W. (2017). A Budyko framework for estimating how spatial heterogeneity and lateral moisture redistribution affect average evapotranspiration rates as seen from the atmosphere. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1) :217–233. [9](#), [14](#)
- Rousseau-Gueutin, P., Love, A. J., Vasseur, G., Robinson, N. I., Simmons, C. T., and De Marsily, G. (2013). Time to reach near-steady state in large aquifers. *Water Resources Research*, 49(10) :6893–6908. [24](#)

- Ruelleu, S., Moreau, F., Bour, O., Gapais, D., and Martelet, G. (2010). Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge : An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics*, 70(2) :161–168. [45](#), [46](#)
- Rupp, D. E. and Selker, J. S. (2006). On the use of the Boussinesq equation for interpreting recession hydrographs from sloping aquifers. *Water Resources Research*, 42(12) :1–15. [140](#)
- Samaniego, L., Kumar, R., Thober, S., Rakovec, O., Zink, M., Wanders, N., Eisner, S., Müller Schmied, H., Sutanudjaja, E., Warrach-Sagi, K., and Attinger, S. (2017). Toward seamless hydrologic predictions across spatial scales. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9) :4323–4346. [32](#)
- Scanlon, B. R., Faunt, C. C., Longuevergne, L., Reedy, R. C., Alley, W. M., McGuire, V. L., and McMahon, P. B. (2012a). Groundwater depletion and sustainability of irrigation in the US High Plains and Central Valley. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(24) :9320–9325. [22](#)
- Scanlon, B. R., Longuevergne, L., and Long, D. (2012b). Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, 48(4) :1–9. [63](#)
- Schaller, M. F. and Fan, Y. (2009). River basins as groundwater exporters and importers : Implications for water cycle and climate modeling. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(4). [5](#), [20](#), [30](#), [140](#)
- Schmied, H. M., Adam, L., Eisner, S., Fink, G., Flörke, M., Kim, H., Oki, T., Portmann, F. T., Reinecke, R., Riedel, C., Song, Q., Zhang, J., and Döll, P. (2016). Impact of climate forcing uncertainty and human water use on global and continental water balance components. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 374(2009) :53–62. [2](#)
- Schuite, J. (2016). *Apports des mesures de déformation de surface et de l'inclinométrie à la caractérisation pluri- échelle des réservoirs géologiques fracturés* Thèse. PhD thesis, Université de Rennes 1. [13](#), [50](#), [160](#)
- Schuite, J., Longuevergne, L., Bour, O., Boudin, F., Durand, S., and Lavenant, N. (2015). Inferring field-scale properties of a fractured aquifer from ground surface deformation during a well test. *Geophysical Research Letters*, 42(24) :10696–10703. [34](#), [50](#), [154](#), [157](#), [160](#), [161](#), [216](#)
- Schuite, J., Longuevergne, L., Bour, O., Burbey, T. J., Boudin, F., Lavenant, N., and Davy, P. (2017). Understanding the Hydromechanical Behavior of a Fault Zone From Transient Surface Tilt and Fluid Pressure Observations at Hourly Time Scales. *Water Resources Research*, 53(12) :10558–10582. [154](#), [167](#), [216](#)
- Schwanghart, W. and Scherler, D. (2014). Short Communication : TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1) :1–7. [88](#)
- Selker, J. S., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., Van De Giesen, N., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., and Parlange, M. B. (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, 42(12) :1–8. [34](#)
- Seyfried, M. S. and Wilcox, B. P. (1995). Scale and the nature of spatial variability : Field examples having implications for hydrologic modeling. *Water Resources Research*, 31(1) :173–184. [9](#)
- Shamsudduha, M., Taylor, R. G., and Longuevergne, L. (2012). Monitoring groundwater storage changes in the highly seasonal humid tropics : Validation of GRACE measurements in the Bengal Basin. *Water Resources Research*, 48(2) :1–12. [34](#), [154](#)

- Shrestha, P., Sulis, M., Simmer, C., and Kollet, S. (2015). Impacts of grid resolution on surface energy fluxes simulated with an integrated surface-groundwater flow model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(10) :4317–4326. [185](#)
- Sililo, O. T. and Tellam, J. H. (2000). Fingering in unsaturated zone flow : A qualitative review with laboratory experiments on heterogeneous systems. *Ground Water*, 38(6) :864–871. [14](#)
- Šimůnek, J. and van Genuchten, M. T. (2006). Contaminant Transport in the Unsaturated Zone Theory and Modeling. *The Handbook of Groundwater Engineering*, pages 1–46. [17](#)
- Simunek, J., Van Genuchten, M. T., and Sejna, M. (2005). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. *University of California-Riverside Research Reports*, 3 :1–240. [28](#)
- Sivapalan, M. (2018). From engineering hydrology to Earth system science : Milestones in the transformation of hydrologic science. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(3) :1665–1693. [7](#), [26](#)
- Sood, A. and Smakhtin, V. (2015). Global hydrological models : a review. *Hydrological Sciences Journal*, (April). [32](#)
- Sutanudjaja, E. H., Van Beek, L. P., De Jong, S. M., Van Geer, F. C., and Bierkens, M. F. (2014). Calibrating a large extent high resolution coupled groundwater land surface model using soil moisture and discharge data. *Water Resources Research*, 50(1) :687–705. [32](#), [61](#), [80](#), [201](#)
- Sutanudjaja, E. H., van Beek, R., Wanders, N., Wada, Y., Bosmans, J. H. C., Drost, N., van der Ent, R. J., de Graaf, I. E. M., Hoch, J. M., de Jong, K., Karssenberg, D., López López, P., Peßenteiner, S., Schmitz, O., Straatsma, M. W., Vannamettee, E., Wisser, D., and Bierkens, M. F. P. (2018). PCR-GLOBWB 2 : a 5arcmin Global Hydrological and Water Resources Model. *Geoscientific Model Development*, 11(6) :2429–2453. [80](#), [81](#)
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Doell, P., Rodell, M., van Beek, R., 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., and Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(4) :322–329. [22](#)
- Taylor, R. G., Todd, M. C., Kongola, L., Maurice, L., Nahozya, E., Sanga, H., and MacDonald, A. M. (2012). Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. *Nature Climate Change*, 3(4) :374–378. [21](#), [23](#), [24](#)
- Theis, C. V. (1940). The Source of Water Derived from Wells : Essential Factors Controlling the Response of an Aquifer to Development. [21](#), [28](#)
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1) :55–94. [16](#), [27](#), [66](#)
- Todini, E. (1996). The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175(1-4) :339–382. [83](#), [86](#)
- Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16) :4795–4812. [4](#), [5](#), [19](#), [30](#)
- Touchard, F. (1999). Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracture : Site de Ploemeur (Morbihan). [45](#), [46](#), [48](#)
- Townley, L. R. (1995). The response of aquifers to periodic forcing. *Advances in Water Resources*, 18(3) :125–146. [24](#), [28](#)

- Trefry, M. G. (1999). Periodic forcing in composite aquifers. *Advances in Water Resources*, 22(6) :645–656. [24](#)
- Troch, P. A., Berne, A., Bogaart, P., Harman, C., Hilberts, A. G. J., Lyon, S. W., Paniconi, C., Pauwels, V. R. N., Rupp, D. E., Selker, J. S., Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., and Verhoest, N. E. C. (2013). The importance of hydraulic groundwater theory in catchment hydrology : The legacy of Wilfried Brutsaert and Jean-Yves Parlange. *Water Resources Research*, 49(9) :5099–5116. [140](#)
- Troch, P. A., Martinez, G. F., Pauwels, V. R. N., Durcik, M., Sivapalan, M., Harman, C., Brooks, P. D., Gupta, H., and Huxman, T. (2009). Climate and vegetation water use efficiency at catchment scales. [24](#), [203](#)
- Troch, P. a., Paniconi, C., and Emiel van Loon, E. (2003). Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 1. Formulation and characteristic response. *Water Resour. Res.*, 39(11) :1316. [140](#)
- van Beek, L. P. H. and Bierkens, M. F. P. (2008). The Global Hydrological Model PCR-GLOBWB : Conceptualization, Parameterization and Verification. Technical report, Universiteit Utrecht. [28](#)
- Van Genuchten, M. (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. [82](#)
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., Alkama, R., Martin, E., Habets, F., and Douville, H. (2012). A Simple Groundwater Scheme for Hydrological and Climate Applications : Description and Offline Evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology*, 13(4) :1149–1171. [80](#)
- Vergnes, J. P., Decharme, B., and Habets, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *Journal of Geophysical Research*, 119(19) :11,065–11,086. [80](#)
- Vignerresse, J. L. (1983). Enracinement des granites armoricains estimé d’après la gravimétrie. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 15 :1–15. [45](#)
- Wada, Y., Bierkens, M. F. P., De Roo, A., Dirmeyer, P. A., Famiglietti, J. S., Hanasaki, N., Konar, M., Liu, J., and Schmied, H. M. (2017). Human water interface in hydrological modelling : current status and future directions. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 21 :4169–4193. [21](#), [79](#), [81](#)
- Wada, Y., Van Beek, L. P. H., Van Kempen, C. M., Reckman, J. W. T. M., Vasak, S., and Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20) :1–5. [2](#), [22](#), [30](#), [78](#), [80](#)
- Wada, Y., Wisser, D., and Bierkens, M. F. P. (2014). Global modeling of withdrawal, allocation and consumptive use of surface water and groundwater resources. *Earth System Dynamics*, 5(1) :15–40. [28](#), [82](#)
- Wang, F., Ducharne, A., Cheruy, F., Lo, M. H., and Grandpeix, J. Y. (2018). Impact of a shallow groundwater table on the global water cycle in the IPSL land–atmosphere coupled model. *Climate Dynamics*, 50(9-10) :3505–3522. [22](#), [31](#)
- Wang, L., Chen, C., Du, J., and Wang, T. (2017). Detecting seasonal and long-term vertical displacement in the North China Plain using GRACE and GPS. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6) :2905–2922. [154](#)
- Weedon, G. P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M. J., and Viterbo, P. (2014). Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resources Research*, 50 :7505–7514. [60](#)

- Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Österle, H., Adam, J. C., Bellouin, N., Boucher, O., and Best, M. (2011). Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5) :823–848. [60](#)
- Werth, S., Güntner, A., Petrovic, S., and Schmidt, R. (2009). Integration of GRACE mass variations into a global hydrological model. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1-2) :166–173. [63](#)
- White, W. (1932). A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. Results of investigating in Escalante Valley, Utah. *Water Supply Paper 659 - A*, page 133. [16](#), [21](#)
- Wood, E. F., Roundy, J. K., Troy, T. J., Beek, L. P. H. V., Bierkens, M. F. P., Blyth, E., Roo, A. D., Döll, P., Ek, M., Famiglietti, J., Gochis, D., Giesen, N. V. D., Houser, P., Jaffé, P. R., Kollet, S., Lehner, B., Lettenmaier, D. P., Lidard, C. P., Sivapalan, M., Sheffield, J., Wade, A., and Whitehead, P. (2011). Hyperresolution global land surface modeling : Meeting a grand challenge for monitoring Earth ' s terrestrial water. *Water Resources Research*, 47 :1–10. [31](#)
- Yeh, P. J., Swenson, S. C., Famiglietti, J. S., and Rodell, M. (2006). Remote sensing of groundwater storage changes in Illinois using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Research*, 42(12) :1–7. [63](#)
- Zedler, J. B. and Kercher, S. (2005). WETLAND RESOURCES : Status, Trends, Ecosystem Services, and Restorability. *Annual Review of Environment and Resources*, 30(1) :39–74. [22](#)
- Zheng, C. and Wang, P. (1999). MT3DMS : A modular three dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in ground-water systems. Technical report, Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers. *A modular three-dimensional multi-species . . .*, (June) :239. [29](#), [77](#)
- Zhu, P., Zhuang, Q., Ciais, P., Welp, L., Li, W., and Xin, Q. (2017). Elevated atmospheric CO₂ negatively impacts photosynthesis through radiative forcing and physiology-mediated climate feedback. *Geophysical Research Letters*, 44(4) :1956–1963. [7](#)

Titre : Comment modéliser les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique ?
Une approche « multi-observables » à différentes échelles.

Mots clés : modélisation hydrologique, aquifère, contenu informatif, hétérogénéité, transitoire

Résumé : Les systèmes aquifères constituent la partie souterraine du cycle hydrologique. Ils transfèrent les pluies infiltrées à travers les sols sur des distances variables. Après un temps caractéristique de l'ordre du mois au millier d'années, les eaux souterraines regagnent la surface en alimentant les rivières et en satisfaisant en partie l'évapotranspiration. Les aquifères sont ainsi une ressource en eau majeure pour l'Homme et les écosystèmes.

La prédiction de leur réponse aux pressions anthropiques et climatiques se heurte à deux difficultés (1) la faible densité d'informations directes sur les milieux géologiques et leur grande hétérogénéité (2) la complexité des échanges entre la surface et la profondeur. L'enjeu est donc de développer des modèles représentant au mieux les processus aux différentes échelles spatio-temporelles.

Pour aborder cette question, nous étudions le contenu informatif de différents types d'observa-

bles (piézométrie, débit de rivière, déformation de surface...) afin de déterminer comment ils peuvent améliorer la paramétrisation des modèles. Notre travail s'appuie sur la modélisation hydrologique du site de Ploemeur (échelle locale) et du bassin du Rhin (échelle continentale). Dans les deux cas, des modèles simples sont développés en utilisant des solutions analytiques et numériques. Le modèle ModFlow a également été couplé à un modèle hydrologique.

À petite échelle, les résultats illustrent l'intérêt de différents types de données transitoires pour contraindre les processus. À grande échelle, le modèle développé ainsi que les observables permettent d'affiner le rôle des systèmes aquifères dans la disponibilité de l'eau en surface. Les deux approches illustrent un contrôle des flux à différentes échelles par la topographie, la géologie et l'hétérogénéité.

Title: How to model groundwater systems in the hydrological cycle?
An approach at different scales with different observed data types

Keywords: hydrological modelling, groundwater, informative content, heterogeneity, transient

Abstract: Groundwater systems (GW) constitute an important part of the hydrological cycle. GW transfer water infiltrated through soils on variable distances. After a characteristic time ranging from the month to thousand of years, GW reach the surface supporting rivers and evapotranspiration. Thus, they are a major resource for human and ecosystems.

Predicting GW response to human and climate pressures is limited by (1) the scarcity of direct information on the highly heterogeneous geological media (2) the complexity of surface-depth exchanges. So, it seems necessary to develop models representing at best the processes at different spatiotemporal scales.

To address this issue, we study the informative content of different observation types (pie-

zometry, streamflow, surface deformation...) to assess how they can improve models parametrization. Our work is based on GW modeling of the Ploemeur site (local scale) and of the Rhine basin (continental scale). For both approaches, simple models are developed, using analytical or numerical solutions. Also, the ModFlow model was coupled to an hydrological model.

At small scale, results show the interest of temporal and multidisciplinary data to better constrain processes. At large scale, the developed model, as well as observations, allows to precise the role of GW for water availability on surface. Both approaches highlight a flows control at different scales by topography, geology and heterogeneity.