



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :
Vianney SIVELLE

le 8 octobre 2019

Titre :

Couplage d'approches conceptuelles, systémiques et distribuées pour l'interprétation de traçages artificiels en domaine karstique. Implications pour la détermination de la structure interne des aquifères karstiques.

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de recherche :

Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563)

Directeur/trice(s) de Thèse :

David LABAT

Jury :

Alain DENIS, Président de jury

Séverin PISTRE, Rapporteur

Alain DUPUY, Rapporteur

Naomi MAZZILLI, Examineur

Pierre MARCHET, Examineur

Philippe RENARD, Examineur

Christophe SUBIAS, Invité

Couplage d'approches conceptuelles, systémiques et distribuées pour l'interprétation de traçages artificiels en domaine karstique. Implications pour la détermination de la structure interne des aquifères karstiques.

Thèse soutenue par **Vianney SIVELLE** le 8 octobre 2019 à Toulouse

Thèse préparée au sein du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse
UMR 5563 (CNRS, UPS, CNES, IRD)
14 avenue Edouard Belin, 31400, Toulouse

Ce travail a été financé par une bourse ministérielle (MESR) et une subvention de l'agence de l'eau Adour-Garonne.

Ce travail a bénéficié de la base de données du Service National d'Observation des hydro-systèmes karstiques (SNO KARST, labellisé INSU-CNRS) et a pu s'enrichir des discussions et des collaborations au sein du SNO KARST.

Résumé

L'objectif principal de ces travaux de thèse consiste à améliorer la compréhension de la structure interne des aquifères karstiques en s'appuyant sur l'interprétation de traçages artificiels. Pour répondre à cet objectif, cette thèse s'appuie sur les bassins versants karstiques du Baget et d'Aliou (Ariège, France) ainsi que d'autres hydrosystèmes karstiques (les systèmes de Norville, du Val de Loire et de Foubanne) inclus dans le Service National d'Observation des Karsts (SNO Karst, INSU-CNRS) et sur la base de données BD traçage du BRGM incluant notamment le système karstique de l'Ouyse. L'approche globale retenue pour ces travaux de thèse consiste à coupler les résultats de différentes approches. [1] La modélisation conceptuelle à réservoirs avec l'outil dédié KarstMod permet de partitionner les écoulements à l'échelle du bassin versant et d'appréhender la dynamique des échanges entre la matrice et les conduits, à court et long terme. On estime que la contribution annuelle de la matrice au débit à l'exutoire est d'environ 3% et qu'elle peut augmenter jusqu'à 25% en période de faible précipitation. [2] Une approche systémique de type « fonction de transfert » a été développée et appliquée à divers hydrosystèmes (dont les systèmes de Norville, de l'Ouyse, du Val de Loire et de Foubanne). Cette approche consiste à étudier la dynamique du transport de masse en soluté en interprétant des données de traçages artificiels et permet de partitionner les écoulements en estimant les temps de résidence des différentes composantes qui contribuent en transfert de solutés entre les points d'injection et de restitution. [3] Une approche distribuée intégrant un couplage de données géophysiques et de simulations pseudo-génétique permet de simuler des réseaux de drainage. Les écoulements et le transport de masse en soluté associé sont ensuite simulés et confrontés à des données de terrain. Cela constitue une approche originale pour déduire la structuration des écoulements souterrains à partir des données de traçages artificiels.

Mots clés : Aquifères karstiques, Hydrologie, Hydrogéologie, Géophysique appliquée, Traçages artificiels, Fonction de transfert

Abstract

The main objective of these thesis is to improve the understanding of the internal structure of karstic aquifers by relying on the interpretation of artificial tracer tests. To meet these objectives, this thesis is based on the karst watersheds of Baget and Aliou (Ariège, France) as well as other karst hydrosystems (the Norville, Val de Loire and Foubanne systems) included in the National Karst Observation Service (SNO Karst, INSU-CNRS) and the tracing database of the BRGM including the Ouyse karst system. The overall approach adopted for this thesis is to couple the results of different approaches. [1] Conceptual reservoirs modeling with the dedicated Karst-Mod model allows the partitioning of flows at the scale of the watershed and to understand the dynamics of the exchanges between the matrix and the conduits, in the short and long term. It is estimated that the annual contribution of the matrix to the total outflow is about 3% and can increase up to 25% during periods of low precipitation. [2] A systemic approach of the "transfer function" type has been developed and applied to various hydrosystems (the Norville, Ouyse, Val de Loire and Foubanne systems). This approach consists of studying the dynamics of solute mass transport by interpreting artificial tracer tests data and partitioning the flows by estimating the residence times of the different components that contribute to solute transfer between the injection and recovery points. [3] A distributed approach integrating a coupling of geophysical data and pseudo-genetic simulations makes it possible to simulate drainage networks. The associated solute flows and mass transport are then simulated and compared with field data. This is an approach to deduce the structuring of underground flows from the data of artificial tracer tests.

Key words : Karst aquifers, Hydrology, Hydrogeology, Applied geophysics, Artificial tracer tests, Transfer Function

Remerciements

Bien qu'une thèse puisse s'apparenter à un travail individuel, elle constitue un formidable projet riche de rencontres et d'échanges !

Le présent manuscrit est le résultat de trois années de travail au sein du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET, UMR 5563). Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué, de quelque manière que se soit, à l'aboutissement de ce travail et plus particulièrement les personnes que je cite ci-dessous.

Je tiens tout d'abord à remercier David LABAT, mon directeur de thèse, pour son implication, sa disponibilité, sa réactivité et son humour sans égal. Il a été pour moi un directeur de thèse (quasi)idéal et tient une grande part dans l'aboutissement de ce travail. Il a su me laisser une grande part d'autonomie pour aller explorer des questions au-delà de ses champs de compétences tout en restant impliqué et disponible. C'est sans compter ses heures qu'il m'a reçu pour parler de karst, de poursuite de carrière et d'autres choses parfois beaucoup moins sérieuses, le plus souvent dans la bonne humeur et la bienveillance. Un grand merci pour tout cela !

Je tiens à remercier aussi les personnes de l'Observatoire Midi-Pyrénées (OMP) qui m'ont aidé sur le terrain, José DARROZES, Lucia SEAONES, Frédéric FRAPPART, Alain PAGES, Grégory DUFRECHOU. Merci aussi à Muriel LLUBES pour son aide sur le dépouillement des données et sur les interprétations géophysiques. J'adresse aussi mes remerciements à Zacharie ALBAREIL, qui a fait son stage de Master 2 avec nous au GET, pour son aide sur le terrain notamment pour la réalisation des essais de traçage artificiel.

Je tiens à saluer Nicolas MASSEI, Matthieu FOURNIER ainsi que Léa DURAN. Les échanges que nous avons eus à diverses occasions ont été enrichissants et ont permis de prendre un peu de recul sur mon travail. Merci d'avoir pris du temps pour m'aider à développer mon modèle en appliquant cela à vos données sur le système de Norville.

J'adresse un grand merci à Naomi MAZZILLI pour son aide sur l'utilisation de KarstMod. Merci de m'avoir aidé dans la prise en main des scripts, cela m'a grandement facilité la tâche pour intégrer cela dans mon travail. J'en profite pour remercier Hervé JOURDE qui a participé au travail de modélisation hydrodynamique du Baget. Que ce soit lors des comités de suivi ou lors de la rédaction de l'article, mon travail a bénéficié de la pertinence de ses commentaires.

Je remercie Philippe RENARD pour son accueil à Neuchâtel, en Suisse. Ce fut un réel plaisir de découvrir cette petite ville, aux paysages somptueux entre la montagne et le lac. Ce fut aussi l'occasion d'amorcer un travail qui me tenait à cœur. Il reste tant de choses à explorer, mais je tire une certaine satisfaction d'avoir eu le temps et les moyens d'apporter ma contribution à cette vaste problématique du lien entre la structure interne des aquifères karstiques et les écoulements

qui s'y produisent. Bien que cette collaboration ait débuté assez tard dans le déroulement de ma thèse (début de 3^{ème} année), elle constitue, à mon sens, un pilier de mon travail et soulève de nombreux questionnements auxquels je souhaite un jour apporter des réponses.

Je salue tous les collègues impliqués dans le Service National d'Observation des hydrosystèmes karstiques (SNO KARST) pour cette belle initiative qui au delà de la production et du partage de données et de connaissances sur le fonctionnement des hydrosystèmes karstiques permet aux jeunes chercheurs en devenir (stagiaires et doctorants) de se sentir directement impliqués dans les grands enjeux des sciences hydrologiques. Cela favorise aussi largement les échanges scientifiques, la collaboration inter-sites et la réflexion à plus grande échelle que nos sites d'études respectifs.

Tout ce travail a subi l'évaluation d'un jury de thèse. Un grand merci aux deux rapporteurs, Alain DUPUY et Séverin PISTRE, qui, par leur examen du manuscrit, ont apporté un regard nouveau sur mon travail. Un grand merci aux examinateurs, Alain DENIS, Naomi MAZZILLI, Philippe RENARD et Pierre MARCHET, avec qui les discussions ont été intéressantes et enrichissantes. Je tiens aussi à adresser mes remerciements à Christophe SUBIAS qui a accepté notre invitation à participer à ce jury de thèse. Aussi, je me réjouis de la participation de personnels non-universitaires à ce jury de thèse, avec la participation d'un ingénieur de l'agence de l'eau (Pierre MARCHET) et d'un ingénieur en bureau d'étude (Christophe SUBIAS). Cela marque tout l'intérêt de développer des approches novatrices pour répondre à des problématiques concrètes de terrain et aux enjeux sociétaux sous-jacents.

Une thèse constitue un projet professionnel mais aussi personnel, qui marque notre entrée dans la *cour des grands*, ou plus sobrement permet d'accéder au titre de Docteur. Ce parcours long, sinueux, remplis d'embûches est bien plus facile à réaliser lorsque les bonnes personnes vous soutiennent.

Je tiens à remercier en premier lieu ma famille pour le soutien constant et infailible depuis tant d'années.

Je tiens à remercier mes amis, parmi lesquels certains ont suivi mon évolution sur les bancs de la fac. Ils ont connu un étudiant de L1 n'ayant pas grand chose à faire sur les bancs de l'université, motivé uniquement par le souhait de retrouver les platines en boîte de nuit le week-end, évoluant progressivement pour devenir un étudiant passionné et impliqué qui soutient une thèse de doctorat. Les projets changent mais les amis restent ... merci Florentin, Julie, Salomé, Marion et Garance !

Enfin, je souhaite témoigner de toute mon estime à ceux qui ont fait mon quotidien pendant ces trois années. Je pense aux collègues de ma "*génération*", Sof', Mathoulde, Clément C. (le mec ultra stock-ma), Jambon, Gaétan, Artiom, Vale, ceux qui nous ont rejoint au fil des années, Dada, Léonidas, Camila, Anissa, Ines, Clément L., Anne, Steven, Caguiche (dont l'aérodynamisme est sans égal) et puis les anciens qui ont plus ou moins continué à hanter les murs du GET, Pierre, Mélody, Loïs, Alice, Maxime et puis tous les autres.

En un seul mot, **MERCI!**

Table des matières

| | | |
|-----------|--|-----------|
| I | Introduction générale | 1 |
| 1 | Les aquifères karstiques | 3 |
| 1.1 | Definition | 5 |
| 1.2 | La karstification | 6 |
| 1.2.1 | Propriétés des roches carbonatées | 6 |
| 1.2.2 | Les processus de la karstification | 6 |
| 1.3 | Structure des aquifères karstiques | 8 |
| 1.3.1 | La zone d'alimentation | 9 |
| 1.3.2 | Le sol | 10 |
| 1.3.3 | L'épikarst | 10 |
| 1.3.4 | La zone de transmission | 11 |
| 1.3.5 | La zone noyée | 12 |
| 1.4 | Fonctionnement des aquifères karstiques | 12 |
| 1.4.1 | Les approches hydrodynamiques | 12 |
| 1.4.2 | Les approches hydrochimiques | 13 |
| 2 | Approche méthodologique et présentation des systèmes karstiques étudiés | 15 |
| 2.1 | Approche méthodologique globale | 17 |
| 2.1.1 | Problématiques | 17 |
| 2.1.2 | Mise en œuvre des différentes approches | 18 |
| 2.2 | Présentations des systèmes karstiques étudiés | 19 |
| 2.2.1 | Le bassin versant karstique d'Aliou | 19 |
| 2.2.2 | Le bassin versant karstique du Baget | 20 |
| 2.2.3 | Synthèse hydrologique et hydrogéologique des deux bassins | 22 |
| II | Etude de la dynamique des flux internes à l'échelle du bassin versant | 25 |
| 1 | Introduction | 27 |
| 2 | Hydrologie et hydrogéologie du karst | 29 |
| 2.1 | Le bassin versant hydrogéologique en tant que système | 31 |
| 2.1.1 | Définition du bassin versant | 31 |

| | | |
|------------|---|-----------|
| 2.1.2 | Spécificités des bassins versants karstiques | 31 |
| 2.2 | Modélisation de la relation pluie-débit | 33 |
| 2.2.1 | Classification des modèles pluie-débit | 33 |
| 2.2.2 | Modèles "boîte noire" ou à fonction de transfert | 35 |
| 2.2.3 | Modèles distribués à base physique | 35 |
| 2.2.4 | Modèles conceptuels à réservoirs | 36 |
| 3 | Modélisation conceptuelle à réservoirs : KarstMod | 41 |
| 3.1 | Présentation du modèle | 43 |
| 3.1.1 | Les équations du modèle | 44 |
| 3.1.2 | Évaluation des performances du modèle | 45 |
| 3.2 | Dynamics of the flow exchanges between matrix and conduits in karstified watersheds at multiple temporal scales | 48 |
| 3.2.1 | Introduction | 49 |
| 3.2.2 | Material and Methods | 50 |
| 3.2.3 | Results and Discussion | 55 |
| 3.2.4 | Conclusions | 61 |
| 4 | Analyse multi-échelle des flux internes | 67 |
| 4.1 | Caractérisation multi-échelle des signaux hydrologiques | 70 |
| 4.1.1 | Analyses corrélatoires des variations temporelles de débits mesurés à l'exutoire | 70 |
| 4.1.2 | Analyse spectrale des débits mesurés à l'exutoire | 75 |
| 4.1.3 | Analyses en ondelettes des variations de débits à l'exutoire | 76 |
| 4.2 | Description de la dynamique interne des bassins | 80 |
| 4.2.1 | Décomposition de la réponse impulsionnelle du bassin | 80 |
| 4.2.2 | Caractérisation de la dynamique des échanges matrice-conduit | 81 |
| 5 | Synthèse | 85 |
| | | |
| III | Étude des processus de transport dissous en domaine karstique à partir de traçages artificiels | 87 |
| | | |
| 1 | Introduction | 89 |
| | | |
| 2 | Développement méthodologique d'une approche fonction de transfert | 91 |
| 2.1 | Etat de l'art de l'interprétation des traçages en hydrologie karstique | 93 |
| 2.1.1 | Définitions et éléments de théorie | 93 |
| 2.1.2 | Les traceurs artificiels | 94 |
| 2.1.3 | Procédure d'injection | 96 |
| 2.1.4 | Sites d'échantillonnage et méthodes d'échantillonnage | 96 |
| 2.1.5 | Interprétation des opérations de traçage en hydrologie | 97 |
| 2.2 | État de l'art des traçages en génie des procédés | 101 |
| 2.2.1 | Définitions et éléments de théorie | 101 |
| 2.2.2 | Fonction de transfert | 102 |
| 2.2.3 | Modèles de réacteurs chimiques et fonction de transfert associée | 104 |

| | | |
|-----------|--|------------|
| 2.3 | Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par l'utilisation d'une fonction de transfert | 106 |
| 2.3.1 | Modèles conceptuels et fonctions de transfert associées | 107 |
| 2.3.2 | Comparaison avec une approche physique | 109 |
| 3 | Applications d'une approche fonction de transfert pour l'interprétation de traçages artificiels en domaine karstique | 113 |
| 3.1 | Artificial tracer tests interpretation using Transfer Function Approach (TFA) to study the Norville karst system | 118 |
| 3.1.1 | Introduction | 118 |
| 3.1.2 | Transfer Function Approach (TFA) | 119 |
| 3.1.3 | Study Site and Tracer Tests Campaign | 120 |
| 3.1.4 | Results and discussion | 121 |
| 3.1.5 | Conclusion | 124 |
| 3.2 | Short term variations of tracer tests responses in a highly karstified watershed . | 128 |
| 3.2.1 | Introduction | 129 |
| 3.2.2 | Materials and methods | 129 |
| 3.2.3 | Studied area and tracer test campaign | 135 |
| 3.2.4 | Results | 138 |
| 3.2.5 | Discussion | 146 |
| 3.2.6 | Conclusion | 147 |
| 3.3 | Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par approche de type fonction de transfert : Application à l'hydrosystème karstique de l'Ouyse (Lot, France) | 155 |
| 3.3.1 | Introduction | 155 |
| 3.3.2 | Le système karstique de l'Ouyse, un fonctionnement complexe encore mal connu | 156 |
| 3.3.3 | Une approche innovante pour caractériser le transport dissous en souterrain dans les systèmes karstiques | 158 |
| 3.3.4 | Résultats et discussion | 159 |
| 3.3.5 | Conclusion | 162 |
| 3.4 | Autres applications d'une approche fonction de transfert | 165 |
| 3.4.1 | Base de données | 166 |
| 3.4.2 | Vers une nouvelle classification des systèmes karstiques | 170 |
| 3.4.3 | Description de la dynamique du transport dissous en domaine karstique | 174 |
| 3.4.4 | Décomposition de la réponse impulsionnelle d'un système traçage . . . | 178 |
| 4 | Synthèse | 183 |
| IV | Modélisation 3D des écoulements et spatialisation des processus de transport dissous | 185 |
| 1 | Introduction | 187 |
| 2 | Contribution des méthodes géophysiques à la caractérisation des structures de drainage sur le bassin versant karstique du Baget | 189 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 2.1 | État de l'art de la géophysique appliquée à l'étude des systèmes karstiques . . . | 191 |
| 2.2 | Les méthodes géophysiques utilisées | 193 |
| 2.2.1 | Tomographie de résistivité électrique | 193 |
| 2.2.2 | La méthode Slingram avec l'EM38 | 196 |
| 2.3 | Acquisition et traitement des données géophysiques | 197 |
| 2.4 | Apport de la géophysique à la description de la structure interne du système . . | 204 |
| 3 | Modélisation 3D du transport dissous à partir de données de traçage artificiels | 209 |
| 3.1 | Approche méthodologique pour la modélisation 3D du transport dissous sur le bassin versant du Baget | 211 |
| 3.1.1 | Simulation des réseaux de conduits | 212 |
| 3.1.2 | Simulation des écoulements dans les conduits | 214 |
| 3.1.3 | Simulation du transport dissous | 214 |
| 3.1.4 | Tests préliminaires du couplage SKS - SWMM pour la modélisation 3D d'essais de traçage | 216 |
| 3.2 | Vers une caractérisation de la géométrie des conduits à partir des données de traçages artificiels | 218 |
| 3.2.1 | Analyse statistique des simulations | 218 |
| 3.2.2 | Comparaison avec les résultats d'une approche fonction de transfert . . | 223 |
| 3.2.3 | Discussion sur les limites de l'approche proposée | 223 |
| 4 | Synthèse | 227 |
| V | Synthèse, discussion et perspectives | 229 |
| | Bibliographie | 235 |
| | Liste des figures | 255 |
| | Liste des tableaux | 259 |
| | Liste des publications | 261 |
| | Annexes | 262 |
| A | Analyse multi-résolution des débits à l'exutoire | 263 |
| B | Calibration de la fonction de transfert avec une approche multi-traçages | 269 |

Première partie

Introduction générale

Chapitre 1

Les aquifères karstiques

Sommaire

| | | |
|------------|--|-----------|
| 1.1 | Definition | 5 |
| 1.2 | La karstification | 6 |
| 1.2.1 | Propriétés des roches carbonatées | 6 |
| 1.2.2 | Les processus de la karstification | 6 |
| 1.3 | Structure des aquifères karstiques | 8 |
| 1.3.1 | La zone d'alimentation | 9 |
| 1.3.2 | Le sol | 10 |
| 1.3.3 | L'épikarst | 10 |
| 1.3.4 | La zone de transmission | 11 |
| 1.3.5 | La zone noyée | 12 |
| 1.4 | Fonctionnement des aquifères karstiques | 12 |
| 1.4.1 | Les approches hydrodynamiques | 12 |
| 1.4.2 | Les approches hydrochimiques | 13 |

1.1 Définition

Le mot "karst" provient du slave "kras" et désigne une région de plateaux calcaires située entre l'Italie et la Slovénie. Les environnements karstiques représentent 35% de la superficie de la France [Mangin, 1975] et de 10 à 15% des continents à l'échelle mondiale [Ford and Williams, 2007].

La définition du karst reste encore aujourd'hui discutée puisqu'elle s'articule essentiellement autour de trois aspects principaux : la morphologie, l'hydrochimie et l'hydrodynamique. D'autres domaines scientifiques, tels que la spéléologie ou la géotechnique peuvent aussi être confrontés à l'existence de structures caractéristiques des aquifères karstiques. De nombreux auteurs ont proposés des définitions plus ou moins exhaustives du karst.

Selon Gèze [1965], le karst "*est une région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques*".

Bakalowicz et Mangin [1980] proposent une vision du karst centrée sur son comportement hydrodynamique. Ils définissent donc le karst comme un réseau de drainage, plus ou moins bien drainé, possédant dans sa partie terminale un axe d'écoulement préférentiel. Ce réseau est constitué de fractures qui assurent la fonction transmissive de l'aquifère. Par ailleurs, des réservoirs latéraux et des systèmes annexes au drainage constituent la fonction capacitive de l'aquifère.

Huntoon [1995] propose lui une définition hydrochimique et hydrodynamique : "*l'aquifère karstique est un système de roches solubles possédant une structure dont la perméabilité est dominée par des conduits inter-connectés, dissous dans la roche, organisés afin de permettre les écoulements sous un certain gradient ; la structure évoluant comme étant la conséquence de la dissolution provoquée par les écoulements*".

Enfin, Bakalowicz [1999] définit le karst comme étant "*un paysage résultant de processus particuliers d'érosion (la karstification) ... commandés par la dissolution des roches (calcaires et dolomies) constituant le sous-sol des régions concernées*".

D'un point de vue purement morphologique, le karst est un "*modèle superficiel et souterrain issu de la dissolution par l'eau des roches carbonatées*" [Gilli, 2011].

Le karst peut aussi être perçu comme le résultat de phénomènes de dissolution qui favorisent le développement dans l'espace des accidents, tels que les systèmes de failles [Philipponat and Hubert, 2011]. A noter que cette vision intéresse essentiellement le géotechnicien, notamment pour l'impact que peut avoir la présence de cavités souterraines sur des projets de construction.

Dans la plupart des ouvrages, le karst associé à un ensemble de formes superficielles et souterraines issues à la dissolution des roches carbonatées. Au-delà de l'aspect morphologique, le karst est souvent caractérisé par des ressources en eau abondantes en profondeur et par un système de drainage hiérarchisé.

1.2 La karstification

Les roches carbonatées étant solubles dans l'eau, les aquifères karstiques sont soumis à une évolution morphologique constante. Le processus de karstification conduit progressivement à l'élargissement des vides préexistants et à l'augmentation de la porosité. La karstification rassemble alors un ensemble de processus agissant sur des roches sensibles à ces processus. On parle alors de roches karstifiables.

1.2.1 Propriétés des roches carbonatées

Les roches sont dites karstifiables lorsqu'elles peuvent subir le processus de karstification. Il s'agit essentiellement des roches carbonatées (calcaires et dolomies) et des roches évaporitiques (gypse, anhydrite et halite). Parmi ces roches karstifiables, seules les roches carbonatées seront décrites, et plus particulièrement les roches calcaires [CaCO_3], qui se différencient des roches dolomitiques [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$].

Les roches calcaires sont généralement caractérisées par les propriétés suivantes :

- Très faible solubilité à la pression partielle de CO_2 atmosphérique, voisine de 15 mg/L pour le carbonate de calcium ($p\text{CO}_2\text{atm} = 300$ ppm).
- Comportement cassant (roches compétentes) : les roches calcaires auront tendance à se casser plutôt qu'à se déformer. Cela reste vrai pour des conditions de basse pression et de basse température (conditions de surface). La résistance mécanique du calcaire, sous une contrainte uniaxiale, est estimée entre 340 et 3450 bars [Jennings, 1985].
- Présence d'une triple porosité : primaire (matricielle), secondaire (fissurale) et tertiaire (de conduit).

D'après Burger [1983] la porosité primaire est assez faible, allant de 1% dans les micrites à 15% dans les faciès bréchiques. La perméabilité qui lui est associée est de l'ordre de 10^{-14} m.s⁻¹ [Burger, 1983; Kiraly, 1975; Simeoni, 1976]. La porosité secondaire, résultant de la fracturation de la roche, est plus importante. Cette porosité ne caractérise que 2% du massif et la perméabilité qui lui est associée varie entre 10^{-8} et 10^{-6} m.s⁻¹ [Mangin, 1998]. Enfin, la porosité tertiaire est issue de l'élargissement progressif des discontinuités de la porosité secondaire par dissolution de la roche encaissante. Cette porosité correspond aux conduits karstiques. Du fait de la coexistence de ces trois types de porosité, la perméabilité totale présente une forte variabilité spatiale au sein d'un système karstique.

1.2.2 Les processus de la karstification

Le phénomène de karstification correspond à "*l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans une région karstique*" [Gèze, 1973]. Ce sont les processus de la karstification qui conduisent à la mise en place d'un réseau de drainage hiérarchisé.

Pour qu'un massif rocheux subisse un processus de karstification, trois types d'énergie doivent se dissiper au cours du processus [Quinif, 1999] :

- **Energie mécanique** : la circulation d'eau souterraine s'effectue prioritairement le long de discontinuités telles que les fissures et les fractures. La dissipation de l'énergie mécanique permet de créer des chemins de drainage préférentiels, pouvant ensuite être élargis par la dissipation d'énergie chimique et/ou d'énergie potentielle de pesanteur [Dreybrodt, 1996; Dreybrodt et al., 2005; Gabrovšek, 2000].
- **Energie chimique** : la dissolution des espèces carbonatées s'effectue sous l'action du CO₂ dissous dans les eaux qui circulent dans le massif. C'est ce flux de CO₂ dans les eaux d'infiltration qui détermine le potentiel de karstification [Bakalowicz, 1979]. La pression partielle de CO₂ dans les eaux d'infiltration dépend essentiellement de la composition du sol et de l'activité biologique en surface et du climat. De plus, la pression partielle en CO₂ détermine le potentiel de dissolution de la roche encaissante [Dreybrodt, 1988; Mangin, 1975].
- **Energie potentielle** : la mise en mouvement d'une masse d'eau peut se produire en présence d'un gradient hydraulique, sous l'action des processus gravitaires. C'est la différence de potentiel entre la zone amont et la zone aval du système karstique qui gouverne la dissipation de l'énergie potentielle de pesanteur.

Nehme [2013] propose d'intégrer les composantes structurelles, fonctionnelles et évolutives dans la notion de karstification : "*en premier lieu, la structure du karst représente l'ossature du relief karstique, ensuite, le fonctionnement du système est régi par la dynamique de l'écoulement et enfin, l'évolution de la structure et de la dynamique du modelé s'inscrit dans les temps long et court.*" (Figure 1.1)

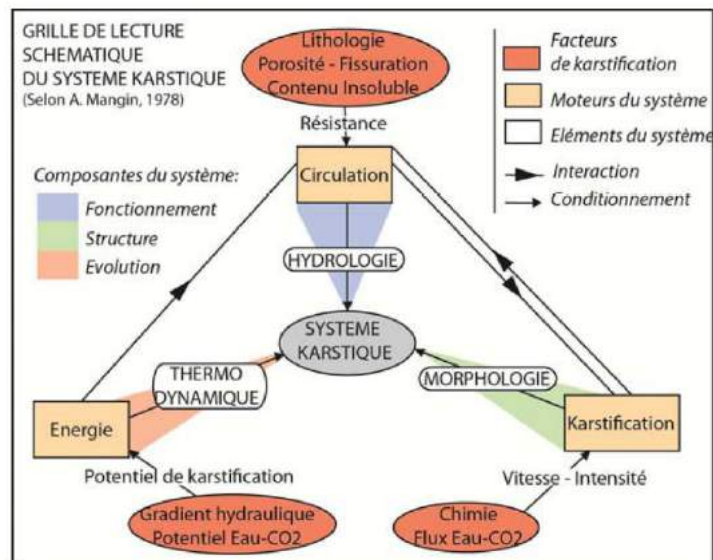


Figure 1.1 – Schéma des niveaux spatio-temporels du système karstique, d'après Nehme [2013]

Le processus de la karstification dépend principalement de deux paramètres :

- le **potentiel de karstification** qui dépend des conditions climatiques : les précipitations

et la composition du sol (végétation, pédologie et activité biologique) conditionne le signal d'entrée (infiltration d'eau et pression partielle de CO_2). Ils dépendent aussi de la géométrie des écoulements et de l'existence d'un gradient hydraulique suffisamment élevé pour permettre un renouvellement des eaux. Sans renouvellement des eaux du massif, la dissolution des roches s'arrête lorsque l'équilibre chimique entre l'eau et la roche est atteint.

- la **structure interne du massif** et plus particulièrement la lithologie, la fracturation et la porosité. Les discontinuités lithologiques et structurales constituent des points de faiblesse du massif, favorisent l'infiltration de l'eau et sont plus facilement soumises au processus de dissolution.

C'est la dissolution des roches qui constitue le phénomène majeur à l'origine de la karstification [Gèze, 1973]. L'eau rendue acide par le CO_2 dissous circule dans les fractures, dissout la roche et donne naissance à un réseau de galeries souterraines. A cela peut s'ajouter une érosion mécanique qui favorise la mise en place de conduites verticales ou de conduites forcées.

Le pouvoir de dissolution, ou agressivité de l'eau vis-à-vis de la roche encaissante, dépend de l'acidité de l'eau. Celle-ci est principalement liée à la concentration en CO_2 dissous ou en acide carbonique. Il existe certains cas assez rares dans lesquels l'acidité de l'eau résulte de l'action de l'acide sulfurique [Jagnow et al., 2000].

La mise en place d'un système karstique dépend donc de l'action combinée des dissipations d'énergies mécaniques, chimiques et potentielles. Si l'un de ces trois phénomènes est absent alors la karstification peut devenir inefficace [Delannoy, 1997]. Par ailleurs, ces trois phénomènes sont caractérisés par des cinétiques d'évolution pouvant agir à des échelles de temps variées. L'action conjointe des processus de karstification apporte aux aquifères karstiques une structuration particulière qui les démarquent des aquifères poreux ou fissurés.

1.3 Structure des aquifères karstiques

Les systèmes karstiques présentent souvent une grande complexité structurale dans laquelle il est possible de distinguer trois zones principales : l'épikarst, la zone non-saturée ou zone d'infiltration et la zone noyée (Figure 1.2) [Bakalowicz and Mangin, 1980; Mangin, 1975; Marsaud, 1997]. L'épikarst se comporte généralement comme un réservoir qui ralentit la recharge du système karstique [Aquilina et al., 2006; Bakalowicz, 1995; Mangin, 1975; Perrin et al., 2003]. Les eaux d'infiltration transitent rapidement dans la zone non saturée au travers des pertes et des fractures ou lentement dans la matrice carbonatée et dans les fines fissures présentes dans le massif.

Marsaud [1997] propose une classification des systèmes karstiques en trois types :

- Type 1 : **Systèmes non-fonctionnels à faible ou fort potentiel et structure peu karstique**. Le développement de la karstification n'est pas suffisamment important pour qu'il existe une structure de drainage modifiant la dynamique des écoulements.
- Type 2 : **Systèmes fonctionnels à fort potentiel et structure karstique**. Les vides et les

écoulements sont organisés, le degré d'organisation se traduisant par un drainage plus ou moins rapide des réserves. Il s'agit des systèmes décrits par le schéma fonctionnel de Mangin [1975](Figure 1.2).

- Type 3 : **Systèmes non-fonctionnels à faible potentiel et structure karstique**. La structure tend à imposer un écoulement de type karstique, mais les conditions extérieures imposent un faible potentiel et donc de faibles vitesses d'écoulement. Le système fonctionne alors comme un aquifère poreux bien que la structure interne de l'aquifère demeure hétérogène et discontinue.

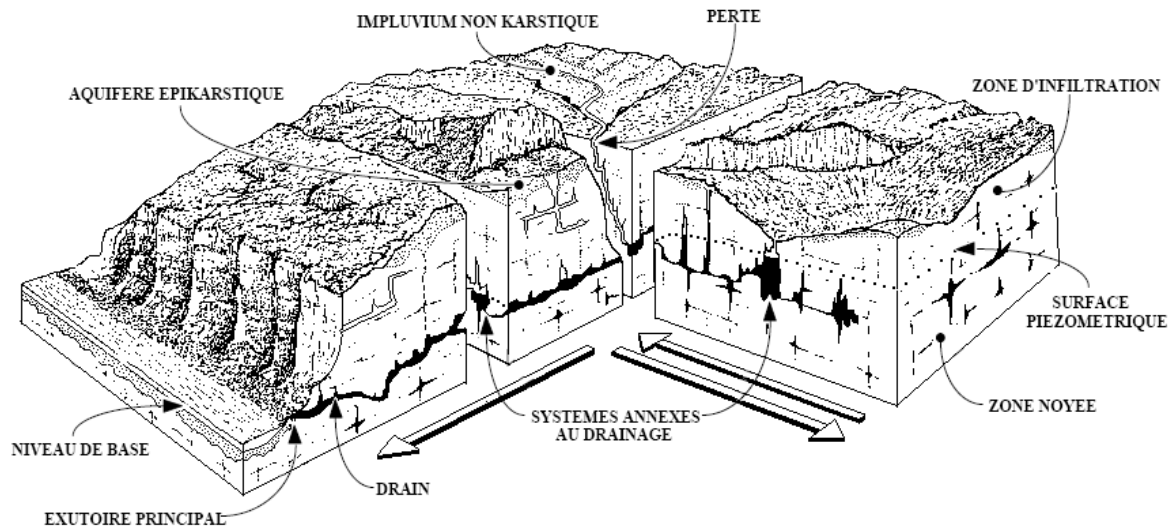


Figure 1.2 – Représentation du système karstique par Mangin (1975, Dessin Rouch)

En réalité, la complexité des environnements karstiques conduit à différencier plusieurs niveaux, chacun ayant leur propre comportement hydrodynamique et hydrochimique. Il est possible de différencier cinq compartiments : l'impluvium, le sol, l'épikarst, la zone de transmission ou zone d'infiltration et la zone noyée.

Le sol, l'épikarst et la zone de transmission constituent la zone non saturée ou zone vadose du système [Williams, 2008]. C'est dans cette zone que va se produire l'infiltration et donc la recharge de l'aquifère karstique. La description complète de l'infiltration nécessite une connaissance de chacun des trois compartiments évoqués précédemment, lorsque ces derniers sont présents [Minvielle, 2015].

1.3.1 La zone d'alimentation

La zone d'alimentation, aussi appelée impluvium, correspond à l'ensemble des terrains dont le drainage contribue à la recharge en eau d'un système. Deux types de systèmes se distinguent selon leur impluvium [Marsaud, 1997] :

- le **système unaire**, où l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques ;

- le **système binaire**, où seule une partie de l'impluvium est composée de terrains karstiques.

Dans le cas des karsts unaires, l'infiltration est diffuse à l'échelle du bassin. A l'inverse, les karsts binaires sont favorables à la mise en place de pertes, dans lesquelles les eaux qui ruissellent sur les terrains non karstifiables viennent se jeter. L'impluvium non karstique joue un rôle important dans le développement de la structure de drainage puisqu'il concentre l'énergie disponible et contribue à augmenter localement le gradient hydraulique.

1.3.2 Le sol

Le sol constitue une composante majeure de l'équilibre chimique des eaux. C'est essentiellement dans ce compartiment que l'eau va réagir avec les différents produits de la pédogenèse et acquérir sa signature chimique et plus particulièrement sa pression partielle en CO₂. Celle-ci joue un rôle essentiel dans le processus de karstification (Section 1.2).

D'un point de vue hydrodynamique, le sol peut contribuer au stockage temporaire d'eau via sa porosité matricielle. Le sol constitue donc une zone de mélange entre des eaux préexistantes et des eaux de précipitation nouvellement infiltrées dans le système. La présence d'un sol protège la roche de l'érosion par les eaux de pluie. Le sol peut jouer différents rôles : (1) un sol imperméable concentre les écoulements vers des points d'infiltration dans le réseau de drainage; (2) un sol perméable favorise une infiltration diffuse et homogène sur l'ensemble du bassin versant.

Klimchouk [2004] propose une évolution de la relation entre le sol et le karst dans laquelle le sol se met en place au début du développement du karst et joue un rôle important dans le fonctionnement du karst bien développé.

1.3.3 L'épikarst

L'épikarst correspond à la zone superficielle très perméable du système karstique. Elle est située en contact avec le sol lorsque ce dernier existe. Ce compartiment présente généralement un fort contraste de perméabilité avec le compartiment sous-jacent [Klimchouk, 1997]. Il en résulte une infiltration rapide des eaux de pluies qui restent temporairement stockées. L'épikarst joue le rôle d'un aquifère temporaire, généralement appelé « *réservoir épikarstique* », et d'un tampon puisqu'il peut stocker, par exemple, les premières pluies après une saison sèche. L'épikarst conditionne l'organisation des écoulements dans le système. Tout comme l'ensemble de la zone non saturée, l'épikarst participe à l'écoulement tout au long de l'année, y compris pendant les périodes d'étiage [Lastennet, 1994; Perrin et al., 2003].

Király [1998] a montré par simulation numérique la nécessité d'une zone épikarstique qui concentre les eaux d'infiltration. Les hydrogrammes simulés comportent trois composantes d'écoulement dans l'épikarst : « *springflow* », « *baseflow* » et « *epiflow* ». L'épikarst est le siège d'une concentration des écoulements, ce qui favorise les circulations latérales dans ce compar-

timent. L'infiltration dans l'épikarst s'effectue par infiltration diffuse alors que le drainage se fait au niveau des fractures de la zone de transmission sous-jacente. Kiraly [2003] estime à 50% la portion d'écoulement concentré dans l'infiltration en provenance de l'épikarst.

Compte tenu de sa proximité avec le sol, l'épikarst peut subir l'influence des processus biogéochimiques [Bakalowicz, 1995; Blavoux and Mudry, 1986]. Ce compartiment de l'aquifère joue un rôle important dans l'évolution chimique des eaux, via deux mécanismes : la mise en solution du CO_2 présent dans le sol et l'évapotranspiration entraînant une reconcentration des éléments plus ou moins importante, notamment en ions chlorure et sodium, selon les temps de séjour.

L'épikarst se présente comme une extension du sol et comme l'interface de l'aquifère karstique avec l'atmosphère et la biosphère [Bakalowicz, 1995]. La capacité de stockage de l'épikarst est liée à trois facteurs : (1) l'épaisseur et la continuité de l'épikarst; (2) la porosité moyenne et (3) le ratio entre les flux d'eau entrants et sortants [Williams, 2008]. La profondeur de l'épikarst varie généralement entre 3 et 15 mètres Klimchouk [2004].

1.3.4 La zone de transmission

La zone de transmission constitue la partie non saturée du système comprise entre l'épikarst, en surface, et la zone noyée, en profondeur. Les écoulements y sont majoritairement verticaux et dissociables par leur cinétique. Les écoulements sont rapides dans les conduits et les fractures et les écoulements sont lents dans la porosité matricielle (ou primaire) et les fissures.

Les écoulements sont généralement diphasiques et le dégazage des eaux peut être considérable. Pour les écoulements lents, les échanges entre la phase liquide et la phase gazeuse peuvent conduire à un équilibre entre la teneur en CO_2 dissous et la pression partielle de CO_2 (PCO_2) dans l'air du massif. L'évolution de la PCO_2 dans l'eau sera alors synchrone à celle de l'air du massif [Peyraube et al., 2012, 2013; Houillon, 2016].

Ce compartiment peut atteindre une épaisseur considérable et jouer un rôle important dans la dynamique et le soutien d'étiage de certains systèmes karstiques [Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 2003; Garry, 2007; Lastennet, 1994; Puig, 1987]. Une partie des réserves de la zone de transmission peut fonctionner en trop plein lors d'événements pluvieux intenses. Cela peut conduire à la remontée en surface d'eaux à long temps de résidence reconnaissables par une minéralisation plus forte que les eaux de pluies. Par ailleurs, les écoulements dans la zone de transmission peuvent être pérennes dans certains systèmes [Lopez, 2009; Peyraube et al., 2012]. La zone de transmission constitue donc un deuxième compartiment pouvant avoir un effet tampon mais qui, à l'inverse de l'épikarst, n'est pas soumise aux interactions avec le sol et l'atmosphère.

1.3.5 La zone noyée

La zone noyée constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure le stockage de l'eau. Cette zone comporte un réseau de drains organisé et hiérarchisé qui assure la fonction transmissive, autour duquel s'organisent des réseaux annexes au drainage. Ces derniers assurent la fonction capacitive de l'aquifère. On retrouve ici une dualité des écoulements : des écoulements rapides dans le réseau principal et des écoulements lents dans le réseau secondaire. Deux grandes familles de systèmes karstiques se différencient selon l'agencement du réseau principal : les systèmes jurassiens, dont le réseau de drains se développe dans la partie supérieure, et les systèmes vauclusien, dont le réseau de drains se développe dans la partie inférieure [Marsaud, 1997].

1.4 Fonctionnement des aquifères karstiques

La structuration complexe des aquifères karstiques est à l'origine de fortes hétérogénéités dans leurs comportements hydrodynamiques et hydrochimiques. Ainsi, la description du fonctionnement d'un aquifère karstique n'est pas chose aisée et doit s'appuyer sur des outils d'études appropriés. On retrouve souvent dans la littérature une partition entre les approches hydrochimiques et les approches hydrodynamiques.

1.4.1 Les approches hydrodynamiques

Les **approches hydrodynamiques** consistent à étudier les mouvements des masses d'eau souterraines, à évaluer les vitesses de transfert et à partitionner les volumes d'eau entre la fonction capacitive et la fonction transmissive de l'aquifère. Les systèmes karstiques sont caractérisés par de fortes hétérogénéités dans les champs de conductivité hydraulique. La coexistence de trois types de porosité (matricielle, fissurale et de conduite) confère aux aquifères karstiques une forte hétérogénéité hydrodynamique. La vitesse de transit d'un épisode de pluie dépend du degré de karstification du système (Figure 1.3). Ce dernier doit être suffisamment élevé pour que les conduits permettent la mise en place d'un écoulement significativement différent de celui qui traverse la porosité matricielle, dans le cas contraire l'aquifère se comporte comme un aquifère poreux [Kovács et al., 2005]. Pour un système hautement karstifié les temps de concentration peuvent être assez courts (quelques jours voir quelques heures selon la taille du bassin versant).

Parmi les approches hydrodynamiques, on distingue :

- l'étude des **hydrogrammes de crue et de décrue** qui consiste à décomposer le débit à l'exutoire en plusieurs débits, en fonction de la dynamique qui les a produit. Classiquement, le débit à l'exutoire peut être partitionné entre un débit de base (correspondant aux écoulements lents dans la matrice rocheuse) et un débit de crue (correspondant aux écoulements rapides dans les failles et les conduits).

- la **modélisation des débits** qui consiste à simuler la variabilité temporelle des débits et à les comparer aux débits mesurés à l'exutoire. L'objectif consiste à proposer un modèle capable de reproduire convenablement les débits mesurés. Le modèle obtenu permet alors de décrire le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère.

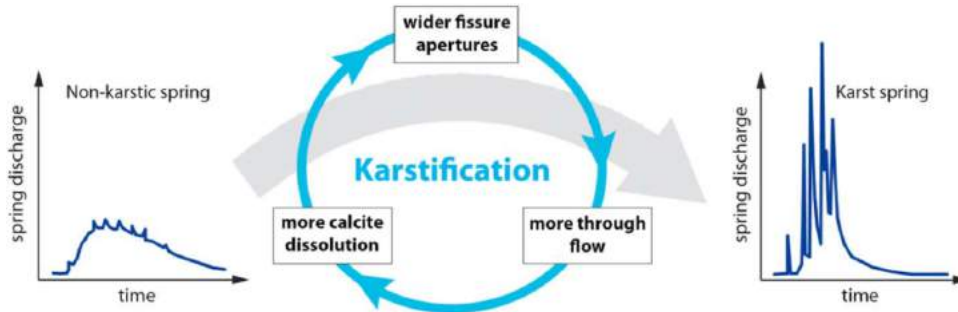


Figure 1.3 – Description schématique du processus de karstification et de son influence sur le comportement hydrodynamique [Hartmann et al., 2014]

Mangin [1975] propose une classification des hydrosystèmes karstiques à partir des coefficients déterminés par l'analyse des courbes de récession. Cette classification est régulièrement reprise et complétée avec de nouveaux systèmes [Marsaud, 1997; El-Hakim and Bakalowicz, 2007; Lorette et al., 2018]. Les coefficients de récession dans les aquifères karstiques sont généralement de l'ordre de 10^{-1} j^{-1} à 10^{-3} j^{-1} [Mangin, 1975; Bonacci and Zivaljević, 1993; Fu et al., 2016]. Le coefficient de récession décrit le débit de la zone saturée. Un faible coefficient témoigne généralement d'une capacité de stockage élevée et d'une grande zone saturée. L'intégrale de la courbe de récession en fonction du temps permet d'estimer le volume d'eau disponible par drainage, couramment appelé volume dynamique. Les volumes d'eau disponibles dans l'aquifère peuvent aussi être estimés à l'aide des modèles conceptuels à réservoirs [Fleury et al., 2007; Hartmann et al., 2013a]. Toutefois, la qualité du modèle et la précision des estimations des volumes peuvent être altérées par des biais numériques, notamment pour l'initialisation et la calibration du modèle [Mazzilli et al., 2012].

Dans cette thèse, la description du fonctionnement hydrodynamique des systèmes étudiés se basera sur une modélisation conceptuelle de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant (cf. partie II).

1.4.2 Les approches hydrochimiques

Les **approches hydrochimiques** consistent à analyser l'évolution de la chimie des eaux émergeant d'une ou plusieurs sources d'un système. Ces approches visent à caractériser l'organisation des écoulements souterrains, les formations géologiques traversées par les écoulements et la vulnérabilité des aquifères vis-à-vis des pollutions. Parmi les approches hydrochimiques, on distingue :

- l'étude des **ions majeurs** qui consiste à suivre l'évolution temporelle de la minérali-

sation de l'eau. Celle-ci dépend fortement de la lithologie des formations traversées, permettant ainsi de suivre la signature chimique des eaux à l'exutoire du bassin.

- l'étude des **isotopes** qui consiste à suivre la signature isotopique de l'eau et des éléments dissous. Au contact de l'eau, les carbonates sont dissous par une eau en déséquilibre vis-à-vis de la calcite conduisant ainsi à un enrichissement des eaux en carbone (constituant des carbonates). Les isotopes considérés sont généralement l'oxygène 18 (^{18}O), le deutérium (^2H) et le carbone 13 (^{13}C).
- les **traçages artificiels** qui consistent à injecter une substance naturellement absente (le plus souvent un colorant fluorescent) et à suivre l'évolution dans le temps des concentrations au niveau de l'exutoire du système.

Le suivi temporel de la chimie des eaux peut constituer un indicateur du niveau de développement du réseau karstique [Bakalowicz and Mangin, 1980]. Cela peut aussi être un indicateur de la composition minéralogique des formations géologiques présentes sur le bassin. Par exemple, des teneurs élevées en magnésium ou en silice peuvent témoigner de la présence d'eau avec des grands temps de séjour [Froncini, 2008] puisque les dolomies ont une constante de dissolution très faible [Appelo and Postma, 2005]. Aussi, le suivi de la signature isotopique peut permettre de partitionner les écoulements [Frederickson and Criss, 1999; Emblanch et al., 2003; Aquilina et al., 2006]. Toutefois, ces méthodes intègrent les écoulements à l'échelle du bassin et ne sont pas toujours adaptées à l'étude de la dynamique du transfert de masses solubles dans des systèmes hautement karstifiés (temps de résidence des eaux parfois très faibles et vitesse de transport élevée). Les traçages artificiels constituent alors une approche complémentaire permettant de décrire le transport de soluté dans les conduits [Field and Pinsky, 2000; Hauns et al., 2001; Birk et al., 2005; Massei et al., 2006b; Geyer et al., 2007; Morales et al., 2010; Labat and Mangin, 2015; Morales et al., 2017].

Dans cette thèse, la description du fonctionnement hydrochimique des systèmes étudiés se basera sur des opérations de traçages artificiels (cf. part III).

Chapitre 2

Approche méthodologique et présentation des systèmes karstiques étudiés

Sommaire

| | | |
|------------|---|-----------|
| 2.1 | Approche méthodologique globale | 17 |
| 2.1.1 | Problématiques | 17 |
| 2.1.2 | Mise en œuvre des différentes approches | 18 |
| 2.2 | Présentations des systèmes karstiques étudiés | 19 |
| 2.2.1 | Le bassin versant karstique d'Aliou | 19 |
| 2.2.2 | Le bassin versant karstique du Baget | 20 |
| 2.2.3 | Synthèse hydrologique et hydrogéologique des deux bassins | 22 |

2.1 Approche méthodologique globale

2.1.1 Problématiques

Du fait de leur structure interne particulière, les aquifères karstiques constituent des systèmes hydrogéologiques au comportement hydrodynamique complexe, caractérisé par une forte variabilité spatio-temporelle. L'étude des aquifères karstiques présente donc un double enjeu visant à caractériser d'une part, la structure interne (spatialisation des écoulements) et d'autre part, le comportement hydrodynamique et ses variations en fonction des conditions aux limites (effet des variations temporelles des forçages externes tels que la pluie et la piézométrie par exemple). Pour répondre de manière satisfaisante à cet enjeu, il est préférable de combiner les approches. Dans la littérature en lien avec l'hydrologie des aquifères karstiques, il est couramment admis que le couplage des approches structurelles et fonctionnelles permet une meilleure appréhension du fonctionnement des aquifères karstiques [Bakalowicz, 2005; Hartmann et al., 2014].

Les problématiques abordées dans le cadre de cette thèse sont principalement en lien avec l'étude de la dynamique du transport d'éléments dissous dans les aquifères karstiques en se basant sur des données de traçages artificiels. Des études récentes ont montré la sensibilité des processus de transport de masse en soluté aux variations des conditions aux limites [Duran et al., 2016; Lauber et al., 2014; Ender et al., 2018; Cholet, 2017; Dewaide et al., 2017] rendant complexe la détermination de la fonction de transfert de ces systèmes. En effet, Duran et al. [2016] ont montré, à partir de traçages artificiels, que la fonction de transfert en éléments dissous du système karstique de Norville dépend de l'état du système (en considérant que les conditions aux limites sont décrites à partir des variables environnementales). Par ailleurs, ces études mettent en évidence une limitation majeure à l'utilisation d'un modèle physique type Advection-Dispersion en domaine karstique. En effet, ces modèles supposent une hypothèse forte : la vitesse et la dispersion doivent demeurer constantes dans le système traçage étudié. Il s'agit d'une condition rarement observée dans les aquifères karstiques pour lesquels les champs de conductivité hydraulique sont très hétérogènes. Pour s'affranchir de cette limitation, deux approches peuvent être envisagées.

Une première approche consiste à décrire le transport de manière systémique, sans tenir compte de la structuration spatiale des écoulements. Une telle approche permet de simplifier la description du système étudié et donc de simplifier la paramétrisation du modèle. Dans la littérature en lien avec l'interprétation des traçages artificiels en domaine karstique, cette approche reste peu répandue [Leibundgut, 1998; Becker and Bellin, 2013; Labat and Mangin, 2015]. La plupart des publications se basent sur des modèles physiques, dérivés de l'équation d'advection-dispersion introduite par Wang et al. [1987].

Une seconde approche consiste à partitionner le système traçage en "*reach*", dans lesquels l'hypothèse évoquée précédemment devient acceptable, et à ajuster les paramètres de transport pour chaque "*reach*" qui contribue au transport de masse en soluté [Runkel, 1998; Tinet et al., 2019]. Cette approche nécessite une bonne connaissance de la structure interne du massif [Dewaide et al., 2017] ou des mesures intermédiaires de la DTS [Dewaide et al., 2016; Cholet, 2017; Ender et al., 2018]. Cette approche reste limitée car dans la plupart des cas la struc-

ture interne du massif est difficilement accessible (spéléologie, géophysique, instrumentation en souterrain). Cependant, la structure interne du massif peut aussi être appréhendée à partir de modèles numériques distribués [Oehlmann et al., 2015; Borghi et al., 2016].

L'objectif principal de cette thèse consiste à améliorer la compréhension de la structure interne des aquifères karstiques en s'appuyant principalement sur l'interprétation de traçages artificiels. Pour répondre à ces objectifs, cette thèse s'appuie sur la mise en œuvre d'approches conceptuelles, systémiques et distribuées dédiées à l'études des aquifères karstiques. La mise œuvre de ces différentes approches d'études nécessite des techniques appropriées.

2.1.2 Mise en œuvre des différentes approches

Dans le cadre de cette thèse, les techniques retenues sont les suivantes :

- La **modélisation en réservoirs** de la relation pluie-débit permet de décrire l'hydrodynamique à court et long terme des bassins versants. L'interprétation des flux internes du modèle permet de décomposer la réponse impulsionnelle du bassin et d'identifier les échanges matrice-conduit pour en étudier la dynamique.
- Le **traitement du signal** permet d'extraire le contenu fréquentiel des séries temporelles. Les analyses corrélatoires, spectrales et multi-résolution peuvent être appliquées entre autres aux chroniques de débits mesurés et débits simulés mais aussi aux flux interne du modèle.
- Les **essais de traçages artificiels** sont mis en œuvre pour caractériser la réponse impulsionnelle du transport de masse en soluté d'une sous partie du bassin versant [Lepiller, 1980; Lepiller and Mondain, 1986; Meus and Ek, 1999; Dörfliger et al., 2010a], aussi appelée "*système traçage*" Mangin [1975]. L'interprétation de ces données avec une approche de type fonction de transfert permet de déterminer la réponse impulsionnelle du système en tenant compte de sa sensibilité aux variations des conditions aux limites. Dans cette approche, les variations des conditions aux limites sont dans un premier temps décrites à partir des variations de débits à l'exutoire.
- Les **méthodes géophysiques** (tomographie de résistivité électrique et EM38) permettent de caractériser les structures de sub-surface pouvant être impliquées dans le drainage des masses d'eau souterraine. Les résultats permettent de décrire, au moins partiellement, la structure interne du massif. De plus, les données géophysiques peuvent être confrontées à des observations de terrain pour rendre les interprétations plus robustes.
- La **modélisation distribuée** permet de générer des géométries de réseaux de drainage et d'en simuler la réponse à une opération de traçage artificiel. Il s'agit d'une première étape vers la mise en place d'une procédure de simulation numérique permettant de décrire les relations entre la structure interne des écoulements et la réponse impulsionnelle du système. Dans un premier temps, cette approche sera calibrée sur le système karstique du Baget.

Les techniques mises en œuvre dans cette thèse sont retenues selon deux principaux critères : la nature des informations de sortie et la possibilité de mise en œuvre sur les systèmes étudiés. La modélisation conceptuelle à réservoir constitue une approche nécessitant peu de données de terrain. Le calage du modèle permet de décrire le fonctionnement de manière globale avec peu de paramètres tout en tenant compte des spécificités structurales des systèmes karstiques. Les traçages artificiels constituent aussi une méthode simple et efficace pour appréhender les processus de transport de masse en soluté. De nombreuses études ont montré l'efficacité des traçages artificiels pour décrire la dynamique des écoulements en domaine karstique. Enfin, les méthodes géophysiques qui ont été retenues permettent une caractérisation des structures souterraines sur des zones dont la superficie est de l'ordre du km².

2.2 Présentations des systèmes karstiques étudiés

Pour tenter de répondre aux objectifs de cette thèse, le travail s'appuiera principalement sur deux sites situés dans les Pyrénées ariégeoises, à l'ouest du département d'Ariège (09), à une dizaine de kilomètres au sud-ouest de la commune de Saint-Girons (09, Ariège). Il s'agit des bassins versants d'Aliou et du Baget (Figure 2.1).

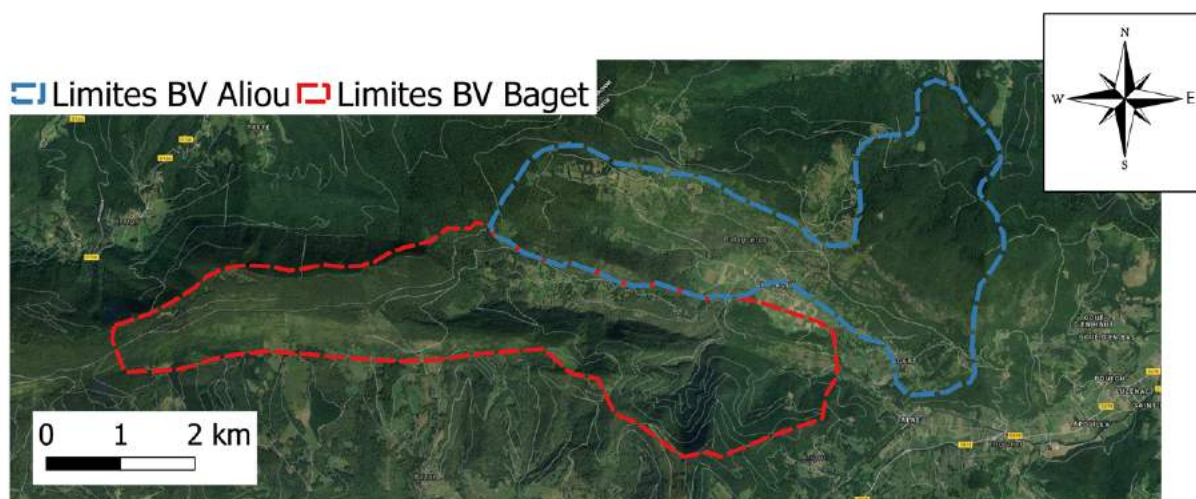


Figure 2.1 – Limites des aires d'alimentation des bassins versants hydrogéologiques des systèmes karstiques d'Aliou et Baget

2.2.1 Le bassin versant karstique d'Aliou

Le système karstique d'Aliou appartient au massif karstique de l'Estalas-Balaguères et trouve son exutoire à la résurgence du même nom, située sur la commune de Cazavet. La limite sud du bassin est marquée par un accident tectonique mettant à l'affleurement des quartzites paléozoïques, des argiles du Keuper et des lherzolites (Figure 2.2).

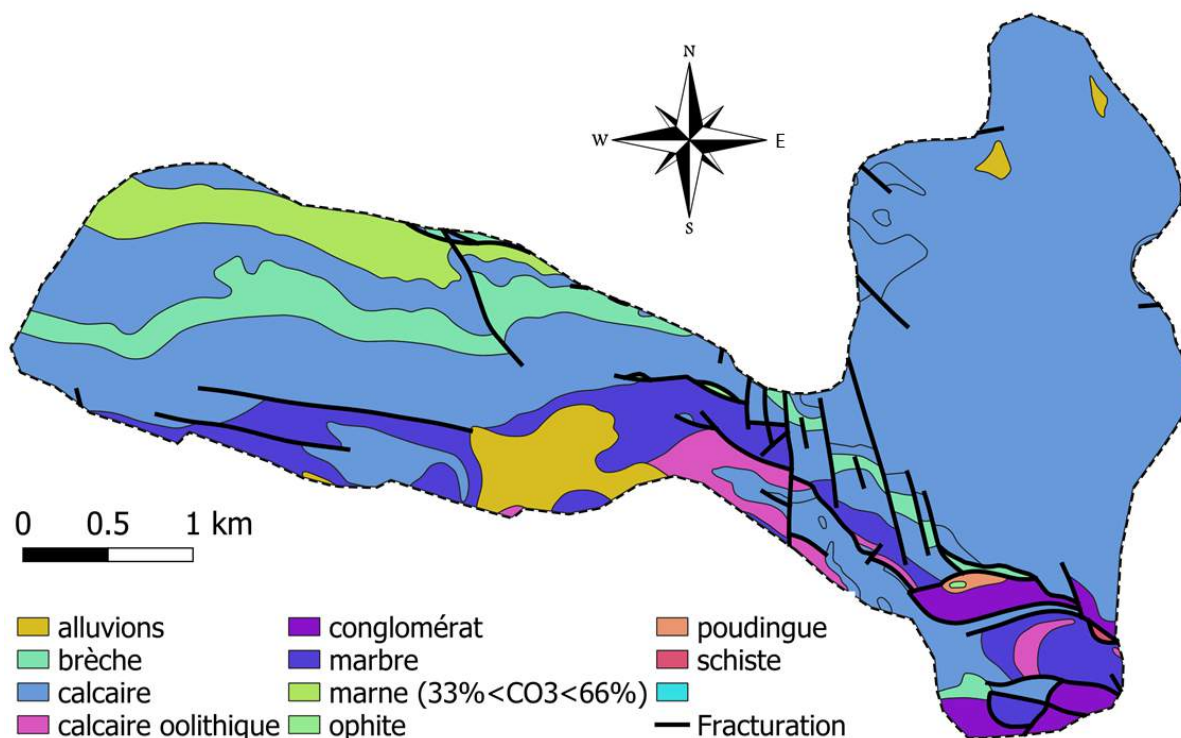


Figure 2.2 – Carte géologique du système karstique d'Aliou, source : BD-CHARM (BRGM)

Les limites superficielles et souterraines du bassin versant hydrogéologique sont bien définies, notamment grâce à la présence des marnes de Sainte-Suzanne qui jouent le rôle de barrière étanche et contraignent le drainage des eaux souterraines vers le nord du massif. La superficie du bassin versant est estimée à 11.9 km² [Mangin, 1975]. Le point culminant est coté à 1251 m NGF (sommets de Montreich) et l'exutoire est coté à 441 m NGF.

2.2.2 Le bassin versant karstique du Baget

Le système du Baget est caractérisé par un bassin versant de 13.2 km² qui s'étend sur une dizaine de kilomètres de long d'ouest en est et sur 1 à 2 kilomètres de large du nord au sud. Bien que son extension soit restreinte, le bassin versant du Baget expose l'ensemble des formations géologiques caractéristiques de la zone nord-pyrénéenne centrale [Debroas, 2009]. Les limites du système sont relativement bien établies par le contexte structural de la zone. Le bassin est délimité au nord par la faille d'Alas : les calcaires métamorphiques datant du Jurassique au Crétacé plonge, avec un pendage de 45° à 75° sous des formations imperméables, composées de flyshs, qui constituent la bordure sud du bassin (Figure 2.3). En résumé, la structure géologique du bassin versant se limite à un plateau calcaire plongeant au sud dans lequel se développe une structure de drainage qui reprend globalement l'orientation ouest-est de la limite entre les formations karstifiées et les formations imperméables.

Les terrains non-calcaires représentent environ 33% de la surface totale du bassin. La surface

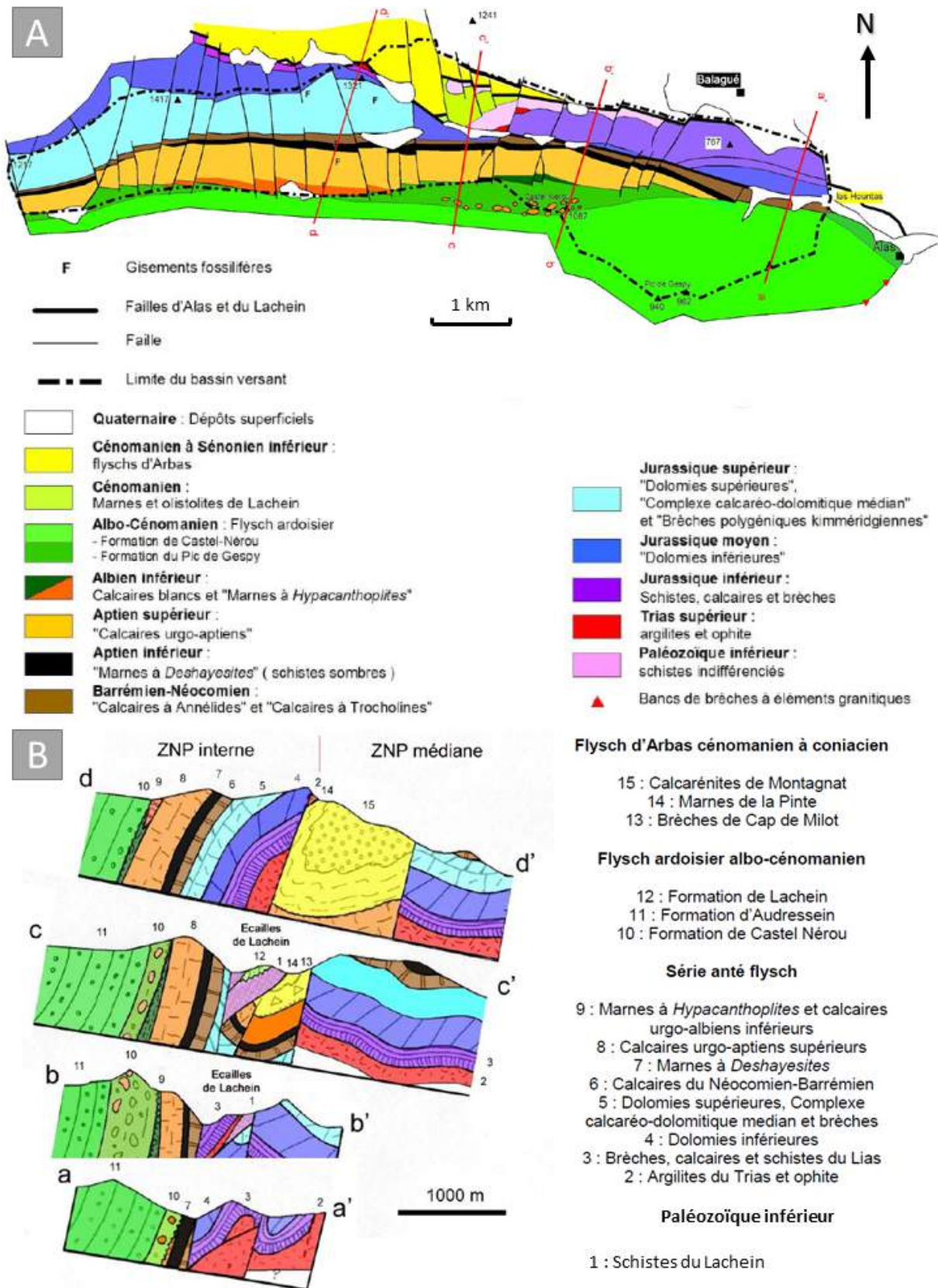


Figure 2.3 – A) Carte géologique et B) coupes géologiques du bassin versant du Baget, modifié d'après Debroas [2009]

impermeable du bassin se divise en deux parties : dans la partie Sud les eaux de surface ruissèlent sur les pélites argilo-gréseuses (ruisseau de Cayssau et de Lasquert) et dans la partie nord centrale les eaux de surface ruissèlent sur les conglomérats qui constituent la vallée du Lachein [Houi and Verrel, 1994].

2.2.3 Synthèse hydrologique et hydrogéologique des deux bassins

Les deux bassins étudiés, Aliou et Baget, constituent deux objets hydrogéologiques pertinents pour l'étude de la dynamique des flux internes en domaine karstique. Il s'agit de deux petits bassins de moyenne montagne dont l'état de karstification est bien avancé [Mangin, 1994]. Par ailleurs, le contexte géologique constitue une contrainte forte pour les écoulements souterrains et permet d'identifier parfaitement les limites des aires de recharge. Ceci n'est pas toujours le cas en contexte calcaire. Les deux bassins possèdent une limite commune orientée est-ouest : les bassins des systèmes d'Aliou et du Baget sont séparés géographiquement par le Poljé de Balaguères et géologiquement par les marnes de Sainte-Suzanne. Les cartes topographiques des deux bassins sont présentées par Sivelles et al. [2019] en section 3.2.

Les principales caractéristiques morphologiques de ces deux bassins versants sont reportées dans le tableau 2.1.

| Bassin | Aliou | Baget |
|-------------------|----------------------|----------------------|
| Superficie | 11.9 km ² | 13.2 km ² |
| Altitude médiane | 950 m | 930m |
| Altitude moyenne | 931 m | 923m |
| Altitude maximale | 1251 m | 1417m |
| Altitude minimale | 441 m | 498 m |

Tableau 2.1 – Principales caractéristiques morphologiques des systèmes karstiques Aliou et Baget

Les systèmes karstiques d'Aliou et du Baget font l'objet d'un suivi temporel continu des débits journaliers à l'exutoire depuis la fin des années 1960. L'instrumentation des deux sites a été initiée par la station CNRS de Moulis [Mangin, 1975]. Aujourd'hui, le suivi est toujours opérationnel et constitue l'une des plus longues chroniques de débits journaliers mesurés en domaine karstique. Aussi, les stations ont été équipées à partir des années 1990 de stations de mesures à plus haute résolution (dt=30 minutes) et le Baget a été équipé d'une mesure très haute résolution (dt=3 minutes). Le suivi est maintenant assuré par le service central d'hydrométéorologie et d'appui à la prévision des inondations (SCHAPI). Les données sont disponibles sur le site de la banque Hydro (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>).

Les données de pluies sont mesurées à la station Météo-France N 0989001 ST GIRONS ANTICHAN (09, Ariège). Cette station météorologique est située à environ 1 km de la bordure nord du bassin d'Aliou. Compte tenu de la proximité des deux bassins, il a été montré que la description des relations pluie-débit peut se baser sur le même signal d'entrée [Labat et al., 2002a,b].

L'ensemble des données de débits pour les bassins d'Aliou et du Baget ainsi que les pluies mesurées à la station Météo-France d'Antichan seront utilisées pour réaliser la modélisation conceptuelle de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Les périodes disponibles et les différentes fréquences d'échantillonnage sont reportées en table 2.2.

| Bassin | Pas d'échantillonnage | Périodes |
|---------------|---|---|
| Aliou | [24h] | - du 01/01/1970 au 31/12/2016 |
| | [1h] | - du 01/01/1993 00h00 au 27/12/1993 15h00 |
| | | - du 21/04/1993 13h00 au 27/06/2000 12h00 |
| | | - du 19/04/2003 14h00 au 14/06/2017 14h00 |
| | [30mn] | - du 30/06/2005 06h30 au 14/06/2017 14h00 |
| Baget | [24h] | - du 01/01/1969 au 31/12/2016 |
| | [1h] | - du 18/12/1996 15h00 au 09/12/2000 23h00 |
| | | - du 11/03/2004 17h00 au 13/12/2005 11h00 |
| | | - du 29/12/2008 11h00 au 07/06/2017 12h00 |
| | [30mn] | - du 30/06/2005 06h30 au 13/12/2005 12h00 |
| | [6mn] | - du 29/12/2008 11h30 au 23/04/2018 00h30 |
| | - du 17/02/2010 14h30 au 21/09/2011 10h00 | |

Tableau 2.2 – Données disponibles pour la modélisation pluie-débit sur les bassins d'Aliou et du Baget

Deuxième partie

Etude de la dynamique des flux internes à l'échelle du bassin versant

Chapitre 1

Introduction

Les systèmes karstiques constituent des hydrosystèmes complexes, à la fois par leur structure interne et par leur comportement hydrodynamique. L'étude de ces systèmes à l'échelle du bassin versant nécessite des outils dédiés permettant de tenir compte des spécificités de ces aquifères.

L'hydrologie de bassin versant s'attache à décrire, au moins partiellement, le cycle de l'eau sur un volume unitaire dont les eaux sont drainées vers un point unique, appelé exutoire. La description exhaustive des processus de transfert des masses d'eau entre le signal de pluie et le débit mesuré à l'exutoire s'avère être une affaire complexe. Une façon de décrire le fonctionnement d'un bassin versant consiste à étudier de manière systémique les entrées et les sorties du bassin, et d'établir un modèle de transformation du signal entre l'entrée (la pluie) et la sortie (le débit à l'exutoire). La transformation du signal pluie-débit peut être décrite avec différentes approches dont les analyses corrélatoires et spectrales [Mangin, 1984; Padilla and Pulido-Bosch, 1995; Larocque et al., 1998; Panagopoulos and Lambrakis, 2006; Zhang et al., 2013], les analyses en ondelettes [Labat et al., 2000; Labat, 2005; Charlier et al., 2015a], les analyses fractales et multifractales [Kusumayudha et al., 2000; Labat et al., 2002b; Majone et al., 2003, 2004; Labat et al., 2013].

La compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants doit répondre à plusieurs problématiques posées par l'interaction des activités anthropiques avec l'environnement :

- la **gestion de la ressource en eau** : il s'agit de prévoir les débits de crues et d'étiages et de quantifier les volumes d'eau disponibles pour les prélèvements (agriculture, industrie et alimentation en eau potable).
- la **maîtrise de l'énergie** : il s'agit de dimensionner les ouvrages hydrauliques. Cela concerne aussi bien les ouvrages énergétiques (les barrages avec centrale hydroélectrique) que les ouvrages de protection des populations contre les événements extrêmes (digues, déversoir d'orage, tranchée drainante, bassin de rétention).
- la **prévision des impacts anthropiques** : il s'agit d'évaluer l'impact de l'augmentation des besoins en eau douce qui accompagne la croissance démographique mondiale [De Stefano et al., 2012]

Dans un contexte où les besoins en eau sont croissants face à des réserves limitées et parfois rendues inutilisables sous l'effets des pollutions anthropiques, l'enjeu majeur consiste à trouver des solutions nouvelles pour assurer un approvisionnement équitable en eau douce pour la population mondiale. Il est alors essentiel de mettre en place une gestion pérenne des masses d'eau. En Europe, les politiques nationales d'utilisation des ressources en eau se sont alignées sur les objectifs fixés par la directive cadre européenne sur l'eau. L'un des principaux objectifs consiste à assurer un bon état quantitatif et qualitatif des masses d'eau.

Les aquifères karstiques constituent une source importante d'approvisionnement en eau douce. Les formations potentiellement karstifiables représentent environ 7% à 12% des surfaces continentales sur Terre [Ford and Williams, 2007] et 35% sur le continent européen [Zwahlen, 2004]. Dans certains pays tel que l'Autriche, les aquifères karstiques participent à plus de 50% de l'approvisionnement en eau potable [Hartmann et al., 2014].

L'un des grands défis des sciences hydrologiques vise à fournir les outils nécessaires à la modélisation du fonctionnement hydrologique des aquifères karstiques. Ces outils doivent servir à la prise de décisions politiques en apportant les informations nécessaires à la réflexion sur les actions à mener pour assurer une gestion pérenne et équitable des masses d'eau. Dans les dernières décennies de nombreuses approches ont vu le jour et se sont adaptées à la spécificité des aquifères karstiques. Cette partie traitera de la modélisation conceptuelle des bassins versants et de la modélisation des flux internes dans les hydrosystèmes karstiques.

Cette partie abordera, dans un premier temps, les concepts généraux de l'hydrologie de bassin versant puis la modélisation conceptuelle du fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques. Ensuite, la variabilité inter-annuelle des flux internes sera mise en évidence en s'appuyant sur un outil de modélisation dédié à la simulation des écoulements souterrains en domaine karstique (KarstMod) couplé à différentes méthodes d'analyse des séries temporelles.

Chapitre 2

Hydrologie et hydrogéologie du karst

Sommaire

| | | |
|------------|--|-----------|
| 2.1 | Le bassin versant hydrogéologique en tant que système | 31 |
| 2.1.1 | Définition du bassin versant | 31 |
| 2.1.2 | Spécificités des bassins versants karstiques | 31 |
| 2.2 | Modélisation de la relation pluie-débit | 33 |
| 2.2.1 | Classification des modèles pluie-débit | 33 |
| 2.2.2 | Modèles "boite noire" ou à fonction de transfert | 35 |
| 2.2.3 | Modèles distribués à base physique | 35 |
| 2.2.4 | Modèles conceptuels à réservoirs | 36 |

2.1 Le bassin versant hydrogéologique en tant que système

2.1.1 Définition du bassin versant

Le bassin versant correspond à l'unité hydrologique au sein duquel les eaux convergent vers un point unique, appelé exutoire. La délimitation du bassin versant se base principalement sur la topographie : le ruissellement est généralement le principal vecteur de transport de l'eau vers l'exutoire. Une partie du ruissellement peut s'infiltrer et suivre un trajet souterrain jusqu'à l'exutoire. L'omission des écoulements souterrains peut conduire à de grandes erreurs dans la compréhension du fonctionnement d'un bassin versant. Cela est d'autant plus important dans l'étude des aquifères karstiques, pour lesquels l'infiltration est le processus prédominant, avec une certaine diversité des processus. Il peut en effet coexister des infiltrations rapides au travers des pertes ou des réseaux de fractures ouvertes ou des infiltrations lentes au travers des microfissures et de la porosité matricielle des roches carbonatées [Mangin, 1975]. La structure interne particulière des aquifères karstiques en fait des objets d'étude complexes dans la mesure où la répartition spatiale des écoulements peut être fortement impactée par des structures résultant de divers processus mécaniques, physiques et/ou chimiques.

Il existe deux définitions principales pour la notion de bassin versant selon la nature des processus de transport des masses d'eau qui sont pris en compte :

- Le **bassin versant topographique** regroupe l'ensemble des surfaces qui peuvent contribuer à l'écoulement d'un cours d'eau par ruissellement.
- Le **bassin versant hydrogéologique** regroupe l'ensemble des formations susceptibles de contribuer à l'écoulement d'un cours d'eau par infiltration puis drainage dans les formations géologiques perméables.

La structure des unités géologiques qui constituent le bassin versant hydrogéologique joue donc un rôle important. Elle conditionne la zone d'alimentation de l'exutoire ainsi que les modalités d'écoulements entre un point particulier du bassin versant et son exutoire. La diversité des modes de transport des masses d'eau dans les bassins versants karstiques a pour conséquence la non-linéarité de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant.

2.1.2 Spécificités des bassins versants karstiques

Nous avons vu dans la partie I les caractéristiques morphologiques et structurales des aquifères karstiques. Celles-ci sont à l'origine d'un fonctionnement hydrodynamique complexe. En effet, les aquifères karstiques sont généralement caractérisés par la mise en place d'un réseau de conduits hiérarchisés (forte perméabilité) développé dans une matrice rocheuse fracturée (faible perméabilité) [Mangin, 1975; Bakalowicz, 1995]. Le contraste de perméabilité entre le réseau de conduits et la matrice est suffisamment élevé pour considérer l'aquifère comme un système à double porosité [Warren and Root, 1963; Robineau et al., 2018]. Les réseaux de conduits et les grandes failles assurent la fonction transmissive de l'aquifère, avec des vitesses d'écoulement allant de la dizaine au millier de mètres par heure [Ford and Williams, 2007; Worthington

and Soley, 2017]. La matrice rocheuse ainsi que la fracturation dans la zone noyée assurent la fonction capacitive de l'aquifère, avec des vitesses de transfert plus lentes. Les contrastes de perméabilité élevés conduisent à une dualité d'infiltration qui peut être diffuse (à travers le sol et la matrice fissurée) ou concentrée (au niveau des pertes ou des gouffres) (Figure 2.1).

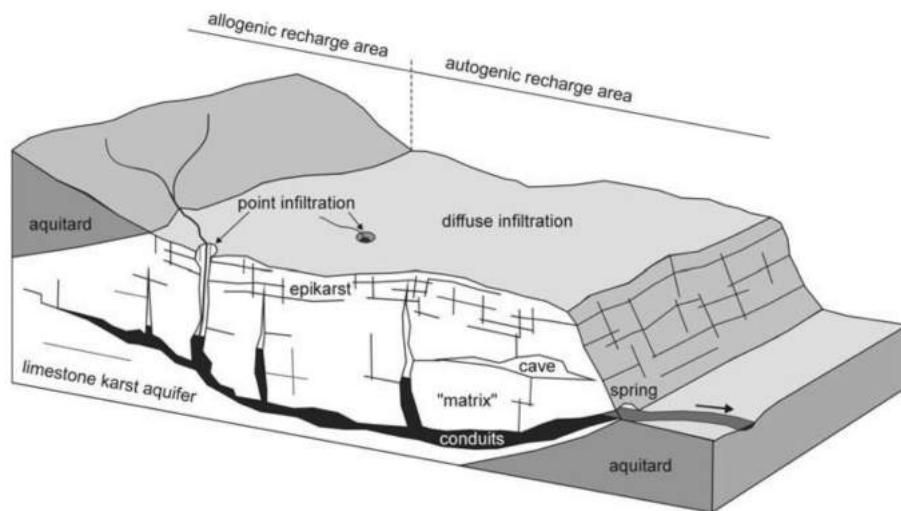


Figure 2.1 – Bloc diagramme d'un aquifère karstique caractérisé par une dualité de recharge (allogénique/autogène), d'infiltration (ponctuelle/diffuse) et de porosité/écoulement (conduits par rapport à la matrice) d'après Goldscheider and Drew [2007].

La spécificité des aquifères karstiques rend quasiment impossible la définition d'un volume élémentaire représentatif (VER). Le VER correspond à la taille du domaine au-dessus de laquelle les propriétés statistiques d'un milieu poreux peuvent être considérées comme constantes. Cette définition peut être étendue à tous types de domaines hydrologiques (domaines fissurés et domaines karstiques). Contrairement aux aquifères poreux ou fissurés, le VER d'un aquifère karstique comprend généralement l'ensemble de l'aquifère. La description des processus de transfert de masse d'eau doit alors s'effectuer à l'échelle du bassin versant. Ainsi, la compréhension du fonctionnement hydrodynamique d'un bassin versant hydrogéologique karstifié suppose une conceptualisation du fonctionnement global du système. Nous avons abordé précédemment la structuration spatiale des aquifères karstiques, avec notamment la différenciation de plusieurs compartiments assurant chacun un rôle spécifique à la fois pour la dynamique des transferts de masse d'eau et pour la signature chimique de ces eaux. Le fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques a pu être décrit par différents modèles conceptuels [Plagnes, 1997; Fleury et al., 2007; Jukić and Denić-Jukić, 2009; Tritz et al., 2011; Mazzilli et al., 2017].

L'étude du fonctionnement hydrodynamique des systèmes karstiques à l'échelle du bassin versant nécessite l'utilisation de méthodes adaptées pour décrire le fonctionnement du bassin. A titre d'exemple, des opérations de traçages artificiels peuvent être réalisées pour déterminer les limites du bassin versant hydrogéologique. Toutefois, les limites du bassin peuvent, dans certains cas, dépendre des conditions hydrologiques [Dreiss, 1983; Hartmann et al., 2013a; Hosseini et al., 2017].

2.2 Modélisation de la relation pluie-débit

« Un système est n'importe quel structure, dispositif, schéma ou procédure, réel ou abstrait, qui met en relation, dans une base de temps donnée, une entrée, une cause, ou un stimuli de matière, d'énergie ou d'information et une sortie, un effet ou une réponse d'information, d'énergie ou de matière » [Dooge, 1973]. Un bassin versant peut donc être assimilé à un système : il met en relation un signal d'entrée (c.-à-d. la pluie efficace qui dépend principalement des précipitations et de l'évapotranspiration) avec une sortie (le débit à l'exutoire). La description systémique du bassin consiste alors à établir le lien qui existe entre la pluie efficace et le débit à l'exutoire (Figure 2.2). Un bassin versant est assimilé à un ensemble de caractéristiques qui lui sont propres : (1) la géométrie, (2) les fonction d'entrée et de sortie, (3) les conditions initiales et les conditions aux limites et (4) les états internes [Mathevet, 2005].

En théorie, l'étude systémique peut répondre à deux principaux objectifs :

- la **prédiction** : les sorties sont inconnues mais le système et les entrées sont connus. Les sorties sont prédites par convolution des données d'entrée avec la fonction de transfert du système.
- l'**identification** : le système est inconnu mais les entrées et les sorties sont connues. L'étude de la relation entrée-sortie permet d'identifier l'action du système étudié.

L'application d'une approche systémique en hydrologie doit le plus souvent se confronter au problème d'identification du système. L'objectif est de caler un modèle capable de reproduire les débits mesurés à partir des variables d'entrée. La structure du modèle obtenu renseigne sur le fonctionnement du système étudié. L'étape d'identification du système nécessite d'avoir accès aux variables d'entrées (pluie efficace), aux variables de sorties (débit à l'exutoire) et dans certains cas aux variables d'état du système (cote piézométrique, état de saturation du sol et chimie des eaux). La performance du modèle est ensuite évaluée par comparaison entre les débits mesurés et les débits simulés (Figure 2.2)

2.2.1 Classification des modèles pluie-débit

Il est possible d'étudier et de modéliser un bassin versant selon deux principales approches [Ficchi, 2017; Mathevet, 2005] :

- une **approche structuraliste** qui vise à étudier le bassin dans son ensemble, à partir de l'étude de ses fonctions d'entrée et de sortie.
- une **approche réductionniste** qui vise à décrire et étudier le bassin versant à partir des lois de la physique des écoulements.

Une approche réductionniste consiste à décrire, de la manière la plus exhaustive possible, la distribution des propriétés physiques puis appliquer les équations physiques permettant d'expliquer le fonctionnement hydrologique du bassin. L'applicabilité d'une telle approche est donc fortement contrainte par le rapport entre le niveau d'hétérogénéité des propriétés physiques du bassin et la densité d'échantillonnage à disposition. Dans un contexte homogène, un nombre res-

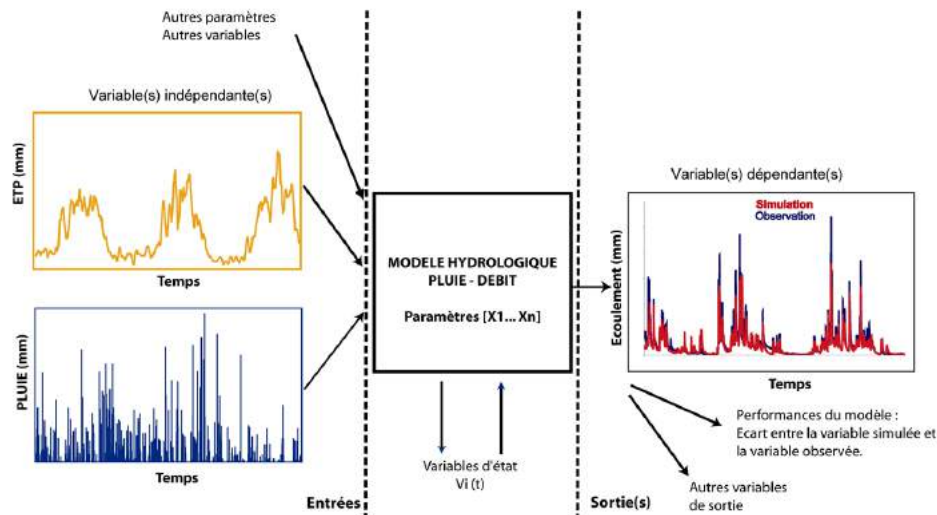


Figure 2.2 – Représentation du fonctionnement d’un modèle hydrologique Mathevet [2005]

treint de points de mesure peut suffire à définir correctement les attributs physiques à l’échelle du bassin. Lorsque le système à modéliser est fortement hétérogène, il devient compliqué, voire impossible, de traduire correctement la structuration spatiale des propriétés physiques.

Une approche structuraliste commence par une représentation simplifiée du bassin en tant qu’unité de drainage puis tend à complexifier cette représentation afin d’expliquer au mieux son fonctionnement. Ce type d’approche est bien adaptée à l’étude de aquifères karstiques qui, de par leur forte hétérogénéité, nécessitent d’avoir recours à des outils permettant en même temps de simplifier la représentation d’un système et de le décrire dans sa complexité.

Ambroise [1999] propose une classification plus détaillée des modèles utilisés en hydrologie qui différencie les types de modèles suivants :

- déterministes ou stochastiques, suivant la nature des variables, des paramètres et/ou des relations entre eux,
- empiriques ou physiques, selon la nature des relations utilisées ; avec la classe intermédiaires des modèles conceptuels, reposant sur une certaine conceptualisation du fonctionnement du système en conservant des relations empiriques pour le décrire,
- globaux, semi-distribués ou distribués, suivant que le bassin versant est considéré dans l’espace comme une entité homogène, qu’il est divisé en sous unités supposées homogènes ou qu’il est finement discrétisé en mailles,
- cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs), suivant que l’évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui la génèrent.

Le cadre général de la modélisation de la relation pluie-débit à l’échelle du bassin versant peut être résumé en cinq étapes principales [Blöschl and Sivapalan, 1995; Refsgaard and Henriksen, 2004] : (1) collecter et analyser les données, (2) développer un modèle conceptuel qui décrit les caractéristiques hydrologiques du bassin, (3) traduire le modèle conceptuel en modèles

mathématiques, (4) calibrer les modèles mathématiques sur une partie des données expérimentales et (5) valider le modèle sur une autre partie des données.

2.2.2 Modèles "boite noire" ou à fonction de transfert

Le bassin entier est considéré comme une « boîte noire » qui transforme un signal d'entrée (pluie) en signal de sortie (débit). Cette approche ne nécessite aucune hypothèse ou connaissance du système et consiste à identifier la fonction mathématique complexe qui relie la variable d'entrée avec la variable de sortie [Denić-Jukić and Jukić, 2003]. Lorsqu'elle est couplée à l'étude de la chimie des eaux, une telle approche permet de caractériser une partie du fonctionnement hydrologique [Pinault et al., 2001]. Plus récemment, Labat et Mangin [2015] ont adapté l'utilisation de fonctions de transferts pour interpréter des données de traçage artificiel. Ils ont ainsi pu estimer les temps de résidence et quantifier les transferts lents et rapides au sein du système karstique du Baget.

Bien que ces modèles permettent d'estimer certaines valeurs caractéristiques de la réponse du système (vitesse de transfert et temps de résidence), ils s'appuient sur une approche globale. Ces modèles s'appuient sur des fonctions et des paramètres globaux sans grande signification physique ou ne pouvant pas être directement mis en relation avec des propriétés mesurables. La description du fonctionnement d'un système est donc purement mathématique [Ambroise, 1999].

2.2.3 Modèles distribués à base physique

Les modèles physiques spatialisés s'appuient sur la simulation numérique d'écoulements dans des modèles synthétiques. Ces modèles sont, au moins en théorie, plus efficaces que les modèles conceptuels globaux. Ils sont basés sur la prise en compte de processus physiques pour expliquer les débits au niveau de l'exutoire. Ces processus sont décrits à partir de paramètres physiques : conductivité hydraulique, emmagasinement, transmissivité, porosité efficace.

L'utilisation de ce type de modèle suppose deux hypothèses fortes :

- Le système étudié est discrétisé en mailles pour lesquelles les paramètres hydrodynamiques (perméabilité, porosité, entre autres) sont supposés connus, soit par mesure directe soit par estimation.
- Les phénomènes d'écoulement sont correctement appréhendés, et les équations du modèle traduisent numériquement la réalité des processus physiques.

Il est possible à partir d'un modèle de terrain synthétique (maillage 2D ou 3D) de procéder à des simulations numériques d'écoulement et de reconstituer des hydrogrammes. Ce sont essentiellement des calculs de type éléments-finis ou différences-finies pouvant être implémentés, par exemple, dans MODFLOW [Harbaugh, 2005].

Différents types de modèles physiques existent et se développent :

- Les modèles à milieux poreux équivalents dans lesquels les caractéristiques de l'aquifère sont moyennées. En raison de la forte hétérogénéité du karst, ces modèles ne sont pas efficaces pour la modélisation des aquifères karstiques.
- Les modèles à réseaux de fractures (le karst est représenté par un réseau de fractures dans une matrice imperméable).
- Les modèle à double porosité (le karst est représenté comme un assemblage de deux entités : un réseau de conduits et un réseau de fracture).
- Les modèles à triple porosité (le karst est représenté comme un assemblage de trois entités : un réseau de conduits, un réseau de fractures et une matrice perméable).

L'efficacité de ces modèles repose sur une bonne connaissance des paramètres pouvant influencer le comportement hydrologique : densité de fractures, porosité, perméabilité. Tous ces paramètres peuvent être mesurés *in-situ* mais les volumes d'investigation ne sont pas représentatifs de l'aquifère karstique et de son hétérogénéité. Par ailleurs, du fait de sa structuration singulière, le karst présente de fortes hétérogénéités des champs de conductivité hydraulique. Une approche de type « milieu poreux équivalent » peut se révéler peu efficace dans l'étude des systèmes karstiques.

2.2.4 Modèles conceptuels à réservoirs

Un modèle conceptuel constitue une description de la réalité sous forme de descriptions verbales, d'équations, de relations et de lois censées décrire la réalité [Refsgaard and Henriksen, 2004]. Il s'agit d'une approche basée sur la perception du modélisateur des processus hydrologiques et des simplifications que cela engendre. Un modèle conceptuel implique donc une hypothèse sur le fonctionnement hydrologique de l'objet étudié, c.-à-d. le bassin versant.

Les modèles à réservoirs s'appuient sur une représentation conceptuelle du système karstique : il s'agit d'un assemblage de réservoirs qui se vidangent les uns dans les autres. Chaque réservoir correspond à un compartiment et à un type d'écoulement dans le système. Ainsi les modèles conceptuels à réservoirs visent à modéliser le comportement hydrodynamique global d'un système karstique, sans tenir compte de la structuration interne du massif et de la répartition spatiale des structures de drainage des eaux souterraines.

Les modèles conceptuels à réservoirs se basent sur des relations mathématiques qui relient le débit mesuré à l'exutoire avec le niveau piézométrique dans le réservoir. Certains modèles se basent sur des relations linéaires telle que la loi de Maillet [1905]. D'autres modèles plus récents se basent sur des relations non linéaires : BEMER [Bezes, 1976], TRIDEP [Padilla-Benitez, 1990], GR4J [Perrin, 2000] ou encore « Rainfall-Runoff » [Jukić and Denić-Jukić, 2009].

De nombreux modèles conceptuels ont été développés pour essayer d'établir des relations pluie-débit en se basant sur une approche conceptuelle : Mero [Degallier, 1972], Crec [Guilbot, 1975], le modèle de Mangin [1975], GARDENIA [Thiéry, 1982], le modèle de Király [1998], MODALP [Arikan, 1988], MEDOR [Hreiche, 2003], VENSIM [Fleury et al., 2007].

Dans ces modèles, chaque réservoir est décrit par une variable (le niveau d'eau) et par deux types de paramètres (les coefficients de vidange des orifices et la hauteur de ces orifices dans

le réservoir). Le fonctionnement est décrit par deux types d'équations [Ambroise, 1999; Roche, 1971] :

- une équation de bilan assurant la conservation de l'eau dans le réservoir en reliant ses variations de niveau aux flux entrants et sortants,
- une loi de vidange pour chaque orifice, dont le débit est généralement considéré comme une fonction puissance du niveau – avec le cas particulier très utilisé des réservoirs linéaires pour lesquels le débit est simplement proportionnel au niveau.

Tous ces modèles se différencient à la fois par le nombre de réservoirs et par le nombre de paramètres à ajuster. A titre d'exemple, le modèle Bemmerl comporte 5 réservoirs et 22 paramètres alors que le modèle VENSIM ne comporte que 2 réservoirs et 4 paramètres. L'augmentation du nombre de paramètres à ajuster dans les modèles conceptuels peut être source d'incertitudes sur les débits simulés en sortie [Perrin et al., 2001]. Toutefois, la complexification progressive des modèles permet de décrire plus précisément le fonctionnement du système.

L'approche conceptuelle basée sur la représentation du système karstique par des réservoirs pose deux problèmes majeurs : (1) la compartimentation du système, c'est à dire le choix du nombre de réservoirs et l'identification du rôle de chacun des réservoirs, et (2) la description des relations entre les différents réservoirs. Nous avons vu précédemment que ces relations peuvent être linéaires ou non selon les différents modèles qui ont été développés. Seuls les modèles les plus adaptés à la modélisation hydrodynamique des aquifères karstiques seront présentés ici.

2.2.4.1 Modèle de Fleury et al. [2007]

La structure du modèle est caractérisée par un réservoir de production, correspondant au sol, et deux réservoirs de routage : le premier réservoir génère des écoulements rapides, caractéristiques des épisodes de crue, et le second génère un écoulement lent, caractéristique des périodes d'étiage et représentatif du tarissement des réserves de l'aquifère (figure 2.3). Le modèle est calé au pas de temps journalier sur les sources sous-marines du pourtour méditerranéen [Fleury, 2005], sur la source de Fontaine de Vaucluse [Fleury et al., 2007] et sur la source du Lez [Fleury et al., 2009]. La structure du modèle a été adaptée au fonctionnement particulier des systèmes étudiés. Ainsi, dans le cas d'un aquifère dont la ressource est exploitée par des prélèvements par pompage, il est possible d'intégrer cela dans la structure du modèle [Fleury et al., 2009]. Par ailleurs, l'insertion de nouveaux réservoirs permet la distinction entre les infiltrations lentes et les infiltrations rapides. Ainsi, la structure globale du modèle de Fleury et al. [2007] peut être adaptée à la dynamique des aquifères.

Le calage des lois de vidange de chaque réservoir permet une reconstitution des débits à la source. Cela suppose que le bilan de masse est correctement contraint : le volume d'eau qui constitue la recharge du système doit être égal à la quantité d'eau qui en ressort, corrigé des variations de hauteur d'eau (et donc de volume) dans les différents réservoirs. Ce bilan de masse est fortement contraint par la détermination de l'aire d'alimentation du bassin versant. Celle-ci est prise en compte à la sortie du modèle pour réajuster les débits à la taille du bassin versant. Il s'agit d'une pratique courante dans les modèles conceptuels à réservoirs.

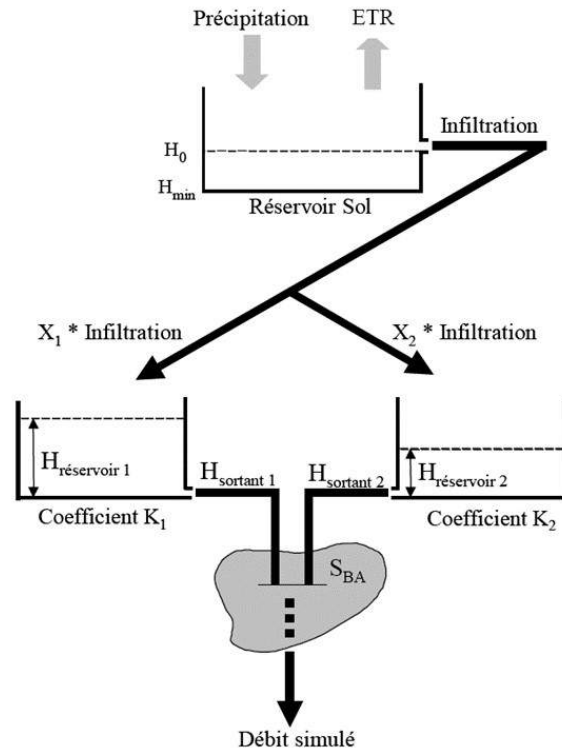


Figure 2.3 – Architecture du modèle VENSIM [Fleury, 2005]

2.2.4.2 Modèle de Tritz et al. [2011]

Tritz et al. [2011] proposent un modèle conceptuel à deux réservoirs incluant un effet piston (figure 2.4). Cet effet piston permet de prendre en compte la dépendance du stockage d'eau dans la zone vadose au cycle climatique humide-sec [Lehmann et al., 1998].

Les deux réservoirs du modèle conceptuel sont décrits tels que le réservoir E correspond à l'épikarst et le réservoir L correspond à la zone noyée du système karstique.

Les relations entre les différents réservoirs sont décrites par Tritz et al. [2011] :

- Le réservoir épikarstique E reçoit un flux entrant de précipitation, noté P . Une partie des précipitations retourne dans l'atmosphère via l'évapotranspiration, notée ET .
- Une partie de la réserve contenue dans le réservoir E transite vers le réservoir L avec un débit Q_{EL} . Ce flux correspond à une alimentation classique de la zone saturée par l'épikarst.
- Lors que le système est saturé, au-delà d'un seuil E_{sec} , une partie des eaux est drainée vers une ou plusieurs sources secondaires (trop-pleins) avec un débit Q_{sec} .
- Un troisième chemin de drainage des eaux de l'épikarst est à prendre en compte. Une partie des eaux de l'épikarst peut être rapidement drainée vers la source via des réseaux de fractures. Les auteurs proposent alors une fonction de transfert incluant un effet d'hystérésis pour tenir compte de la réponse rapide du débit à la source à la suite

- d'évènements pluvieux.
- L'eau contenue dans la zone saturée L se décharge progressivement vers la source avec un débit Q_L en suivant une loi de décharge linéaire.

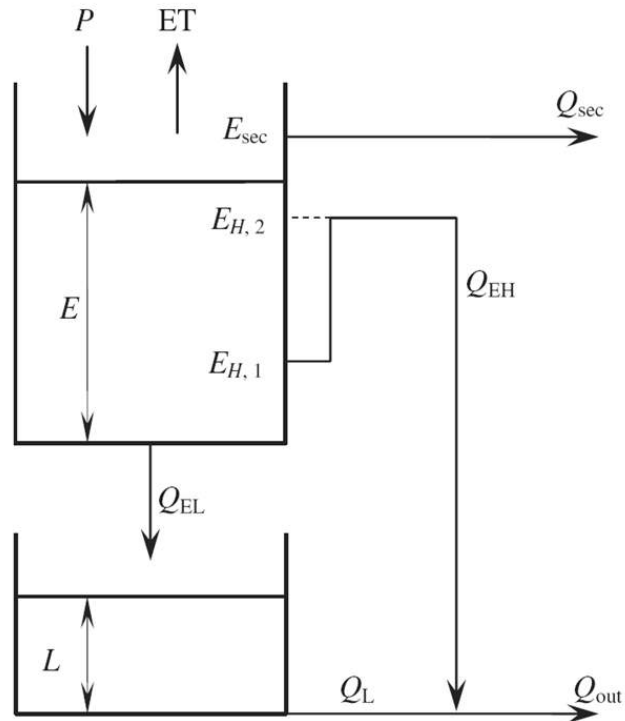


Figure 2.4 – Architecture du modèle *Hysteresis-based model* [Tritz et al., 2011]

Chapitre 3

Modélisation conceptuelle à réservoirs : Karst-Mod

Sommaire

| | | |
|------------|--|-----------|
| 3.1 | Présentation du modèle | 43 |
| 3.1.1 | Les équations du modèle | 44 |
| 3.1.2 | Évaluation des performances du modèle | 45 |
| 3.2 | Dynamics of the flow exchanges between matrix and conduits in karstified watersheds at multiple temporal scales | 48 |
| 3.2.1 | Introduction | 49 |
| 3.2.2 | Material and Methods | 50 |
| 3.2.3 | Results and Discussion | 55 |
| 3.2.4 | Conclusions | 61 |

3.1 Présentation du modèle

KarstMod est un modèle conceptuel à réservoirs modulables permettant de simuler les débits à l'exutoire et de quantifier les flux internes entre les différents réservoirs du modèle. La modularité du modèle permet d'activer/désactiver chaque réservoir et ses connexions avec les autres réservoirs du modèle afin de faire évoluer la structure du modèle et de s'adapter au niveau de complexité nécessaire à la modélisation du comportement hydrodynamique du système étudié. KarstMod a été développé par le Service National d'Observation du Karst (SNO Karst - INSU/CNRS). Ce modèle constitue un outil de modélisation numérique de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant karstique et comporte des outils d'analyse de sensibilité et d'estimation des incertitudes [Jourde et al., 2015; Mazzilli et al., 2017]. Une version accompagnée d'une interface graphique Java est disponible gratuitement sur le site internet du SNO Karst (www.sokarst.org).

Le modèle KarstMod comporte, dans sa forme la plus complète, 4 réservoirs organisés en 2 niveaux (figure 3.1). Le premier niveau comporte le réservoir E (épikarst) pouvant être affecté par l'évapotranspiration et le ruissellement. Ce réservoir est connecté avec tous les réservoirs du niveau inférieur. Le second niveau comporte trois réservoirs : C (conduit), M (matrice) et L (low) pouvant être activés ou non.

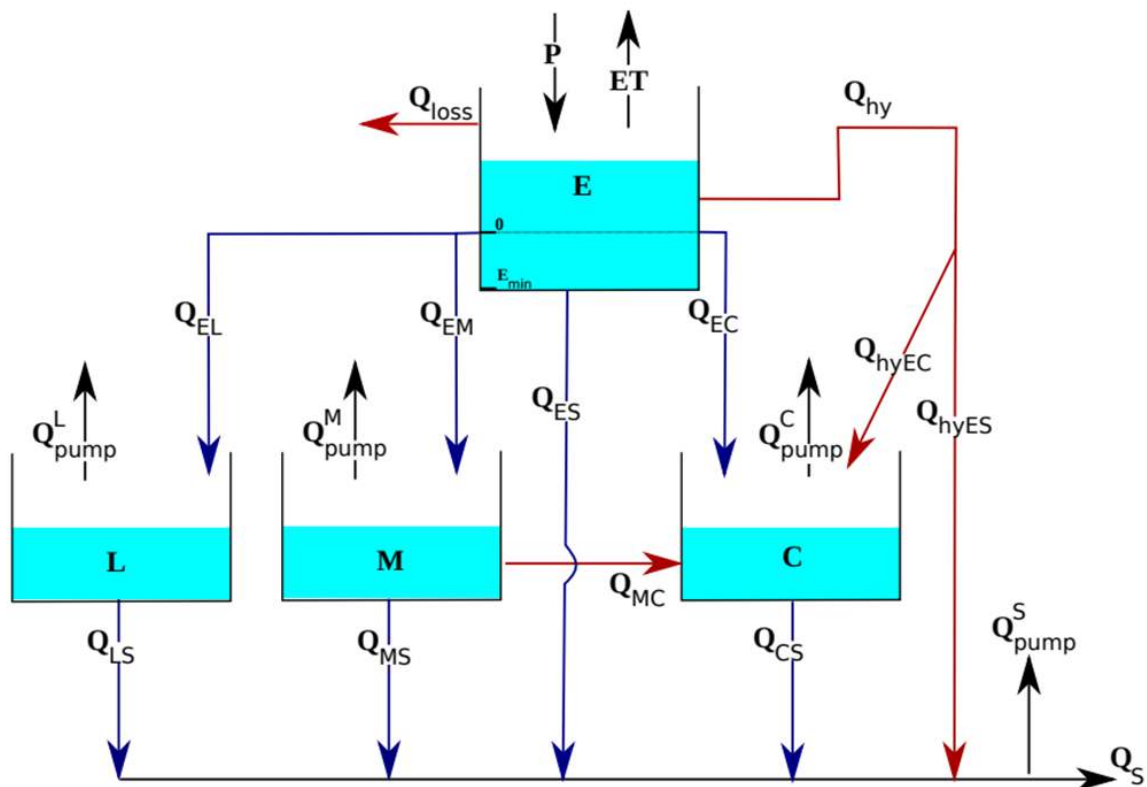


Figure 3.1 – Architecture du modèle Karstmod [Mazzilli et al., 2017]

La plateforme KarstMod constitue un outil de modélisation flexible. Il est possible de modifier la structure du modèle et les relations entre réservoirs pour transcrire au mieux la compréhension du fonctionnement du système étudié [Baudement et al., 2018; Kazakis et al., 2018; Poulain et al., 2018]. Cette flexibilité constitue un atout majeur pour transposer ce modèle à différents systèmes karstiques. Cela permet aussi d'adapter la structure du modèle au fonctionnement du système étudié et aux objectifs de l'étude.

3.1.1 Les équations du modèle

Les équations régissant le modèle KarstMod sont les cinq équations de bilan suivantes :

$$\frac{dE}{dt} = P - ET - Q_{loss} - Q_{EL} - Q_{EM} - Q_{ES} - Q_{EC} - Q_{hyEC} - Q_{hyES} \quad si \quad E > 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{dE}{dt} = P - ET \quad si \quad E_{min} < E < 0 \quad (3.2)$$

$$\frac{dL}{dt} = Q_{EL} - Q_{LS} - Q_{pump}^L \quad (3.3)$$

$$\frac{dM}{dt} = Q_{EM} - Q_{MC} - Q_{MS} - Q_{pump}^M \quad (3.4)$$

$$\frac{dC}{dt} = Q_{EC} + Q_{hyEC} + Q_{MC} - Q_{CS} - Q_{pump}^C \quad (3.5)$$

Avec :

- dt [j] le pas d'échantillonnage
- E, L, M et C [mm] les niveaux d'eau dans les réservoirs E, L, M et C respectivement
- E_{min} [mm] le niveau d'eau minimum dans le réservoir E
- P [mm/j] le taux de précipitations
- ET [mm/j] le taux d'évapotranspiration
- $Q_{pump}^L, Q_{pump}^M, Q_{pump}^C$ [mm/j] les débits prélevés dans les réservoirs L, M et C respectivement, par unité de surface
- $Q_{loss}, Q_{EM}, Q_{EC}, Q_{hyEC}, Q_{hyES}, Q_{LS}, Q_{MS}, Q_{CS}, Q_{MC}$ [mm/j] les débits internes par unité de surface

Le débit simulé à la sortie du modèle est calculé tel que :

$$QS = R_A \times (Q_{ES} + Q_{LS} + Q_{MS} + Q_{CS} + Q_{hyES}) - Q_{pump}^S \quad (3.6)$$

Avec R_A [m^2] l'aire du bassin versant et Q_{pump}^S [m^3/j] le débit prélevé à la source par unité de surface.

3.1.2 Évaluation des performances du modèle

Nous avons abordé précédemment la diversité des méthodes permettant d'estimer ou de simuler des débits à l'exutoire d'un système karstique. La méthode de modélisation choisie doit décrire le système dans sa complexité et traduire, de manière acceptable, son fonctionnement hydrodynamique. La notion d'acceptabilité pallie le fait qu'il n'existe pas de moyen formel pour valider un modèle. Par définition, un modèle est une simplification de la réalité. Par conséquent, un modèle ne traduit que partiellement la complexité des phénomènes observés. Toutefois, il est possible de quantifier la capacité d'un modèle à reproduire la réalité. Cela consiste à comparer les données simulées par le modèle avec les données expérimentales. Cette comparaison peut se faire par inspection visuelle d'un expert, c'est-à-dire de façon subjective et difficilement reproductible [Chiew and McMahon, 1993; Crochemore et al., 2015; Houghton-Carr, 1999]. Les critères numériques offrent une meilleure reproductibilité et facilitent la comparaison des performances puisqu'ils sont plus facilement explicables [Bennett et al., 2013; Garcia et al., 2017; Krause et al., 2005].

Les critères numériques les plus souvent employés en hydrologie seront brièvement présentés : le *Nash-Sutcliff Efficiency*, le *Balance Error*, le *Kling-Gupta Efficiency*.

3.1.2.1 Nash-Sutcliff Efficiency (NSE)

Le critère "*Nash-Sutcliffe Efficiency*" [NSE] [Nash and Sutcliffe, 1970], basé sur une moyenne des erreurs quadratiques, est le critère le plus couramment utilisé pour juger de la qualité d'un modèle pluie-débit pour des systèmes karstiques [Charlier et al., 2012; Hartmann et al., 2013b; Mazzilli et al., 2017; Minvielle et al., 2015; Baudement et al., 2018]. Le NSE permet de décrire la variance des données du modèle vis-à-vis des données expérimentales (3.7) et peut être séparé en trois composantes : la moyenne, la variabilité et la dynamique [Murphy, 1988; Gupta et al., 2009].

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})^2}{(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (3.7)$$

Avec Q_{sim} les débits simulés par le modèle et Q_{obs} les débits mesurés sur le terrain.

Le critère NSE a tendance à favoriser la restitution des forts débits au détriment des périodes d'étiage puisque qu'il se base sur la somme des erreurs quadratiques. Or, il est courant d'observer des crues factices et une sur-estimation des débits lors des périodes d'étiage. Une solution pour pallier ce biais consiste à transformer la variable Q par des fonctions permettant de réajuster l'amplitude des variations de la série étudiée. Les transformées suivantes peuvent être utilisées : \sqrt{Q} ; $1/Q$; $1/\sqrt{Q}$.

3.1.2.2 Balance Error (BE)

Le critère "*Balance Error*" consiste à comparer l'aire sous la courbe des hydrogrammes mesurés et simulés (3.8). Ce critère permet notamment de pallier des biais du NSE en limitant l'influence des fortes crues et favorise le bilan de masses lors des périodes d'étiage [Perrin et al., 2001]. Cependant, il ne permet pas à lui seul de justifier de la qualité d'un hydrogramme simulé. Il est souvent associé au *NSE* dans une fonction objectif pondérée permettant un équilibre entre une bonne restitution des crues et le respect du bilan de masse [Baudement et al., 2018; Duran, 2015].

$$BE = 1 - \left| \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum Q_{obs}} \right| \quad (3.8)$$

Avec Q_{sim} les débits simulés par le modèle et Q_{obs} les débits mesurés sur le terrain.

3.1.2.3 Kling-Gupta Efficiency (NSE)

Le critère "*Kling Gupta Efficiency*" [KGE] [Gupta et al., 2009] est basé sur une décomposition du critère NSE permettant d'identifier les importances relatives des différentes composantes dans les modèles hydrologiques. Ce critère tend à limiter les biais du critère *NSE* dans une phase de calibration en le corrigeant du biais lié à l'amplitude des données.

Gupta et al. [2009] décompose le critère NSE tel que :

$$KGE = 1 - \sqrt{(\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (r_p - 1)^2} \quad (3.9)$$

Avec :

$$\alpha = \sigma_{sim} / \sigma_{obs} \quad (3.10)$$

$$\beta = \mu_{sim} / \mu_{obs} \quad (3.11)$$

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - \mu_{obs})(Q_{sim}(i) - \mu_{sim})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - \mu_{obs})^2)(\sum_{i=1}^n (Q_{sim}(i) - \mu_{sim})^2)}} \quad (3.12)$$

α mesure la variabilité relative entre les débits simulés et les débits observés, β mesure le biais et r_p correspond au coefficient de corrélation de Pearson entre les débits observés et les débits simulés.

Le KGE, au même titre que le NSE, est implicitement basé sur les hypothèses suivantes :

les données sont linéaires, suivent une loi normale et ne présentent pas de valeurs extrêmes. Il s'agit de conditions rarement observées dans les chroniques de débits à l'exutoire des systèmes karstiques. Pool et al. [2018] proposent une version non-paramétrée du KGE en remplaçant deux des trois composantes.

Le terme α est remplacé par un terme α_{NP} correspondant à l'écart quadratique moyen calculé entre les courbes FDC (*Flow Duration Curve*) normalisées permettant de corriger le biais sur l'amplitude des données :

$$\alpha_{NP} = 1 - \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n \left| \frac{Q_{sim}(I(K))}{n \cdot \bar{Q}_{sim}} - \frac{Q_{obs}(J(K))}{n \cdot \bar{Q}_{obs}} \right| \quad (3.13)$$

Avec $I(k)$ et $J(k)$ les pas de temps lorsque le k^{eme} écoulement le plus important se produit dans les séries temporelles simulées et observées.

La corrélation de Pearson r_p utilisée dans le KGE est remplacée par le coefficient de corrélation de Spearman sur les rangs des débits simulés et observés r_s tel que :

$$r_s = \frac{\sum_{i=1}^n (R_{obs}(i) - \bar{R}_{obs})(R_{sim}(i) - \bar{R}_{sim})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (R_{obs}(i) - \bar{R}_{obs})^2)(\sum_{i=1}^n (R_{sim}(i) - \bar{R}_{sim})^2)}} \quad (3.14)$$

La version modifiée du KGE devient alors [Pool et al., 2018] :

$$KGE_{NP} = 1 - \sqrt{(\alpha_{NP} - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (r_s - 1)^2} \quad (3.15)$$

Il reste à préciser que ces critères numériques ne constituent qu'une aide à la validation du modèle. Le choix d'un modèle hydrodynamique adapté ne repose pas seulement sur des critères numériques. L'utilisateur du modèle doit également valider par ailleurs que le modèle proposé est en adéquation avec le fonctionnement présumé du système étudié.

3.2 Dynamics of the flow exchanges between matrix and conduits in karstified watersheds at multiple temporal scales

Ref. : Sivelle, V., Labat, D., Mazzilli, N., Massei, N., & Jourde, H. (2019). Dynamics of the Flow Exchanges between Matrix and Conduits in Karstified Watersheds at Multiple Temporal Scales. Water, 11(3), 569. <https://doi.org/10.3390/w11030569>

Résumé en français

L'objectif de cet article est d'étudier la possibilité d'évaluer les échanges entre la matrice et les conduits dans deux bassins versants karstifiés (Aliou et Baget, Ariège, France) avec l'outil de modélisation KarstMod. La modélisation se base sur des séries temporelles horaires et journalières. Tout d'abord, la dynamique des flux entre le conduit et la matrice environnante est décrite à l'échelle d'un événement pluvieux (c'est-à-dire quelques jours). Le modèle permet de reproduire une réalité physique avec une inversion de flux entre matrice et conduit lorsqu'il y a un événement pluvieux important. Ensuite, les tendances à long terme (c'est-à-dire inter-annuelles) du niveau d'eau dans la matrice sont mises en évidence à l'aide de la méthode des moyennes mobiles (MASH). Le niveau moyen de l'eau dans la matrice a baissé d'environ 10% à 15% depuis la fin des années 1960. Par ailleurs, la recharge de la matrice a été retardée de février à la fin des années 1960 à avril depuis les années 1990. Enfin, la contribution de la matrice au débit total à l'exutoire est estimée avec un bilan de masse. On estime que la contribution annuelle de la matrice au débit à l'exutoire est d'environ 3% et qu'elle peut augmenter jusqu'à 25% pendant les périodes de faibles précipitations.

Abstract

The focus of this paper is to investigate the ability to assess the flow exchanges between the matrix and the conduits in two karstified watersheds (Aliou and Baget, Ariège, France) using the KarstMod modeling platform. The modeling is applied using hourly and daily time series. First, the flow dynamics between the conduit and the surrounding matrix are described on a rainfall event scale (i.e., a few days). The model allows us to describe a physical reality concerning the flow reversal between matrix and conduit when there is a significant rainfall event. Then, the long-term trends (i.e., inter-annual) in the matrix water level are evidenced using the moving average over shifting horizon method (MASH). The mean water level in the matrix dropped about 10% to 15% since the late 1960s. Also, the matrix recharge has been delayed from February in the late 1960s to April since the 1990s. Moreover, the contribution of the matrix in the total spring flow is estimated through mass balance. It is estimated that the annual matrix contribution in the total spring flow is about 3% and it can increase up to 25% during periods with low rainfall.

3.2.1 Introduction

Carbonate watersheds throughout the world are very often characterized by karst features. Karstification processes occur when the following conditions are met : (1) mechanical actions create fissures and fractures ; (2) water-dissolved CO₂ reacts with carbonate rock and (3) hydraulic gradient is sufficiently high to ensure the water renewal and to maintain the karstification potential [1]. This results in complex structures with a heterogeneous permeability field and non-linear hydraulic behavior. Drainage in karstic systems consists of an underground self-organized structure leading to preferential water pathways through a conduit network embedded in either a porous matrix which sometimes is highly permeable (i.e., Floridan Karst aquifer) or a low permeable fissured matrix [2,3]. This drainage organization might be divided between (1) a ‘main drainage system’ (MDS), associated to rapid transit time and (2) an ‘annexe drainage system’ (ADS), associated with a long period of water residence [4,5]. As a result, groundwater water flow in the karstic system could be divided into several compartments with contrasted hydrodynamic behavior.

Four compartments are classically distinguished in karstic aquifers : (1) The impluvium consists of the recharge area composed of either karstic or non-karstic formations, or any combinations of those formations [5]. (2) The epikarst constitutes the uppermost zone with a relatively homogeneous hydraulic conductivity field at the top and becomes heterogeneous in its bottom, leading to a flow concentration towards deeply drainage structures [3,6]. (3) The transmission zone consists of a non-saturated zone between the epikarst and the deeper saturated-zone. In some systems, this compartment can play an important role in the overall hydrological dynamics and supports low flows [7–11]. (4) The saturated zone represents the major part of the water storage (either in matrix or ADS) and at the same time assumes the transmissive function in conduits and main fractures.

The complex internal drainage structure leads to a highly non-linear and non-stationary rainfall-runoff relationship in karst hydrosystems [12–15]. Consequently, rainfall-runoff modeling in karstic watersheds is a difficult task and needs specific modeling tools derived from catchment hydrology. When dealing with rainfall-runoff modeling at the catchment scale, many types of models can be classified as being either reductionist approaches or systemic approaches [16].

Reductionist approaches consist of applying physical laws to a reduction of the system [17], provided that the modeling grid is sufficiently refined to properly describe the watershed in its complexity [18]. Such an approach requires a significant number of parameters for rainfall-runoff modeling. As an example, Chen and Goldscheider [19] used a fully-distributed model using 54 parameters on Gottesacker’s system, covering 35 km².

Systemic approaches analyze the system at the catchment scale and describe the rainfall-runoff transformation using empirical or conceptual relationships. These relationships may be described in many ways such as transfer function models [20,21] or lumped parameter models such as CREC [22], BEMER [23] and GARDENIA [24]. Furthermore, Fleury et al. [25] proposed a lumped parameter model, including flow partition between slow and fast discharge. This has been improved with a threshold-based transfer function, pumping discharge and hysteretic behavior [26] and implemented in the KarstMod model [27,28]. Otherwise, lumped modeling

may include the impact of the change in land uses [29].

Taking the examples of two small karstic systems, the purpose of this study is to assess the internal flow dynamics of karst, particularly focusing on how the internal drainage system interacts with the surrounding long-term storing aquifer. The KarstMod platform, a lumped hydrological modeling tool dedicated to karst systems, is proposed. Then, the following points are examined : (1) calibration of the KarstMod model on Aliou and Baget watersheds on both daily and hourly time series; (2) description of the flow dynamics between conduit and surrounding matrix at a rainfall event scale and (3) assessment of long-term trends in the internal fluxes and in the reservoirs water level.

3.2.2 Material and Methods

3.2.2.1 Study Sites

We studied field data from two karstic springs of the French Pyrenees Mountains (Ariège) : the Aliou and the Baget watersheds (Figure 1). These two watersheds share a common median altitude of 1000 m and the recharge area are respectively estimated at about 11.9 km² and 13.2 km² [4]. They belong to the carbonated belt bordering the north of the French Pyrenees. The two systems share a common boundary oriented west-east. South of this boundary, the Baget area is affected by the Alas fault : Jurassic to Cretaceous metamorphic limestone dips 45° to 75° under slaty flysch on the southern border. The valley follows the contact between karstified calcareous formations and impervious flysch oriented in a west-east direction. Jurassic and Palaeozoic metamorphic dolomite and flysch constitute the northern border of the watershed. This corresponds to the Sainte-Suzanne marls, playing the role of a tight barrier. North of this barrier, the Aliou watershed is composed of Aptian limestone. The drainage is done in a north-south direction until the outlet located in the Aliou cave.

The meteorological data are measured by Météo-France in the station of Antichan (Pyrenees) on both a daily and hourly sampling rate. Considering the respective geographical locations and the available meteorological data, we decided to consider the same rainfall time series for both watersheds. Both watersheds have never been instrumented in order to get local value of the evapotranspiration on this mountainous area. Without this kind of measurement, estimation of a real evapotranspiration constitutes a complex task, giving more uncertainty in the modeling especially when moving from a daily time step to an hourly time step. Then we choose to neglect the evapotranspiration as it is not possible to consider it in proper way.

Aliou and Baget karstic systems are monitored since the late 1970s [31] with daily measurement of the outlet discharge and hourly measurements since the early 1990s [14]. The hourly time series presents some gaps [30]. Here, we focus on common periods in order to properly compare flow dynamics in the two studied watersheds. Both Aliou and Baget are responsive hydro-systems. Based on hourly discharge time series, the memory effects [31] have been estimated to be 70 h and 110 h respectively. Also, the cross-correlation function between hourly rainfalls and spring discharge time series show a peak value on 7 h for Aliou and 14 h for Baget. Both watersheds are subject to quick infiltration and a rapid transit time between infiltra-

tion points and the outlet. Preliminary statistics highlights the interest in working with sub-daily time series. Moreover, these systems are classified as well karstified watersheds with highly developed speleological networks [4].

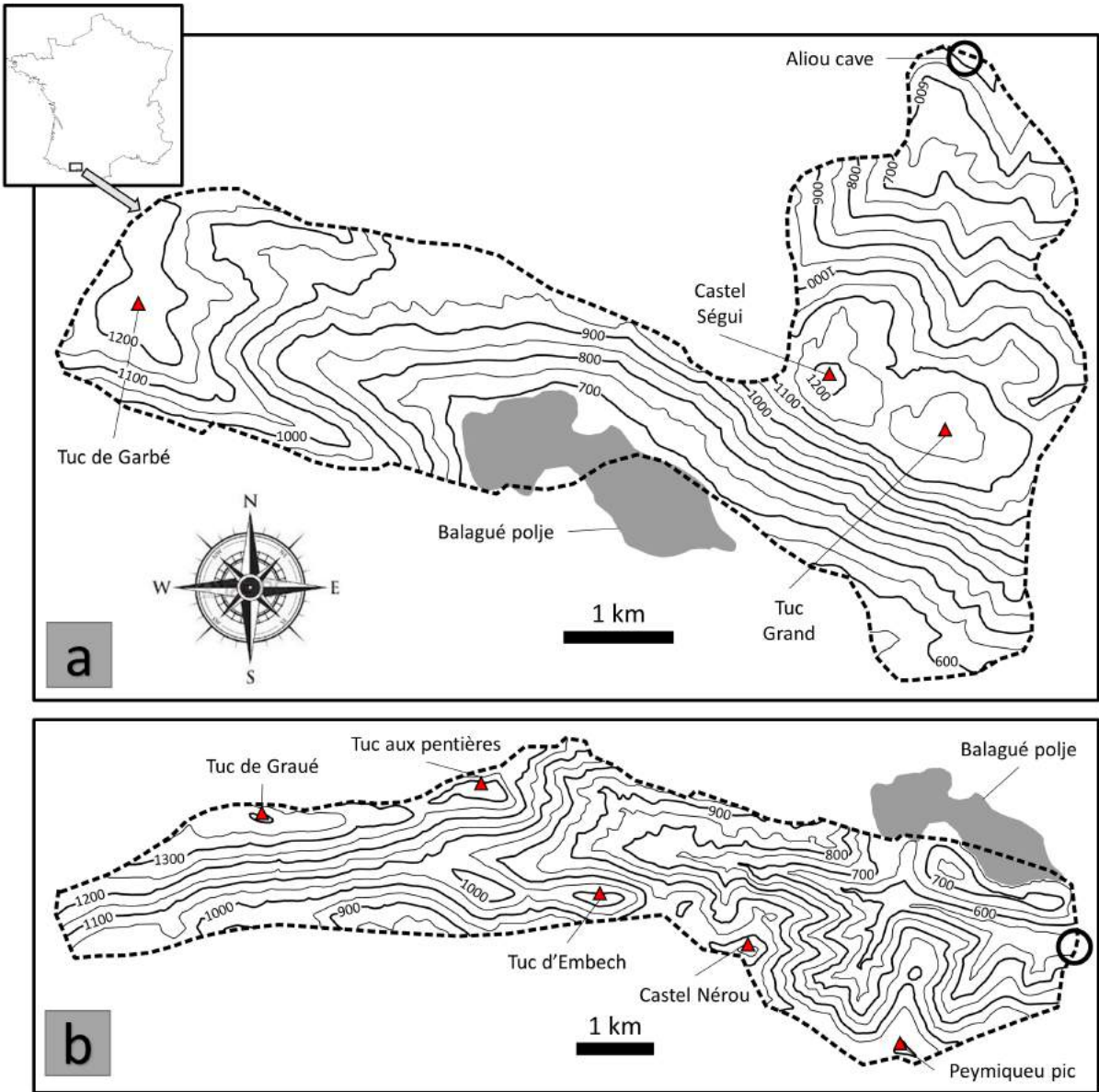


Figure 1 – Localization of the Aliou (a) and Baget (b) karstic watersheds in the south of France with physiographic maps, modified from [30]. The circle indicates the position of the hydrometric station located at the outlet of the basin.

3.2.2.2 Modeling Approach

Conceptual Reservoir Modeling

The KarstMod modeling platform [27,28] is a conceptual reservoir model dedicated to karstic groundwater flow simulation. This model is developed by the French institution INSU-CNRS SNO KARST [32]. It consists of a modular “bucket-style” conceptual model that enables us to build a structured assembly of interconnected reservoirs and to quantify water fluxes between reservoirs in several time steps. In its most complex form, the platform offers 4 compartments organized as a two-level structure : (1) compartment E (higher level) and (2) compartments L, M and C (lower level). A priori, the higher-level stands for the infiltration zone, and the lower level stand for the saturated zone where compartment L, M, and C stand for the different sub-systems of the saturated zone. The rainfall, noted as P, and the evapotranspiration, noted as ET, only impact the reservoir E. Then the water flows towards the deep reservoirs C, M, and L or is lost to the system. The KarstMod model has been successfully applied to the Norville chalk aquifer [33], Dardenne’s spring [34] and Fontaine de Vaucluse [28]. Also, it constitutes a valuable tool for hydrodynamic analysis in a context of intrinsic vulnerability and pollution risk mapping [35] or even for the assessment of the vadose zone contribution in the groundwater recharge [36]. Furthermore, the KarstMod platform (<http://www.sokarst.org/>) allows high flexibility in karstic groundwater flow modeling with the possibility to include, where appropriate, pumping discharge and loss.

The KarstMod model is based on the mass-balance equations given by Mazzilli et al. [28] :

$$\frac{dE}{dt} = P - ET - Q_{EM} - Q_{EC} \quad (1)$$

$$\frac{dM}{dt} = Q_{EM} - Q_{MC} \quad (2)$$

$$\frac{dC}{dt} = Q_{EC} - Q_{CS} \quad (3)$$

Where :

$$Q_{EM} = k_{EM} \times E(t)^{a_{EM}} \text{ if } E(t) > 0, \text{ otherwise } Q_{EM} = 0 \quad (4)$$

$$Q_{EC} = k_{EC} \times E(t)^{a_{EC}} \text{ if } E(t) > 0, \text{ otherwise } Q_{EC} = 0 \quad (5)$$

$$Q_{MC} = k_{MC} \times [M(t) - C(t)]^{a_{MC}} \quad (6)$$

$$Q_{CS} = k_{CS} \times C(t)^{a_{CS}} \quad (7)$$

where P and ET are respectively rainfall and evapotranspiration (L), E(t), M(t) and C(t) are the water levels in the reservoirs E (epikarst), M (matrix) and C (conduit), k_{AB} is the recession coefficient associated with the flow from reservoir A (either E, M, or C) to reservoir B (either M, C, or L) or to the outlet S and Q_{AB} (L/T) is the discharge from A to B. Discharge in (L³/T) is computed by the product of Q_{AB} with the total surface of the recharge area (R_A).

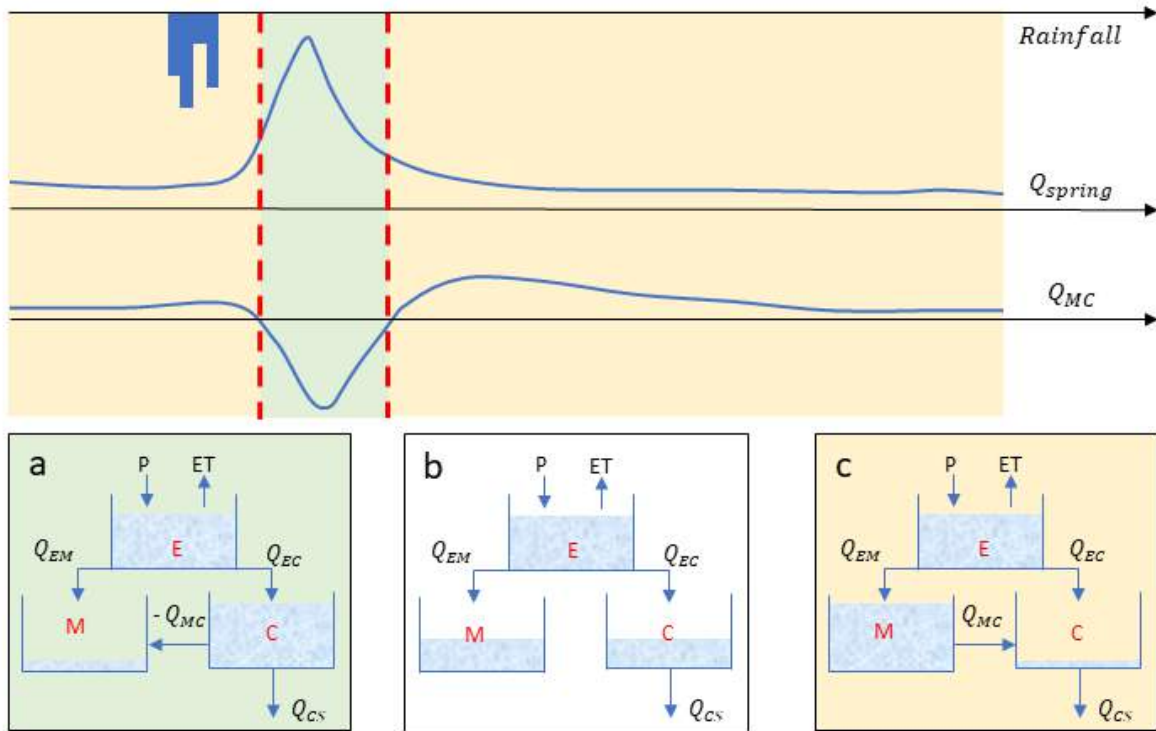


Figure 2 – **Top** : synthetic time series of rainfall, spring discharge (Q_{spring}) and matrix-conduit flow dynamics (Q_{MC}); **Bottom** : Structure of the reservoir model : epikarst (E), matrix (M) and conduit (C) are inter-connected from the top to the bottom of the structure. Q_{MC} corresponds to the flow from reservoir M to reservoir C and depends on the difference between water levels in M and C. The model is considered on several time steps : (a) the water level is higher in reservoir C, so $Q_{MC} < 0$; (b) the water level in reservoirs C and M are equal, so $Q_{MC} = 0$ and (c) the water level is higher in M so $Q_{MC} > 0$.

Here, the L reservoir is not used as both Aliou and Baget are very responsive watersheds. To reproduce the different flow behavior between epikarst (E) and the deeper reservoirs conduit (C) and matrix (M), emptying exponents are fixed as $a_{EM} = a_{MC} = 1$, $a_{EC} = 2$ and $a_{CS} = 4$. Then we assume turbulent flow with non-linear law in conduit and capillary flow with linear law in the matrix. Both Aliou and Baget karstic watersheds are well karstified and conduit dominated with a short memory effect [31]. The emptying exponent between reservoir M and C is chosen

to be equal to the emptying determined by the hydraulic conductivity of the fissured system [37]. To give better physical realism to the model, it has been chosen to set all output discharge rate through reservoir C (Figure 2) Also, previous studies have shown that the rainfall-runoff relationship for both Aliou and Baget watersheds may be correctly described by making ET equal to zero.

Model Calibration

The rainfall-discharge model is calibrated using a quasi-Monte-Carlo procedure with a Sobol sequence sampling of the parameter space [28]. The best parameters set for the model are chosen as the ones that maximize the performance criteria. Here, it corresponds to a weighted sum of a classical Nash-Sutcliff efficiency NSE [40] and a modified balance error BE [41].

$$NSE = 1 - \frac{\sum (q_{sim} - q_{obs})^2}{\sum (q_{obs} - \bar{q}_{obs})^2} \quad (8)$$

$$BE = 1 - \left| \frac{\sum (q_{sim} - q_{obs})}{\sum q_{obs}} \right| \quad (9)$$

where q_{sim} is the discretized time series simulated by the model, and q_{obs} is the discretized experimental time series measured in the field. The NSE criterion is fluently used to judge the quality of a rainfall-runoff model [28,34,42,43]. Nonetheless, this criterion tends to favor the conformity of the model for the strong discharge values to the detriment of the weakest ones. Introducing a balance error estimation allows us to better describe the quality of the model in the case where overestimation of discharge during low water could introduce important mass errors between observed and simulated data. Also, the effects of bias introduced by some conditions such as large events can be reduced by data transformation [44] or by including the bias as an explicit component, as for the Kling-Gupta efficiency KGE [45]. Here the optimization function W_{obj} is defined such as :

$$W_{obj} = 0.9 \times NSE + 0.1 \times BE \quad (10)$$

The KarstMod model is warmed, calibrated and validated considering periods shown in Table 1. As such, the model is warmed over 2 years, calibrated over 10 years and validated over 36 years for the daily time series (corresponding to 17,898 successive data). In the same way, the model for hourly time series is warmed over 1 year, calibrated over 2 years and validated over 5 years (corresponding to 67,200 successive data). So, the warm-up period is long enough to ensure the calibration independence from initial conditions. Also, this allows a good balance between the number of calibration and validation data with a validation period at least two times longer than the calibration period [26,34].

| | [24h] | | | [1h] | | |
|---------------|----------------|--------------------|-------------------|----------------|--------------------|-------------------|
| period | Warm-up | Calibration | Validation | Warm-up | Calibration | Validation |
| from | 01/01/1968 | 01/10/1970 | 01/10/1980 | 01/10/2009 | 01/10/2010 | 01/10/2012 |
| to | 30/09/1970 | 30/09/1980 | 31/12/2016 | 30/09/2010 | 30/09/2012 | 31/05/2017 |

Table 1 – Warm-up, calibration and validation periods for KarstMod models.

Scale Effects

The temporal resolution of hydrological models has been widely discussed during the past decades [46–48], in the context of scaling of regional flood frequency [49,50]. The transformation of rainfall into streamflow includes several processes with characteristic time covering several orders of magnitude [46]. Then, the sampling rate must be suitable in the range of time and space scale if the physical phenomenon was to take place. For example, at small catchment scales, within-storm patterns of rainfall variability are important, while at large catchment scales, longer timescales such as seasonality are dominant [49]. According to Ficchi et al., [47] the proper description and simulation of these processes requires a short time step for at least three reasons : (1) the short duration of runoff events (e.g., flash floods); (2) the considerable intra-storm variability that control some runoff processes and (3) the integration of differential equations in the model structure (numerical reason). A low sampling frequency may numerically increase the catchment response time and leads to a bad description of time dependence between rainfall and spring discharge. This gives rise to a phenomenon which can be described as representing a space to time connection—a spatial scaling behavior which is generated by the interactions in the time domain between rainfall and runoff processes. So, considering rainfall-runoff relationships at the catchment scale in a karstic system with a small recharge area needs high-resolution monitoring. Previous studies have already shown interest in a high-resolution monitoring of the Aliou and Baget watersheds [12,14,30].

3.2.3 Results and Discussion

The KarstMod model has been calibrated and validated on both Aliou and Baget karstic watersheds. As these two systems show strong similarities in terms of size, morphology, and lithology, the same model structure has been chosen (Figure 2). All information about model parameters, and about performance criterion has been respectively reported in Tables 2 and 3. The model is calibrated on both hourly and daily time series, allowing us to study the internal flow over different observations scale : (1) the hourly monitored time series allow a better description of the physical processes at the flood event scale and (2) the daily monitored time series measured over 50 years allow us to identify long-term trends in the internal fluxes and in the reservoirs water level.

| Parameter | | Calibration [24h] | Calibration [1h] | |
|--------------|----------|-----------------------------------|---------------------|---------------------|
| Aliou | R_A | Recharge area | 14.8 km^2 | 14.2 km^2 |
| | k_{EM} | Recession coefficient from E to M | 6.10 10^{-3} mm/d | 1.11 10^{-4} mm/h |
| | k_{EC} | Recession coefficient from E to C | 9.83 10^{-3} mm/d | 2.69 10^{-3} mm/h |
| | k_{CS} | Recession coefficient from C to S | 2.36 10^{-3} mm/d | 1.80 10^{-4} mm/h |
| | k_{MC} | Recession coefficient from M to C | 3.17 10^{-1} mm/d | 2.41 10^{-2} mm/h |
| Baget | R_A | Recharge area | 15.8 km^2 | 13.1 km^2 |
| | k_{EM} | Recession coefficient from E to M | 3.36 10^{-3} mm/d | 2.09 10^{-4} mm/h |
| | k_{EC} | Recession coefficient from E to C | 2.71 10^{-3} mm/d | 4.35 10^{-4} mm/h |
| | k_{CS} | Recession coefficient from C to S | 1.21 10^{-3} mm/d | 7.21 10^{-4} mm/h |
| | k_{MC} | Recession coefficient from M to C | 7.03 10^{-2} mm/d | 1.25 10^{-1} mm/h |

Table 2 – Calibration values of the model parameters for Aliou and Baget watersheds.

| Periods | [24h] | | [1h] | | |
|--------------|----------------------------|---------------------------|----------------------------|---------------------------|------|
| | Calibration [1970-1980] | Validation [1980-2016] | Calibration [2010-2012] | Validation [2012-2017] | |
| Aliou | NSE | 0.53 | 0.51 | 0.63 | 0.50 |
| | BE | 0.88 | 0.97 | 0.99 | 0.91 |
| | KGE | 0.58 | 0.51 | 0.67 | 0.54 |
| Baget | NSE | 0.59 | 0.52 | 0.56 | 0.47 |
| | BE | 0.94 | 0.89 | 0.98 | 0.77 |
| | KGE | 0.61 | 0.52 | 0.64 | 0.44 |

Table 3 – Model performances for calibration and validation periods for daily and hourly Karst-Mod models (NSE : Nash Sutcliff Efficiency, BE : Balance Error and KGE : Kling Gupta Efficiency).

3.2.3.1 Short-term Variability of Internal Fluxes

Several studies have shown interest in assessing the flow dynamics between the main drainage structure and the surrounding matrix at a flood event scale [51]. This is a key point when dealing with short-term solute transport and testing source pollution scenarios. Indeed, considering the internal flow dynamics allows us to better quantify the potential consequences of pollutions. In case of the existence of a hydraulic gradient between the conduit and the surrounding matrix part of the contaminant may be temporally stored in so-called “dead space” [52]. This has been investigated at a laboratory scale [53,54] but remains badly constrained in real karst systems. Then, a well-constrained flow partition between different flow compartments can be useful for solute transport modeling. This point may help to improve the application of an Advection-Dispersion Equation (ADE) approach where the discharge is often considered to be the spring discharge [55]. Recent studies have shown interest in discretizing transport along the flow path [51,56]. Also, solute transport modeling can be improved with a well-constrained balance of exchange between the main drainage structures and the surrounding matrix [57].

The KarstMod modeling platform was used to model Aliou and Baget karstic systems on

hourly time-steps to assess the ability of the model to give physically significant internal flow dynamics. As the dynamics in karst aquifers may vary on several orders of magnitude, one needs monitoring with a sufficiently high frequency to correctly characterize the variability of the flow dynamics over a flood event. For instance, flood event in karst aquifers such as Fontaine de Vaucluse [25] can be correctly characterized based on daily time series. But assessing flow dynamics on a highly karstified watershed, with the short-term response, needs monitoring at a higher frequency, as it is the case for Aliou and Baget watersheds [30].

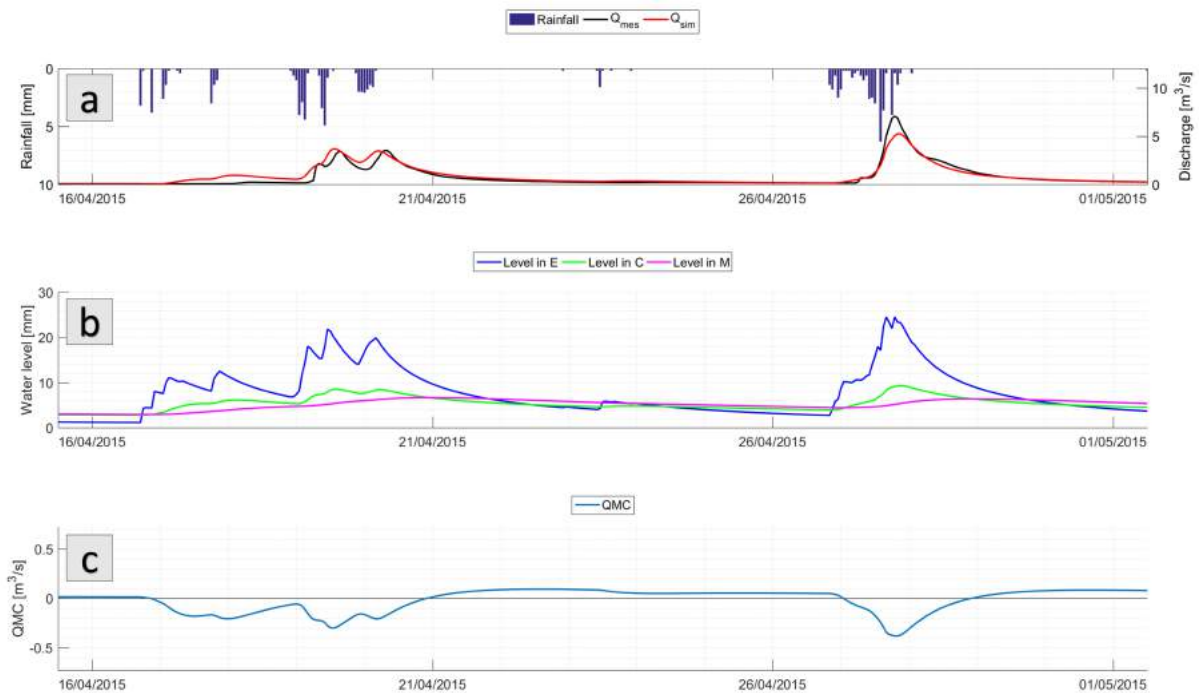


Figure 3 – Example of event base time series for KarstMod model on Aliou watershed on the hourly sampling rate : (a) Rainfall time series with observed and simulated discharge ; (b) water level in KarstMod reservoirs E, M and C and (c) fluxes between reservoir M and C. When $Q_{MC} > 0$, the flow goes from reservoir M to C, otherwise the flow goes from reservoir C to M.

Figure 3 shows part of the KarstMod model time series for Aliou watershed from 16 April 2015 to 2 May 2015. The rainfall time series is mainly composed of two rainfall events separated by six days. During the first rainfall event (19 and 20 April 2015), the water level in reservoir E (epikarst) rises quickly and most of the water goes to the reservoir C. On the same time interval, Q_{MC} shows negative values, which means that the reservoir C feeds the reservoir M. Then, at the end of the rainfall event, the water level in all reservoir drops with different dynamics and after about two days without rainfall, the fluxes between reservoir M and C change direction. Then, the reservoir M feeds the reservoir C during recession, until the next rainfall event (i.e., new water input in the system). These event scale dynamics are consistent with results obtained with a physically-based approach [58,59]. Nonetheless, these approaches need a correct knowledge of flow geometry to give a reliable discretization of the flow path in so-called “reach” where flow and transport parameters may be considered as homogeneous. The matrix-conduit dynamic had also been highlighted using conceptual modeling [60]. Duran [33] highlighted the

dynamic fluxes between the conduit and a surrounding matrix over the Norville chalk aquifer using a KarstMod model coupled with turbidity and electrical conductivity analysis. In the study by Duran [33], the fluxes QMC represent about 10% of the spring discharge. Over the Baget and Aliou watersheds, the contribution of the fluxes QMC in the spring discharge is in the same order of magnitude. Zhang et al., [61] proposed a conceptual model coupled with dissolution rates estimations in “slow flow” and “fast flow” systems. They estimated the contribution of exchange from “slow flow” to “fast flow” systems in three catchments to vary between 64.1% and 87.5%.

3.2.3.2 Long-term Variability of Internal Dynamics

The next step consists of assessing the effect of inter-annual variability of rainfall on both internal fluxes and water levels in the considered reservoirs (E, M, and C) of the KarstMod model. Here, we focus more especially on how the internal drainage system interacts with the surrounding long-term storing aquifer. To do so, the analysis focuses on the matrix-conduit exchanges and on the reservoir M storage capacity. Then, analyzing the evolution of water level over 5 decades, coupled with rainfall analysis, allow us to assess the effects of long-term trends on water supply.

To study seasonal patterns and inter-annual variability, Anghileri et al. [62] introduced the MASH method (Moving Average over Shifting Horizon) involving mobile averaging across both the day of the year and year of the time series to allow trend detection. So, the MASH method needs to define only two parameters (i.e., number of days for seasonal pattern detection and number of years for inter-annual pattern). As the MASH methods do not provide specific recommendations about its two parameter values, several options have been tested and the best solution is presented here : the method was applied in such a way that seasonal pattern is evidenced by a 2-month centred moving average of the times series whereas inter-annual pattern is evidenced by a 15-year shifting horizon. This configuration gives a satisfactory balance between detection of seasonal patterns and inter-annual patterns for each of the variable of interest in this study : rainfall, spring discharge and the water level in reservoir M.

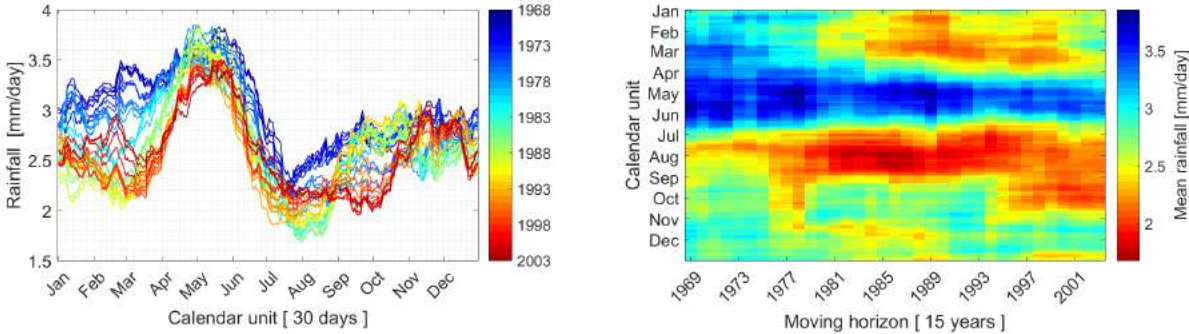


Figure 4 – MASH of the daily rainfall ($w = 30$ days, $Y = 15$ years). The dates correspond to the starting year, noted Y_s , for shifting horizon average, so the corresponding shifting horizon period is from the starting year Y_s to Y_s+15 years. Due to the 15 years moving average window, the abscissa finished in 2003.

The MASH method is first applied to the daily rainfall time's series, which ranges from 1 January 1969 to 31 December 2016. As a reminder, both Aliou and Baget models are fed by the same rainfall time series. The moving average along the day of the year is shown for the years 1968 to 2016 (Figure 4—left). The corresponding curves are coloured from blue for the oldest to red for the more recent periods. Considering the daily rainfall time series, the MASH analysis shows that the mean rainfall decreased during the past decades. This decrease appears to be more important during the early spring season, with a mean rainfall rate decreasing from 3.5 mm/day to 2.1 mm/day and during summer, with a mean rainfall rate decreasing from 2.5 mm/day to 1.7 mm/day. Also, rainfalls seem to be smoothed during late summer and early autumn periods, with a mean rainfall rate about 2 mm/day whereas oldest decades show a certain variability from about 1.8 mm/day in August to 2.6 mm/day in October. Then, winter appeared to be drier from the 1980s onwards and the rain deficit during summer has appeared to last longer since the 1990s (Figure 4 — right). Nonetheless, one should keep in mind the strong smoothing effect of the MASH method : it gives only global trend effects and does not provide information about the rainfall event intensity and their temporal repartition.

Then, the MASH method is applied to the reservoir M water level time series, inferred from the KarstMod model, on Aliou and Baget (Figure 5). The MASH method highlighted an important decrease in the water level during spring periods since the 1960s (Figure 5—left). It represents about -13.1% for Aliou and -11.3% for Baget. The annual recharge seemed to occur later during the hydrological cycle : recharge now seemed to start in April since the early 1990s, whereas it apparently used to begin in February from 1968 up to the early 1990s (Figure 5—left). The total water volume calculated in the M reservoir is in the same order of magnitude as the dynamic volume calculated based on the analyses of the recessional curve [4].

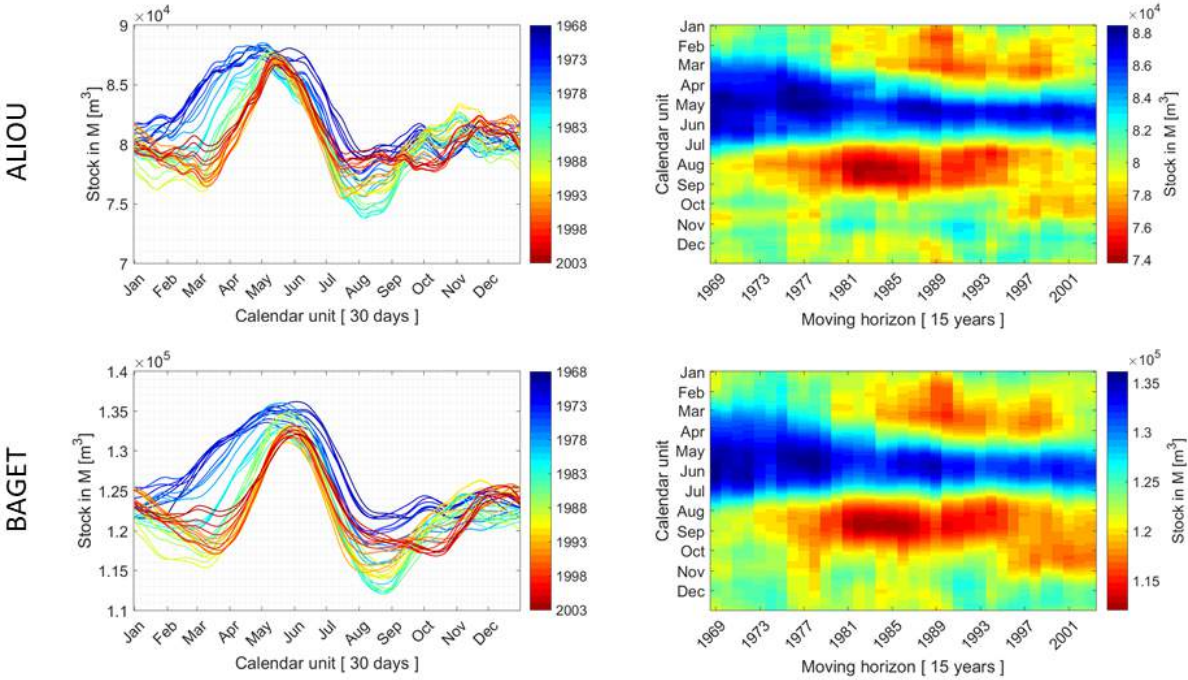


Figure 5 – MASH of the estimated water volume in the reservoir M (w = 30 days, Y = 15 years).

Finally, the contribution of the flow from the matrix to the conduit was assessed by computing a water balance defined as the ratio of the volume of exchange between reservoir M and C to the total volume flowing out of the system. It was then possible to determine the proportion of the water volume flowing through the matrix before coming out of the system (Figure 6). The results showed that the contribution of water coming from the matrix to the conduit to total spring discharge. This contribution varied from about 2% to 5% over a complete year, can increase up to 25% over a month, and seemed to be well constrained with the water level in M reservoir and the total inflow (cumulative rainfall). Also, the more important the contribution of M reservoir to total spring outflow, the lower the water level in reservoir M and the lower the inflows (cumulative rainfalls). This means that the system tends to drain rainfall inflows directly through reservoir C to the outlet when the reservoir M is already filled. In contrast, during dry periods the contribution of the matrix increases and entirely accounts for spring base-flow.

Calibration of the KarstMod model over long periods (i.e., several years) may provide robust long-term flow behavior modeling (i.e., validation over several decades). The model proposed here has been calibrated over one decade and validated over four decades. This allowed a long-term description of internal flow dynamics and may provide a valuable source of information to assess the effect of climate variability and changes on karst system water supply. This is a major issue for water management and water security for the future. It is estimated that one-quarter of the world's population depends on freshwater from karst aquifers [2]. Also, the environment is subject to natural and anthropogenic changes leading to an increase of imbalance between freshwater supply and needs for a growing population [63]. So, providing efficient models to predict evolutions of water resources constitutes a major challenge for hydrological sciences [18,64]. Otherwise, those models may include, where appropriate, special features about the impacts of change in land use [29,65].

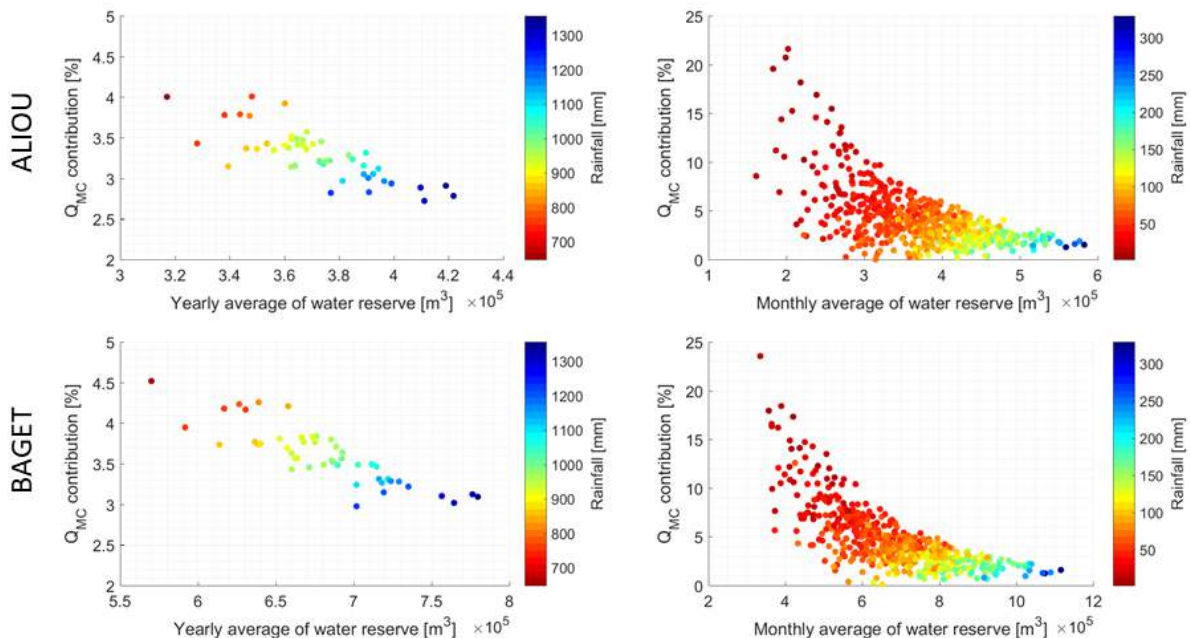


Figure 6 – Contribution of the exchange between reservoir M and reservoir C to the total discharge on the annual scale (left) and the monthly scale (right).

3.2.4 Conclusions

A reservoir model based on KarstMod modeling platform has been applied on two highly karstified watersheds with small recharge area ($\sim 10 \text{ km}^2$) in order to assess the dynamics of internal flow and water levels in the different compartments of the watershed (i.e., Epikarst, Matrix, and Conduit). The modeling has been conducted for two different time steps. Based on this modeling approach, hydrodynamics relationships between reservoirs M and C (representative of the matrix with slow flow and the conduit with fast flow and non-linear behavior, respectively) have been more preferentially explored on the short-term scale (i.e., a rainfall event) and on the long-term scale (i.e., inter-annual scale).

The KarstMod model appeared to be an efficient way to model the internal flow dynamics in highly karstified watersheds and allowed characterizing flux inversions between conduit and matrix over successive rainfall events. The internal flow dynamics highlighted here with a conceptual model appeared to be consistent with results obtained from physically-based approaches and hydrochemical studies [58,61]. Moreover, the estimated volume of water available in the matrix compartment was of the same order of magnitude as the dynamic volume estimated through recession curve analysis [4]. It is estimated that the matrix would contribute up to 25% of the total monthly spring discharge during periods with low rainfall. This contribution would decrease to about 3% when there are important rainfalls. Therefore, the main part of the watershed drainage is operated by reservoir C (i.e., fast flow and nonlinear behavior).

Moreover, long-term trends in water levels have been assessed using the moving average over the shifting horizon method [62]. It is estimated that the mean water level during spring periods decreased by 13.1% for Aliou and 11.3% for Baget. Also, the recharge of the aquifers appears to occur later during the hydrological cycle : recharge has appeared to start in April since the early 1990s, whereas it apparently used to begin in February between 1968 up to the early 1990s. This kind of information can be of major interest for water management and water security, as it gives an overview of recharge processes and gives an estimation of the water volume stored in the aquifer. Also, the KarstMod modeling approach coupled with the MASH analysis can be extended to assess the effects of the climate changes.

Author Contributions : Conceptualization, V.S. ; Methodology, V.S. and D.L. ; Software, N.M. (Naomi Mazzilli) ; Validation, N.M. (Nicolas Massei), N.M. (Naomi Mazzilli) and H.J. ; Formal Analysis, V.S. ; Investigations, V.S. and D.L. ; Resources, V.S. and D.L. ; Data Curation, D.L. ; Writing-Original Draft, V.S. ; Writing-Review & Editing, D.L., N.M. (Nicolas Massei), N.M. (Naomi Mazzilli) and H.J. ; Supervision, D.L.

Funding : This research received no external funding.

Acknowledgments : The authors would like to thank the KARST observatory network (SNO KARST) initiative at the INSU/CNRS, which aims to strengthen knowledge sharing and promote cross-disciplinary research on karst systems at the national scale. We also thank Météo-France for providing rainfall data and BRGM (French geological survey) for providing recent discharge data. We also would like to dedicate this contribution to the memory of Alain Mangin and to his long-term invaluable care of collecting data on these two Pyreneans watersheds.

Conflicts of Interest : The authors declare no conflict of interest.

References

1. Quinif, Y. Karst et évolution des rivières : Le cas de l'Ardenne. *Geodin. Acta* 1999, 12, 267–277.
2. Ford, D. ; Williams, P.D. *Karst Hydrogeology and Geomorphology* ; John Wiley & Sons, Inc. : Hoboken, NJ, USA, 2007 ; ISBN 978-0-470-84996-5.
3. Kiraly, L. Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis Evol. Karst Aquifers* 2003, 1, 26.
4. Mangin, A. Contribution à l'étude Hydrodynamique des Aquifères Karstiques. Ph.D. Thesis, Université de Bourgogne, Dijon, France, 1975.
5. Marsaud, B. Structure et Fonctionnement de la Zone Noyée des Karsts à Partir des Résultats Expérimentaux. Ph.D. Thesis, Université de Paris XI Orsay, Paris, France, 1997.
6. Klimchouk, A. Karst morphogenesis in the epikarstic zone. *Cave Karst Sci.* 1995, 21, 45–50.
7. Batiot, C. ; Emblanch, C. ; Blavoux, B. Total Organic Carbon (TOC) and magnesium (Mg²⁺) : Two complementary tracers of residence time in karstic systems. *Comptes Rendus Geosci.* 2003, 335, 205–214.
8. Emblanch, C. ; Zuppi, G. ; Mudry, J. ; Blavoux, B. ; Batiot, C. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone : The example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *J. Hydrol.* 2003, 279, 262–274.
9. Garry, B. Etude des Processus d'écoulements de la Zone non Saturée Pour la Modélisation des Aquifères Karstiques : Expérimentation Hydrodynamique et Hydrochimique sur les Sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Ph.D. Thesis, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, Avignon, France, 2007.
10. Lastennet, R. Rôle de la Zone non Saturée Dans le Fonctionnement des Aquifères Karstiques. Approche par l'étude Physico-Chimique et Isotopique du Signal D'entrée et des Exutoires du Massif du Ventoux (Vaucluse). Ph.D. Thesis, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, Avignon, France, 1994.
11. Puig, J.-M. Le système Karstique de la Fontaine de Vaucluse. Ph.D. Thesis, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, Avignon, France, 1987.
12. Labat, D. ; Hoang, C.T. ; Masbou, J. ; Mangin, A. ; Tchiguirinskaia, I. ; Lovejoy, S. ; Schertzer, D. Multifractal behavior of long-term karstic discharge fluctuations. *Hydrol. Process.* 2013, 27, 3708–3717.
13. Labat, D. ; Ababou, R. ; Mangin, A. Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus Géosc.* 2002, 334, 551–556.
14. Labat, D. ; Mangin, A. ; Ababou, R. Rainfall–runoff relations for karstic springs : Multifractal analyses. *J. Hydrol.* 2002, 256, 176–195.

15. Labat, D. ; Ababou, R. ; Mangin, A. Introduction of wavelet analyses to rainfall/runoffs relationship for karstic basin : The case of Licq-Atherey karstic system (France). *Ground Water* 2001, 39, 605–615.
16. Ficchi, A. An adaptative Hydrological Model for Multiple Time-Steps : Diagnostics and Improvements Based on Fluxes Consistency. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 2017.
17. Harbaugh, A.W. MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-the Ground-Water Flow Process ; U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16 ; U.S. Geological Survey : Reston, VA, USA, 2005.
18. Hartmann, A. ; Goldscheider, N. ; Wagener, T. ; Lange, J. ; Weiler, M. Karst water resources in a changing world : Review of hydrological modeling approaches. *Rev. Geophys.* 2014, 52, 218–242.
19. Chen, Z. ; Goldscheider, N. Modeling spatially and temporally varied hydraulic behavior of a folded karst system with dominant conduit drainage at catchment scale, Hochifén–Gottesacker, Alps. *J. Hydrol.* 2014, 514, 41–52.
20. Denić-Jukić, V. ; Jukić, D. Composite transfer functions for karst aquifers. *J. Hydrol.* 2003, 274, 80–94.
21. Weiler, M. ; McGlynn, B.L. ; McGuire, K.J. ; McDonnell, J.J. How does rainfall become runoff? A combined tracer and runoff transfer function approach. *Water Resour. Res.* 2003, 39, 1315.
22. Cormary, Y. ; Guilbot, A. Ajustement et réglage des modèles déterministes méthode de calage des paramètres. *La Houille Blanche* 1971, 2, 131–140.
23. Bezes, C. Contribution à la Modélisation des Systèmes Aquifères Karstiques : Établissement du Modèle Berner, Son Application à Quatre Systèmes Karstiques du Midi de la France ; CERGA : Montpellier, France, 1976.
24. Thiéry, D. Logiciel GARDIENA Version 8.2 : Guide d'utilisation ; BRGM : Orléans, France, 2016 ; p. 126, 65 fig., 2ann ; Available online : https://www.brgm.fr/sites/default/brgm/logiciels/gardenia/GARDENIA_v8_2_RP-62797-FR_Notice.pdf (accessed on 18 March 2019).
25. Fleury, P. ; Plagnes, V. ; Bakalowicz, M. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model : Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *J. Hydrol.* 2007, 345, 38–49.
26. Tritz, S. ; Guinot, V. ; Jourde, H. Modelling the behavior of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *J. Hydrol.* 2011, 397, 250–262.
27. Jourde, H. ; Mazzilli, N. ; Lecoq, N. ; Arfib, B. ; Bertin, D. KarstMod : A Generic Modular Reservoir Model Dedicated to Spring Discharge Modeling and Hydrodynamic Analysis in Karst. In *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems ; Environmental Earth Sciences ; Springer : Berlin/Heidelberg, Germany, 2015 ; pp. 339–344. ISBN 978-3-642-17434-6.*
28. Mazzilli, N. ; Guinot, V. ; Jourde, H. ; Lecoq, N. ; Labat, D. ; Arfib, B. ; Baudement, C. ; Danquigny, C. ; Dal Soglio, L. ; Bertin, D. KarstMod : A modelling platform for rainfall—Discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environ. Model. Softw.* 2017.

29. Bittner, D. ; Narany, T.S. ; Kohl, B. ; Disse, M. ; Chiogna, G. Modeling the hydrological impact of land use change in a dolomite-dominated karst system. *J. Hydrol.* 2018, 567, 267–279.
30. Labat, D. ; Masbou, J. ; Beaulieu, E. ; Mangin, A. Scaling behavior of the fluctuations in stream flow at the outlet of karstic watersheds, France. *J. Hydrol.* 2011, 410, 162–168.
31. Mangin, A. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. Hydrol.* 1984, 67, 25–43.
32. Jourde, H. ; Massei, N. ; Mazzilli, N. ; Binet, S. ; Batiot-Guilhe, C. ; Labat, D. ; Steinmann, M. ; Bailly-Comte, V. ; Seidel, J.L. ; Arfib, B. ; et al. SNO KARST : A French Network of Observatories for the Multidisciplinary Study of Critical Zone Processes in Karst Watersheds and Aquifers. *Vadose Zone J.* 2018, 17.
33. Duran, L. Approche Physique, Conceptuelle et Statistique du Fonctionnement Hydrologique d'un Karst sous Couverture. Ph.D. Thesis, Université de Rouen, Rouen, France, 2015.
34. Baudement, C. ; Mazzilli, N. ; Jouvès, J. ; Guglielmi, Y. Groundwater Management of a Highly Dynamic Karst by Assessing Baseflow and Quickflow with a Rainfall-Discharge Model (Dardennes Springs, SE France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2017, 188, 40.
35. Kazakis, N. ; Chalikakis, K. ; Mazzilli, N. ; Ollivier, C. ; Manakos, A. ; Voudouris, K. Management and research strategies of karst aquifers in Greece : Literature overview and exemplification based on hydrodynamic modelling and vulnerability assessment of a strategic karst aquifer. *Sci. Total Environ.* 2018, 643, 592–609.
36. Poulain, A. ; Watlet, A. ; Kaufmann, O. ; Camp, M.V. ; Jourde, H. ; Mazzilli, N. ; Rochez, G. ; Deleu, R. ; Quinif, Y. ; Hallet, V. Assessment of groundwater recharge processes through karst vadose zone by cave percolation monitoring. *Hydrol. Process.* 2018, 32, 2069–2083.
37. Bauer, S. ; Liedl, R. ; Sauter, M. Modeling of karst aquifer genesis : Influence of exchange flow. *Water Resour. Res.* 2003, 39.
38. Labat, D. ; Ababou, R. ; Mangin, A. Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part I : Convolution and spectral analyses. *J. Hydrol.* 2000, 238, 123–148.
39. Labat, D. ; Ababou, R. ; Mangin, A. Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II : Continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *J. Hydrol.* 2000, 238, 149–178.
40. Nash, J.E. ; Sutcliffe, J.V. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *J. Hydrol.* 1970, 10, 282–290.
41. Perrin, C. ; Michel, C. ; Andréassian, V. Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *J. Hydrol.* 2001, 242, 275–301.
42. Charlier, J.-B. ; Bertrand, C. ; Mudry, J. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *J. Hydrol.* 2012, 460–461, 52–64.
43. Hartmann, A. ; Barberá, J.A. ; Lange, J. ; Andreo, B. ; Weiler, M. Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems—Exemplified at a karst spring in Southern Spain. *Adv. Water Resour.* 2013, 54, 149–160.

44. Bennett, N.D. ; Croke, B.F.W. ; Guariso, G. ; Guillaume, J.H.A. ; Hamilton, S.H. ; Jakeman, A.J. ; Marsili-Libelli, S. ; Newham, L.T.H. ; Norton, J.P. ; Perrin, C. ; et al. Characterising performance of environmental models. *Environ. Model. Softw.* 2013, 40, 1–20.
45. Gupta, H.V. ; Kling, H. ; Yilmaz, K.K. ; Martinez, G.F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 2009, 377, 80–91.
46. Blöschl, G. ; Sivapalan, M. Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrol. Process.* 1995, 9, 251–290.
47. Ficchi, A. ; Perrin, C. ; Andréassian, V. Impact of temporal resolution of inputs on hydrological model performance : An analysis based on 2400 flood events. *J. Hydrol.* 2016, 538, 454–470.
48. Wang, Y. ; He, B. ; Takase, K. Effects of temporal resolution on hydrological model parameters and its impact on prediction of river discharge/Effets de la résolution temporelle sur les paramètres d'un modèle hydrologique et impact sur la prévision de l'écoulement en rivière. *Hydrol. Sci. J.* 2009, 54, 886–898.
49. Jothityangkoon, C. ; Sivapalan, M. Temporal scales of rainfall-runoff processes and spatial scaling of flood peaks : Space-time connection through catchment water balance. *Adv. Water Resour.* 2001, 24, 1015–1036.
50. Robinson, J.S. ; Sivapalan, M. An investigation into the physical causes of scaling and heterogeneity of regional flood frequency. *Water Resour. Res.* 1997, 33, 1045–1059.
51. Cholet, C. Fonctionnement Hydrogéologique et Processus de Transport dans les Aquifères Karstiques du Massif du Jura. Ph.D. Thesis, Université de Bourgogne Franche-Comté, Besançon, France, 2017.
52. Goldscheider, N. A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeol. J.* 2008, 16, 1311–1317.
53. Li, G. ; Loper, D.E. ; Kung, R. Contaminant sequestration in karstic aquifers : Experiments and quantification. *Water Resour. Res.* 2008, 44.
54. Mohammadi, Z. ; Gharaat, M.J. ; Field, M. The Effect of Hydraulic Gradient and Pattern of Conduit Systems on Tracing Tests : Bench-Scale Modeling. *Groundwater* 2018.
55. Worthington, S.R.H. ; Soley, R.W.N. Identifying turbulent flow in carbonate aquifers. *J. Hydrol.* 2017, 552, 70–80.
56. Ender, A. ; Goepfert, N. ; Goldscheider, N. Spatial resolution of transport parameters in a subtropical karst conduit system during dry and wet seasons. *Hydrogeol. J.* 2018.
57. Dewaide, L. ; Bonniver, I. ; Rochez, G. ; Hallet, V. Solute transport in heterogeneous karst systems : Dimensioning and estimation of the transport parameters via multi-sampling tracer-tests modelling using the OTIS (One-dimensional Transport with Inflow and Storage) program. *J. Hydrol.* 2016, 534, 567–578.
58. Cholet, C. ; Charlier, J.-B. ; Moussa, R. ; Steinmann, M. ; Denimal, S. Assessing lateral flows and solute transport during floods in a conduit-flow-dominated karst system using the inverse problem for the advection–diffusion equation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2017, 21, 3635–3653.

59. Charlier, J.-B. ; Moussa, R. ; Bailly-Comte, V. ; Danneville, L. ; Desprats, J.-F. ; Ladouche, B. ; Marchandise, A. Use of a flood-routing model to assess lateral flows in a karstic stream : Implications to the hydrogeological functioning of the Grands Causses area (Tarn River, Southern France). *Environ. Earth Sci.* 2015, 74, 7605–7616.
60. Bailly-Comte, V. ; Martin, J.B. ; Jourde, H. ; Sreaton, E.J. ; Pistre, S. ; Langston, A. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *J. Hydrol.* 2010, 386, 55–66.
61. Zhang, Z. ; Chen, X. ; Soulsby, C. Catchment-scale conceptual modelling of water and solute transport in the dual flow system of the karst critical zone. *Hydrol. Process.* 2017, 31, 3421–3436.
62. Anghileri, D. ; Pianosi, F. ; Soncini-Sessa, R. Trend detection in seasonal data : From hydrology to water resources. *J. Hydrol.* 2014, 511, 171–179.
63. De Stefano, L. ; Duncan, J. ; Dinar, S. ; Stahl, K. ; Strzepek, K.M. ; Wolf, A.T. Climate change and the institutional resilience of international river basins. *J. Peace Res.* 2012, 49, 193–209.
64. Wagener, T. ; Sivapalan, M. ; Troch, P.A. ; McGlynn, B.L. ; Harman, C.J. ; Gupta, H.V. ; Kumar, P. ; Rao, P.S.C. ; Basu, N.B. ; Wilson, J.S. The future of hydrology : An evolving science for a changing world. *Water Resour. Res.* 2010, 46.
65. Sarrazin, F. ; Hartmann, A. ; Pianosi, F. ; Wagener, T. V2Karst V1.0 : A parsimonious large-scale integrated vegetation-recharge model to simulate the impact of climate and land cover change in karst regions. *Geosci. Model Dev. Discuss.* 2018, 11, 4933–4964.

Chapitre 4

Analyse multi-échelle des flux internes

Sommaire

| | | |
|------------|--|-----------|
| 4.1 | Caractérisation multi-échelle des signaux hydrologiques | 70 |
| 4.1.1 | Analyses corrélatoires des variations temporelles de débits mesurés à l'exutoire | 70 |
| 4.1.2 | Analyse spectrale des débits mesurés à l'exutoire | 75 |
| 4.1.3 | Analyses en ondelettes des variations de débits à l'exutoire | 76 |
| 4.2 | Description de la dynamique interne des bassins | 80 |
| 4.2.1 | Décomposition de la réponse impulsionnelle du bassin | 80 |
| 4.2.2 | Caractérisation de la dynamique des échanges matrice-conduit | 81 |

Précédemment, la modélisation conceptuelle du fonctionnement hydrodynamique des systèmes Aliou et Baget a mis en évidence une décroissance d'environ 10% à 15% de la réserve en eau dans la matrice au cours des 50 dernières années. Par ailleurs, la contribution annuelle de la matrice à l'écoulement total a été estimée à environ 3%. La dynamique interne du système a été décrite à partir de bilans de masse mensuels et annuels. Un travail complémentaire d'analyse des composantes internes du système doit permettre une meilleure compréhension du fonctionnement global des systèmes karstiques étudiés. Aussi, les critères *NSE*, *BE* et *KGE* ont été utilisés pour calibrer et valider la structure et les paramètres du modèle KarstMod. Ces critères sont des indicateurs au fort potentiel de lissage : une valeur élevée du critère *NSE* (au plus proche de 1 pour une correspondance parfaite) entre deux chroniques permet de dire que le modèle reproduit la chronique mesurée avec une faible erreur relative en moyenne mais n'assure pas nécessairement une restitution correcte tout au long de la chronique. Certaines périodes peuvent être mal reproduites (par exemple, des crues factices à l'étiage). Cette erreur à l'échelle de l'événement (crue sur quelques heures ou quelques jours) est moyennée sur l'ensemble de la chronique (plusieurs années). Cela n'influence donc pas significativement la valeur du critère numérique pour la série complète. De même, l'indicateur *BE* renseigne la qualité du bilan de masse sur l'ensemble de la chronique. Il en ressort qu'un critère numérique (tel que *NSE*, *BE* et *KGE*) calculé sur une longue période peut conduire à un biais d'interprétation sur la capacité du modèle à reproduire le comportement hydrodynamique du système à toutes les échelles.

Dans cette partie il sera étudié plus en détails les caractéristiques multi-échelles des signaux des systèmes étudiés notamment en appliquant des outils d'analyses corrélatoires et spectrales ainsi que des analyses en ondelettes. Ces analyses seront appliquées aux chroniques de débits et aux chroniques de niveaux d'eau dans les réservoirs obtenues par le modèle KarstMod. Un exemple de séries temporelles obtenues avec le modèle KarstMod est reporté en figure 4.1. Concernant les débits à l'exutoire, les analyses s'appliqueront à la fois sur les chroniques mesurées et les chroniques simulées, permettant d'analyser la capacité de la modélisation conceptuelle à reproduire le contenu statistique (corrélation et densité de variance) des chroniques mesurées.

L'objectif général de ces analyses complémentaires est double :

- tester la capacité d'un modèle conceptuel à réservoirs à reproduire les composantes multi-échelle de la dynamique des flux internes ;
- étudier la dynamique multi-échelle des flux internes.

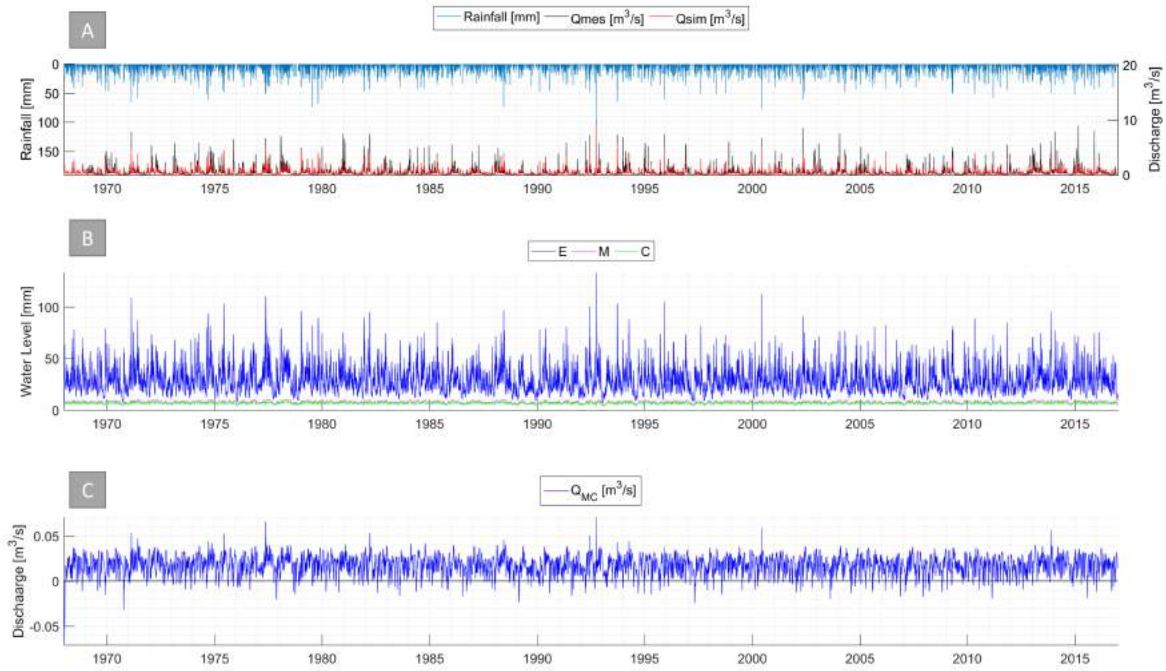


Figure 4.1 – Séries temporelles du modèle KarstMod sur le bassin du Baget au pas de temps journalier : a) précipitations et débits observés et simulés ; b) niveaux d’eau dans les réservoirs E, M et C et c) flux entre les réservoirs M et C. Lorsque $Q_{MC} > 0$, le débit passe du réservoir M à C, sinon le débit passe du réservoir C à M.

4.1 Caractérisation multi-échelle des signaux hydrologiques

4.1.1 Analyses corrélatoires des variations temporelles de débits mesurés à l’exutoire

La **fonction d’autocorrelation** d’une variable aléatoire permet de décrire la structuration de cette variable dans le temps (ou dans l’espace). Elle est définie telle que :

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (4.1)$$

Avec k le décalage temporel, n le nombre de données dans la série temporelle, x_t la valeur de la variable au pas de temps t , \bar{x} la moyenne de la série temporelle. La fonction $C(k)$ est calculée pour $k < n/3$ [Mangin and Andrieu, 1984].

La fonction d’auto-corrélation correspond à la corrélation de cette série avec elle-même décalée dans le temps (ou dans l’espace). En hydrologie, les variables étudiées sont le plus souvent considérées dans le temps. La fonction d’auto-corrélation renseigne sur le degré d’indépendance

de la variable étudiée aux conditions antérieures. Pour un système à mémoire élevée, l'auto-corrélation des débits mesurés à l'exutoire restera élevée aux grandes échelles. A l'inverse, un système sans mémoire sera caractérisé par une auto-corrélation très faible (voire nulle) à petite échelle.

La fonction d'auto-corrélation normalisée (aussi appelée auto-corrélogramme) permet d'estimer l'effet mémoire. Par convention cet effet mémoire correspond à l'échelle de temps pour laquelle l'autocorrélogramme est égal à 0.2 [Mangin and Andrieu, 1984; Eisenlohr et al., 1997]. L'effet mémoire peut aussi être estimé à partir du taux de décroissance de la fonction [Massei et al., 2006a]. Il est à noter que la bonne estimation de l'effet mémoire nécessite que la série temporelle soit suffisamment longue pour pouvoir décrire statistiquement le comportement du système et que la fréquence d'échantillonnage de la série temporelle soit adaptée à la dynamique du système étudié. Par exemple, les bassins fortement karstifiés nécessitent des mesures avec un taux d'échantillonnage infra-journalier [Labat et al., 2013].

La **fonction d'inter-corrélation** ou de corrélation croisée permet de décrire la corrélation de deux séries temporelles décalées dans le temps. Elle est définie telle que :

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x}) - (y_{t+k} - \bar{y}) \quad (4.2)$$

Avec k le décalage temporel, n le nombre de données dans la série temporelle, x_t la valeur de la variable x au pas de temps t , y_{t+k} la valeur de la variable y au pas de temps $t + k$, \bar{x} et \bar{y} les moyennes des deux variables.

Cette fonction renseigne sur la causalité entre deux séries temporelles et permet d'estimer les temps de réponse d'un système. Ce dernier correspond au décalage k observé au maximum de la fonction d'inter-corrélation. La fonction d'inter-corrélation se rapproche de la réponse impulsionnelle du système lorsque le signal d'entrée est aléatoire. Dans ce cas, la fonction d'auto-corrélation du signal d'entrée est proche d'une fonction de Dirac. Il peut être considéré que la pluie répond à ces critères. La fonction d'inter-correlation pluie-débit peut alors être interprétée comme la réponse impulsionnelle du système étudié [Mangin and Andrieu, 1984] et constitue une approximation de l'hydrogramme unitaire.

Dans un premier temps, les auto-corrélogrammes sont calculés pour les débits mesurés et simulés au pas de temps horaire (Figure 4.2 - a, b, c et d). Sur la période de calibration, la pente initiale de l'auto-corrélogramme est bien reproduite. L'effet mémoire des deux systèmes est correctement reproduit avec une erreur inférieure à 12h. Sur la période de validation, l'effet mémoire est correctement reproduit pour Aliou alors que pour le Baget, l'effet mémoire simulé est largement sous estimé (5 jours contre 11 jours). Les valeurs de l'auto-corrélogramme des débits simulés sont majoritairement inférieures à celles de l'auto-corrélogramme des débits mesurés pour les délais supérieurs à l'effet mémoire. L'effet inertiel du signal simulé est moins fort que pour le signal mesuré. Les auto-corrélogrammes des débits mesurés présentent une certaine variabilité, notamment pour l'effet mémoire, entre la période de calibration et la période de validation. Cela peut être la conséquence d'une période de calibration (17544 données consécutives) qui est plus courte que la période de validation (40896 données consécutives), ce qui

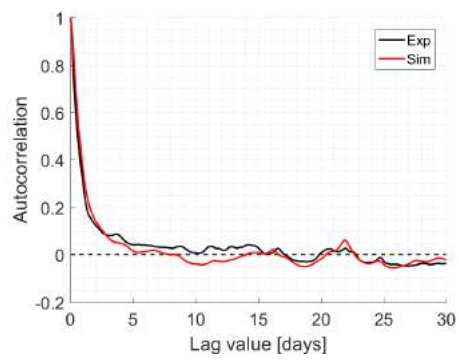
peut constituer un biais dans la représentativité statistique des fonctions étudiées (est ce que la chronique de calibration contient la même information que la chronique de validation ?). Les périodes de calibration et de validation correspondent à des périodes distinctes dans le temps. Un changement de contenu statistique dans les chroniques au cours du temps constitue un marqueur de la non-stationnarité. Cela a déjà été mis en évidence dans les chroniques de débit aux exutoires des systèmes karstiques [Labat et al., 1999a,b; Labat, 2005; Massei et al., 2006a; Charlier et al., 2015a].

Les auto-corrélogrammes sont ensuite calculés de la même manière sur les données journalières (Figure 4.2 - e, f, g et h). Les chroniques sont assez longues pour identifier les tendances inter-annuelles. Les auto-corrélogrammes se caractérisent par des effets mémoire très courts (quelques jours, comme vu précédemment avec les données horaires) et par des pics de corrélation annuels accompagnés d'une anti-corrélation annuelle aussi déphasée de 6 mois (anti-corrélation des débits hiver-été). Il ressort que la calibration du modèle permet de reproduire correctement la cyclicité contenue dans l'auto-corrélogramme. Cela n'est pas observé pour la période de validation, pour laquelle l'auto-corrélogramme des débits simulés ne fait pas ressortir les tendances annuelles. Il ressort alors que l'approche conceptuelle présentée ici ne permet pas de tenir compte des variations dans le contenu statistique.

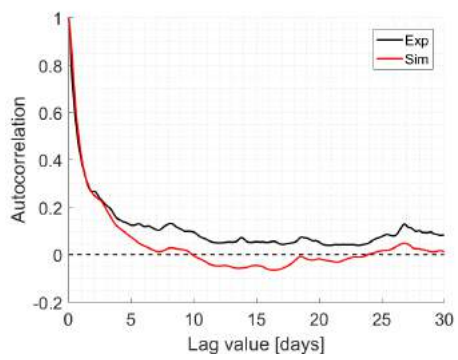
La fonction de corrélation croisée pluie-débit est assez bien reproduite (Figure 4.3). Le pic de corrélation intervient légèrement plus tard dans les séries simulées et la décroissance est moins rapide. C'est la conséquence d'un effet de lissage du modèle : les données simulées présentent une plus grande dépendance aux conditions antérieures. Les fonctions de corrélation croisée présentées ici sont une approximation statistique de la réponse impulsionnelle du système (hydrogramme unitaire). Cette réponse impulsionnelle pourra être déconvoluée avec les chroniques des niveaux d'eau dans les différents réservoirs (E, M et C) et les flux internes obtenus avec KarstMod (cf. section 4.2). Les deux systèmes étudiés présentent des temps de réponse faibles (inférieur à 1 jour), nécessitant un échantillonnage infra-journalier.

La fonction de corrélation croisée pluies-débits au pas horaire présente un pic de corrélation plus fort pour le système d'Aliou que pour le système du Baget (0.4 à 0.5 contre 0.3 à 0.4). Au pas de temps journalier, les pics de corrélations croisées sont plus élevés qu'au pas horaire (0.6 pour Aliou contre 0.5 pour le Baget). Plus la valeur du pic de la fonction de corrélation croisée est forte et plus le système est capable de transférer le signal de pluie. Dans le cas contraire, le système aura tendance à transformer le signal de pluie. Les valeurs des pics observés pour les systèmes d'Aliou et du Baget sont bien supérieures aux valeurs obtenues sur des systèmes plus inertiels : 0.22 pour la source du Toulon [Lorette et al., 2018], 0.19 pour le système d'El Torcal [Padilla and Pulido-Bosch, 1995], 0.23 pour le système de Trifilia [Panagopoulos and Lambrakis, 2006].

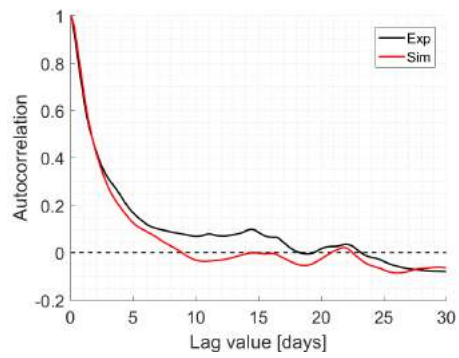
A la suite du pic de corrélation, la décroissance est rapide pour les deux systèmes : 6 à 7 jours pour Aliou et environ 10 jours pour le Baget. La fonction de corrélation croisée montre qu'Aliou est un système caractérisé par une prédominance d'écoulements rapides et des débits de base très faibles caractéristiques des systèmes fortement karstifiés. Les débits de base à l'exutoire du Baget sont légèrement plus soutenus témoignant de l'existence d'une plus grande influence des composantes pouvant retarder les transferts de masses d'eau (des processus d'infiltration plus lents et des écoulements plus importants dans la matrice).



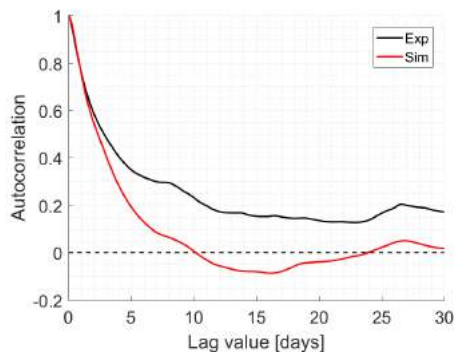
(a) Calibration Aliou [1h]



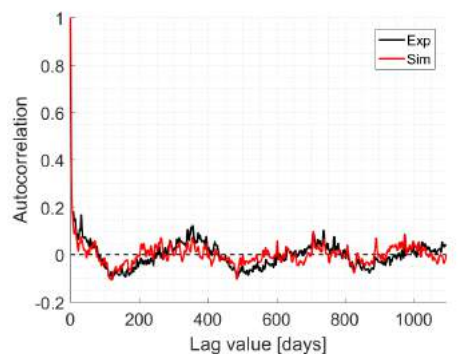
(b) Validation Aliou [1h]



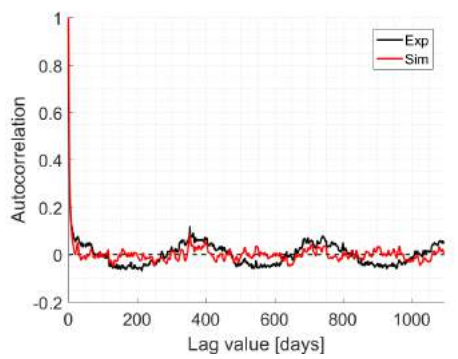
(c) Calibration Baget [1h]



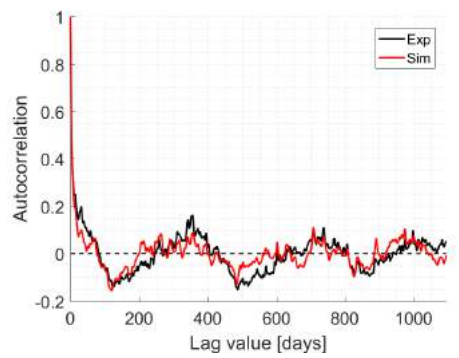
(d) Validation Baget [1h]



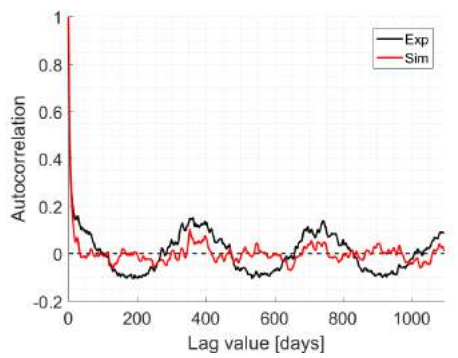
(e) Calibration Aliou [24h]



(f) Validation Aliou [24h]

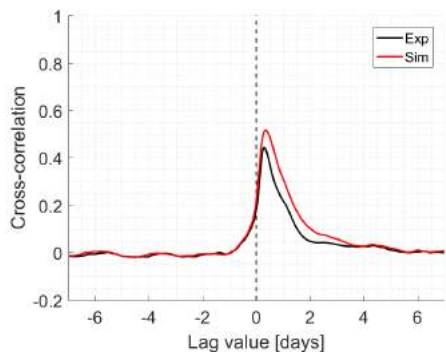


(g) Calibration Baget [24h]

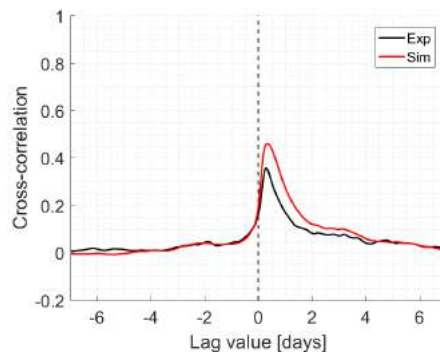


(h) Validation Baget [24h]

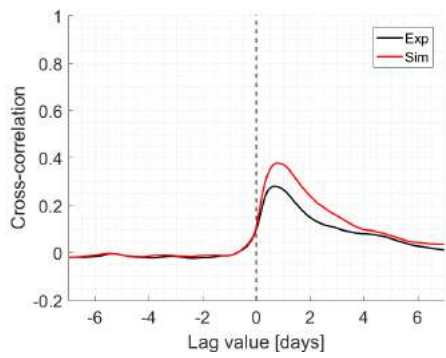
Figure 4.2 – Fonctions d’auto-corrélation des débits journaliers des systèmes Aliou et Baget.



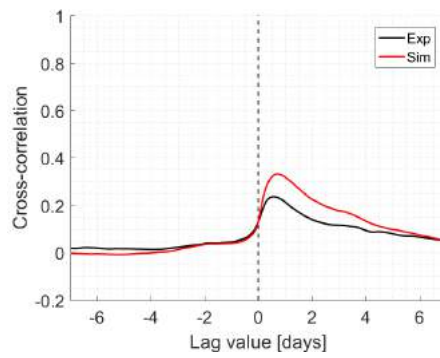
(a) Calibration Aliou [1h]



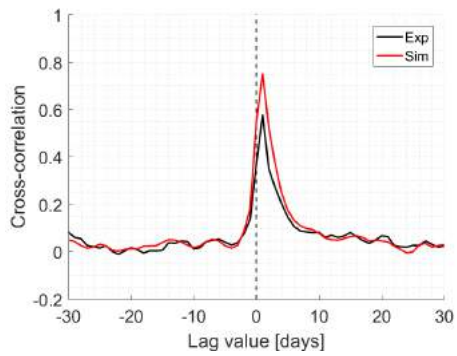
(b) Validation Aliou [1h]



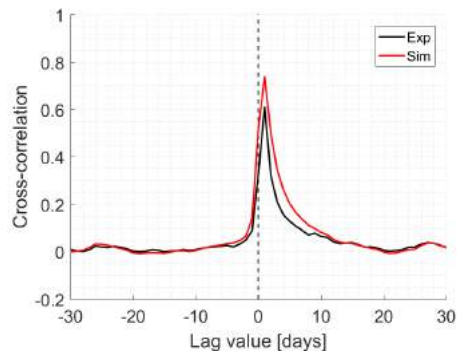
(c) Calibration Baget [1h]



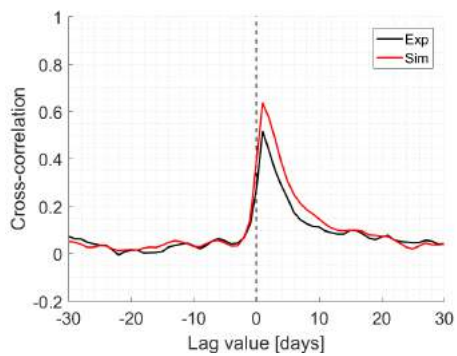
(d) Validation Baget [1h]



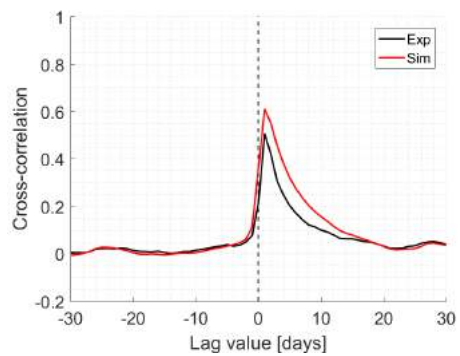
(e) Calibration Aliou [24h]



(f) Validation Aliou [24h]



(g) Calibration Baget [24h]



(h) Validation Baget [24h]

Figure 4.3 – Fonctions de corrélation croisée pluie-débit à l'exutoire

4.1.2 Analyse spectrale des débits mesurés à l'exutoire

Le **spectre de Fourier** d'un signal temporel aléatoire représente la distribution de l'énergie E en fonction de la fréquence ω . Cela revient à établir pour chaque fréquence la part de variance qu'elle apporte dans le signal total. La relation entre l'énergie et la fréquence est le plus souvent de la forme $E = \omega^{-\beta}$ où le coefficient β renseigne sur la nature du processus :

- $\beta > 0$ correspond à un processus aléatoire favorisant les basses fréquences, comme la plupart des signaux géophysiques.
- $\beta = 0$ correspond à un processus aléatoire sans structuration particulière. La distribution d'énergie ne dépend pas de la fréquence ω .

La transformée de Fourier permet de changer un mode de représentation temporel en un mode de représentation fréquentiel. La transformation de Fourier est adaptée pour des signaux stationnaires d'ordre 2, pour lesquels l'invariance par translation des moments mathématiques (espérance et variance) permet de décrire le contenu fréquentiel sans tenir compte de la position dans le temps. Cette transformation devient inadaptée pour l'étude des processus transitoires, pour lesquels l'hypothèse de stationnarité n'est plus vérifiée. Le support infini des fonctions sinusoïdales, utilisées comme fonctions de base de la transformée de Fourier, devient alors un inconvénient.

L'analyse du contenu spectral des débits mesurés et des débits simulés montre une dépendance d'échelle du modèle. Lors de la calibration, le modèle reproduit correctement le contenu fréquentiel pour les basses fréquences (périodes longues) et reproduit assez mal le contenu des échelles à court-terme (inférieures à environ 7 jours). On observe des différences sensibles indiquant que les composantes hautes fréquences des séries simulées sont caractérisées par une variabilité moins importante. Les effets de lissage du modèle constituent un obstacle à la bonne restitution des processus pour les petites échelles. Par ailleurs, le modèle a été calibré avec une fonction pondérée, composée d'un critère NSE et un critère BE . Par définition, ces deux critères tendent à minimiser les erreurs indépendamment des échelles qui composent les signaux mesurés.

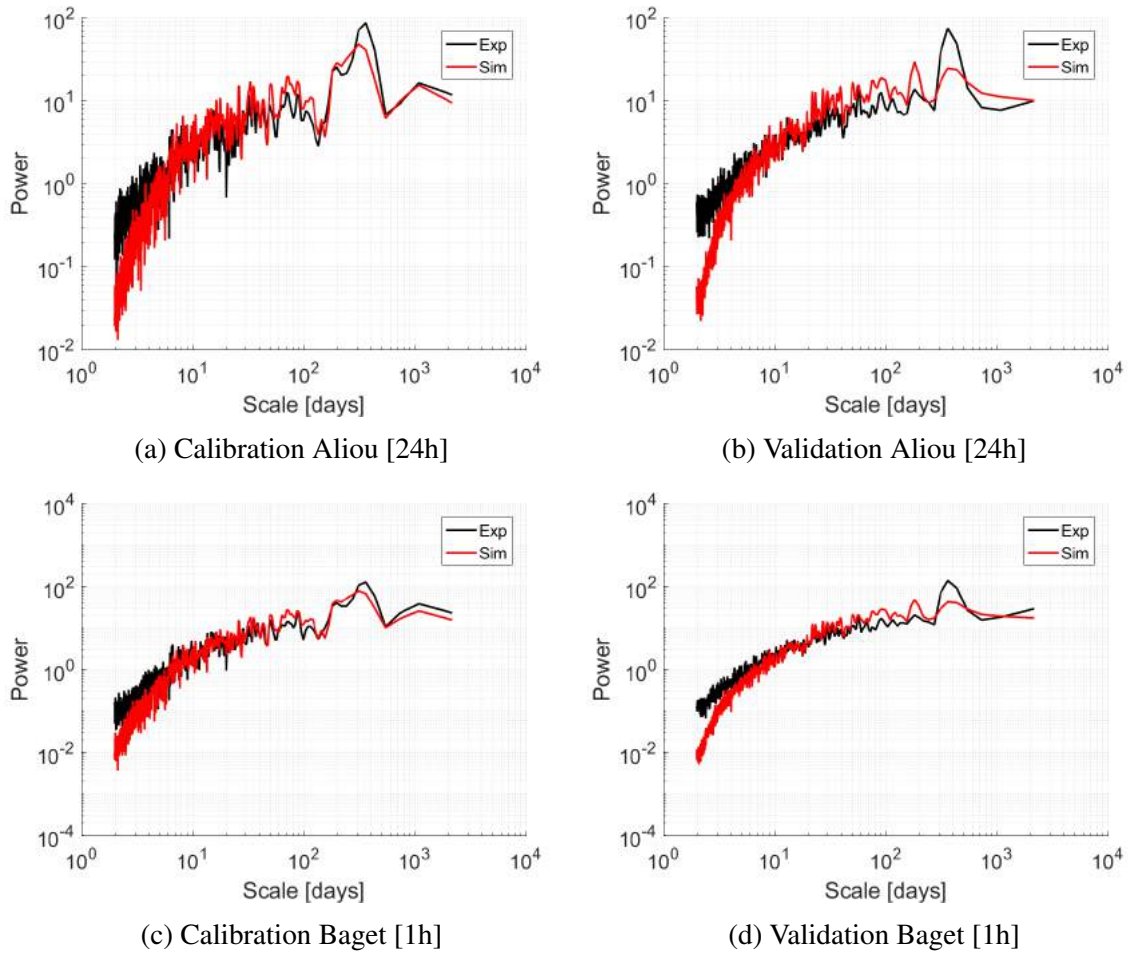


Figure 4.4 – Spectre de fréquence des débits journaliers mesurés et simulés à l'exutoire des systèmes d'Aliou et Baget

4.1.3 Analyses en ondelettes des variations de débits à l'exutoire

La **transformée en ondelette** constitue une méthode d'analyse permettant une représentation de types temps-échelle des processus, grâce à l'utilisation de fonction de base à support fini. La transformée en ondelette continue a été introduite par Grossmann and Morlet [1984]. La méthode consiste à déplacer une ondelette le long du signal en calculant le spectre associé pour chaque position. L'opération est répétée en compressant ou dilatant l'ondelette mère. Cela revient à modifier l'échelle d'observation et à créer un ensemble de représentation "temps-fréquence" ou "temps-échelle" d'un même signal.

Une ondelette mère ψ est transformée en ondelette fille $\psi_{\tau,s}(t)$ par dilatation ou compression de l'ondelette mère, accompagné d'un décalage dans le temps :

$$\psi_{\tau,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (4.3)$$

Avec τ le terme de translation temporelle et s le paramètre d'échelle (taille de l'ondelette). L'analyse en ondelettes consiste ensuite à mesurer la similitude entre le signal étudié et les fonctions de base (ondelettes).

Dans le cas de la transformée en ondelette continue (Continuous Wavelet Transform, CWT), la convolution du signal $x(t)$ avec la fonction ondelette fille (c.-à-d. l'échelle considérée) détermine le coefficient de transformation CWT_x^ψ tel que :

$$CWT_x^\psi = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \cdot \psi_{\tau,s}(t) \cdot dt \quad (4.4)$$

La représentation dans un diagramme 2D du coefficient de transformation en fonction de s et τ est appelé scalogramme.

La transformation en ondelette continue n'étant pas orthogonale [Mallat, 1999] la somme de toutes les composantes du signal ne permet pas de reconstruire correctement le signal décomposé. Dans ce cas, il est préférable d'avoir recours à une analyse multirésolution, pour laquelle la base d'ondelettes est orthogonale. Le signal est décomposé sur une échelle en puissances de deux et permet de décrire la variabilité dans le temps des composantes à chaque échelle. La transformée discrète en ondelettes est définie telle que :

$$\psi_{m,n}\left(\frac{t - \tau}{s}\right) = s_0^{-m/2} \cdot \psi\left(\frac{t - n\tau_0 s_0^m}{s_0^m}\right) \quad (4.5)$$

Avec m et n des entiers contrôlant la dilatation et la translation. Pour reconstruire une échelle en puissance de deux (échelle dyadique) les paramètres sont fixés tels que $s_0 = 1$ et $\tau_0 = 2$ [Mallat, 1989].

La décomposition en ondelettes permet de décomposer le signal sur plusieurs échelles. Cette décomposition est appliquée aux séries de débits mesurés et simulés (Figure 4.5 et annexe A). Le critère *NSE* est calculé pour chacune des échelles. Cela permet de comparer échelle par échelle la qualité des séries simulées vis à vis des séries mesurées (Figure 4.6). Il ressort que les hautes fréquences (petites échelles) ainsi que les composantes annuelles sont moins bien reproduites (le critère *NSE* est plus faible). Cela est en accord avec ce qui a été observé précédemment par analyse spectrale. Cette interprétation est valable aussi bien pour les séries horaires (Figure 4.6 - a et c) que pour les séries journalières (Figure 4.6 - b et d).

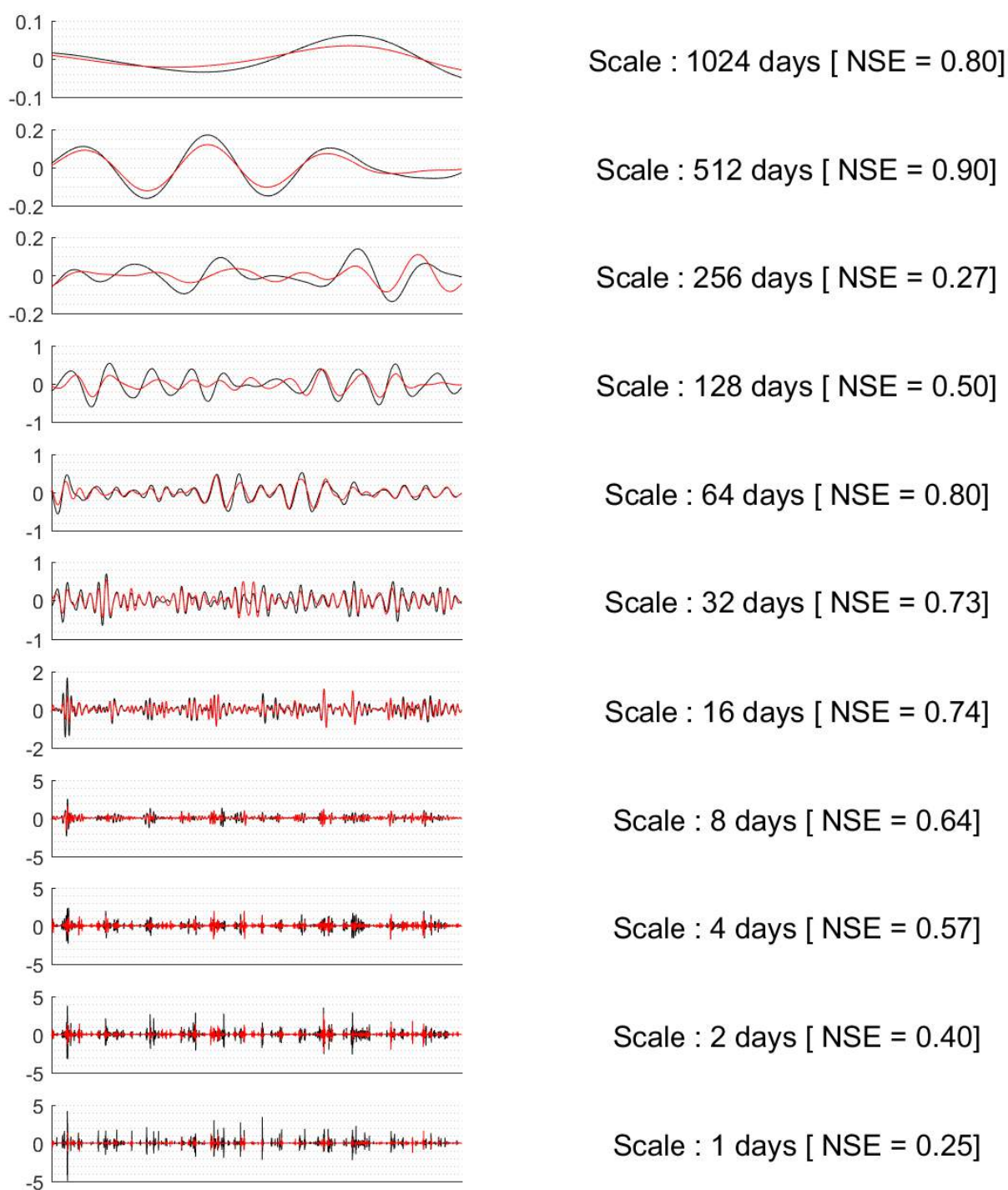
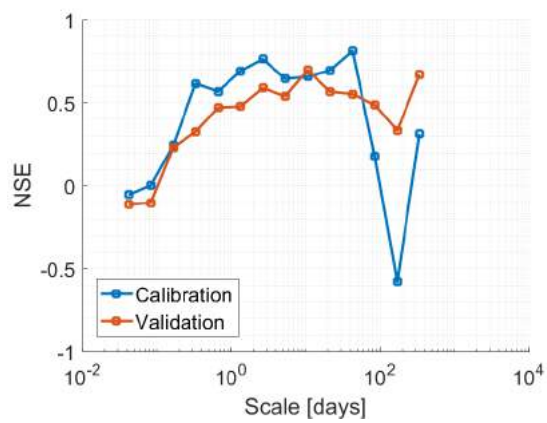
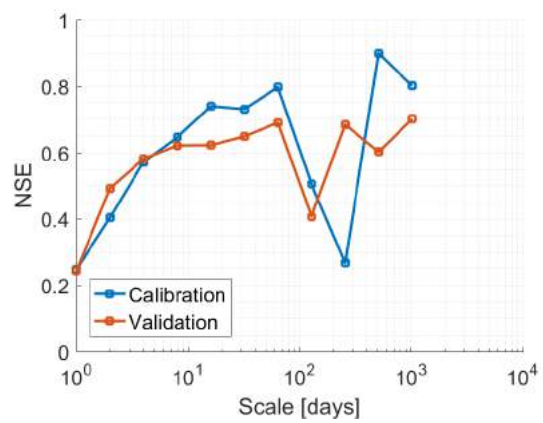


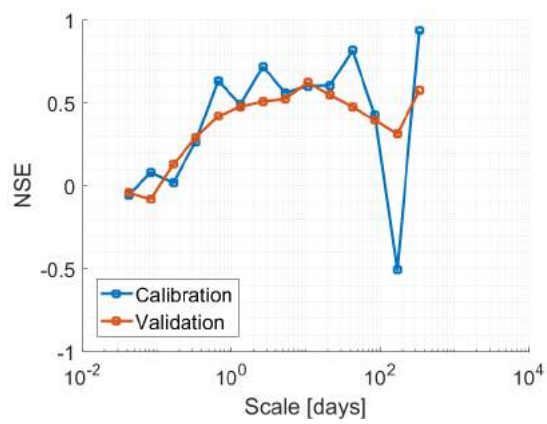
Figure 4.5 – Décomposition en ondelettes orthogonales des débits mesurés (noir) et simulés (rouge) sur la période de calibration pour le système Aliou au pas journalier



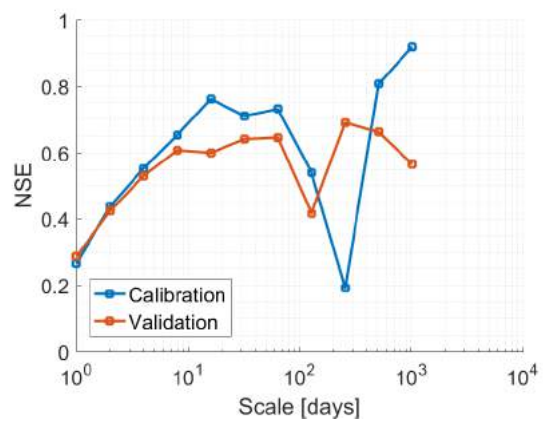
(a) Aliou [1h]



(b) Aliou [24h]



(c) Baget [1h]



(d) Baget [24h]

Figure 4.6 – Critère NSE en fonction de l'échelle de décomposition en ondelette

4.2 Description de la dynamique interne des bassins

Précédemment, différentes méthodes d'analyse des séries temporelles ont été présentées et appliquées à la comparaison du contenu des séries de débits mesurés et simulés. Il ressort de cette analyse préliminaire que la modélisation hydrodynamique avec un modèle conceptuel, tel que KarstMod, permet de reproduire les principales informations contenues dans les chroniques de débits mesurés à l'exutoire des systèmes étudiés. Il existe cependant certaines limitations sur la conformité du contenu des signaux pour les hautes fréquences ainsi que pour les composantes annuelles. Cependant, l'interprétation de la dynamique des flux internes à l'échelle de l'événement présentée par Sivel et al. [2019] montre une certaine cohérence avec des résultats obtenus avec des approches physiques [Cholet et al., 2017; Charlier et al., 2015b] ou des approches conceptuelles [Bailly-Comte et al., 2010; Duran, 2015; Zhang et al., 2017]. Afin d'améliorer la connaissance du fonctionnement des systèmes étudiés, les techniques d'analyse des séries temporelles vont être appliquées aux chroniques de flux internes du modèle.

4.2.1 Décomposition de la réponse impulsionnelle du bassin

La réponse impulsionnelle d'un bassin versant peut être approximée par la fonction d'inter-corrélation pluie-débit [Mangin and Andrieu, 1984] et traduit la transformation de signal (pluie transformée en débit) opérée par le système sans différencier les composantes internes. Afin d'identifier le rôle de chaque compartiment dans la fonction de transfert des bassins étudiés, les fonctions d'inter-corrélation pluie-flux internes sont aussi calculées (Figure 4.7). La réponse impulsionnelle du bassin se décompose alors comme suit :

- la variation du niveau dans le réservoir E présente une forte corrélation croisée (supérieure à 0.8) avec la pluie (1 jour ou 1 heure selon la fréquence d'échantillonnage). Ce compartiment est, par construction du modèle, directement soumis à l'influence de la pluie. La perte de corrélation au premier pas de temps dépend donc uniquement des lois de vidange du réservoir E vers les réservoirs inférieurs (M et C). La décroissance de la fonction d'inter-corrélation est rapide (inférieure à 1 jour - Figure 4.7) témoignant d'une infiltration rapide des eaux vers les réservoirs inférieurs (M et C).
- la variation du niveau d'eau dans le réservoir C présente une dynamique très proche de la dynamique du réservoir E. La loi de vidange entre E et C permet un transit rapide des eaux. La variation de niveau dans le réservoir C est indépendante de la pluie mesurée moins de 24 h avant. La variation dans le réservoir C intègre les arrivées d'eau via Q_{EC} et Q_{MC} et des débits de sortie du système Q_{CS} .
- la variation du niveau dans le réservoir M présente une dynamique plus lente : sur les chroniques journalières le pic de corrélation apparaît à 3 jours contre environ 10 heures sur les chroniques horaires. La variation du niveau d'eau dans le réservoir M intègre elle les arrivées d'eau via Q_{EM} et $-Q_{MC}$.

L'étude des fonctions d'inter-corrélation entre le signal de pluies et les variations de niveaux dans les différents compartiments du modèle met en évidence plusieurs éléments :

1. Le pas d'échantillonnage journalier ne permet pas de saisir convenablement la dynamique interne des bassins Aliou et Baget. Les fonctions d'inter-corrélations montrent un pic de corrélation sur le premier délai. Cela témoigne d'un biais numérique lié à une fréquence d'échantillonnage trop faible. Cela est validé par l'interprétation des fonctions d'inter-corrélation sur les séries horaires : la dynamique du réservoir le plus inerte (M) montre un pic pour un délai de 10 heures et une décroissance rapide. Les composantes internes du modèle répartissent donc les précipitations dans les différents réservoirs en moins de 48 heures.
2. L'analyse présentée ici ne tient compte que des flux entrants et sortants des différents réservoirs. L'analyse n'intègre donc pas l'influence des conditions initiales sur la réponse du système à un événement de pluie (c.-à-d. les niveaux dans les réservoirs E, M et C)

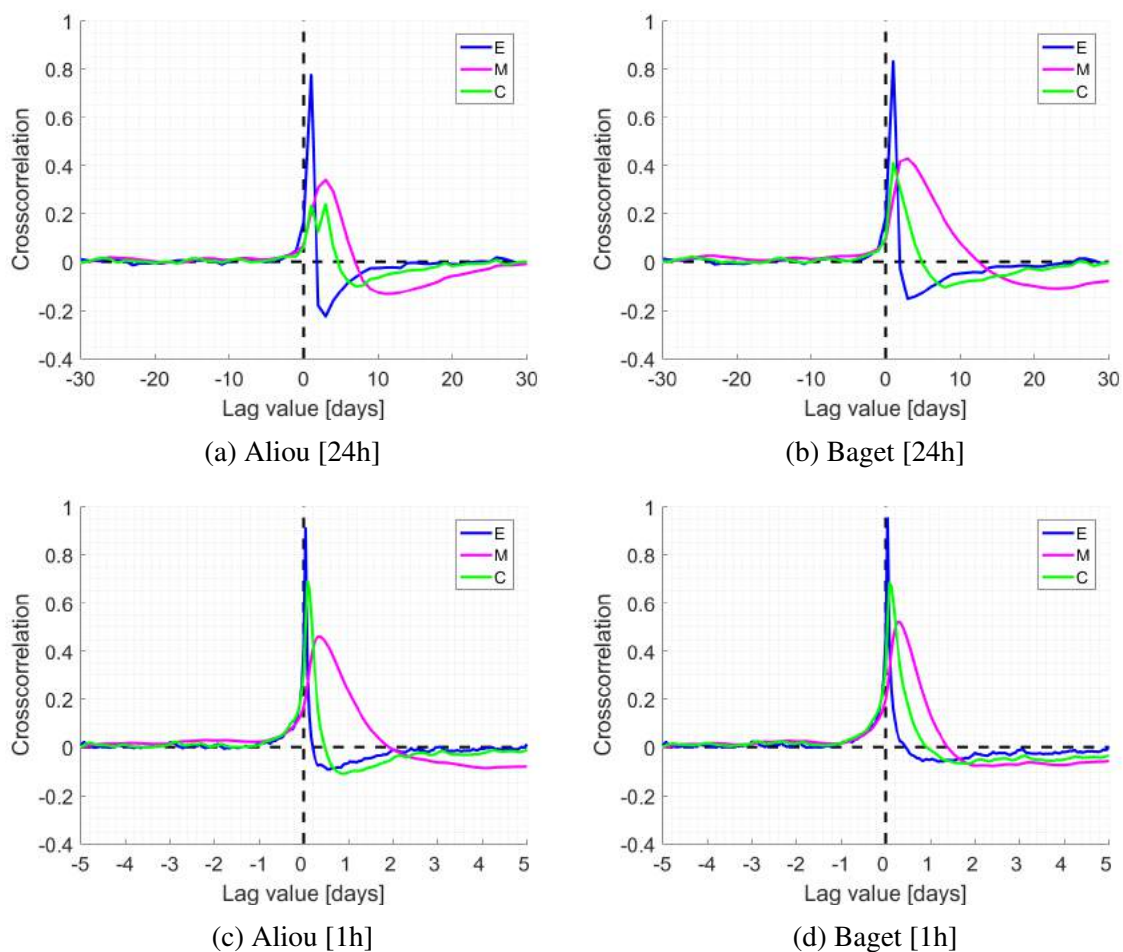


Figure 4.7 – Fonction de corrélation croisée entre la pluie et la variation de niveau d'eau dans les réservoirs du modèle KarstMod

4.2.2 Caractérisation de la dynamique des échanges matrice-conduit

Sivelle et al. [2019] montrent que le modèle KarstMod permet de reproduire la dynamique interne des flux à l'échelle d'un événement (pluie et crue associée) et quantifie la contribution

de la matrice dans l'écoulement total à l'exutoire du système par des bilans de masse mensuels et annuels. Cela constitue une première approche pour caractériser la dynamique des échanges entre les structures de drainage rapide (conduits, fractures) et les structures de drainage lent (matrice).

La fonction d'autocorrélation du débit Q_{MC} présente un effet mémoire d'environ 1 jour pour Aliou et Baget (Figure 4.8 - a). Cela témoigne d'une prédominance de la dynamique à court-terme pour les échange entre les réservoirs M et C. La fonction d'inter-corrélation signal pluie- Q_{MC} (Figure 4.8 - b) présente une forte anti-corrélation (proche de -0.5) pour un délai inférieur à 1 jour. Lors d'un événement de pluies, le niveau dans le réservoir C augmente plus rapidement que dans le réservoir M. Le flux Q_{MC} devient négatif (le flux se dirige du réservoir C vers le réservoir M). Après environ 1 jour, les niveaux dans les réservoirs M et C s'équilibrent. Le réservoir C se vidange alors plus rapidement et le niveau d'eau devient plus haut dans le réservoir M. Le flux Q_{MC} change de sens : le réservoir M alimente le réservoir C. Ainsi, le réservoir M contribue au débit à l'exutoire durant la décrue. La contribution du réservoir M dépend de l'intensité des pluies et des niveaux d'eau dans les différents réservoirs du modèle [Sivelle et al., 2019]. Il est à noter que l'interprétation de l'inter-corrélation entre le signal pluie et Q_{MC} intègre la dynamique des réservoirs M et C puisque, par construction du modèle KarstMod, le signal pluie est réparti entre les réservoirs M et C via le réservoir E. Par ailleurs, l'analyse préliminaire des séries de débits au niveau de l'exutoire au pas horaire ont montré des effets mémoire de l'ordre de quelques jours (1 jour pour Aliou et 4 jours pour le Baget - Figure 4.2).

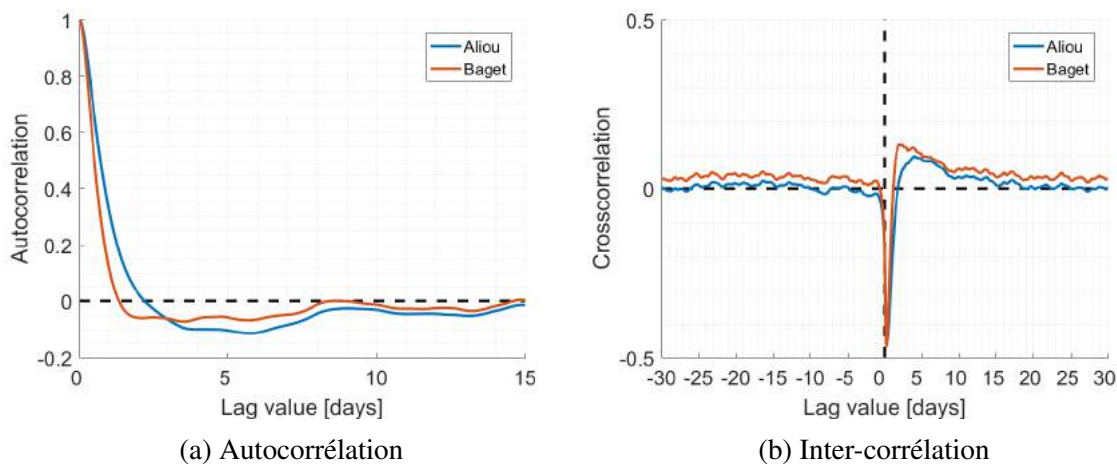


Figure 4.8 – ((a) Fonction d'autocorrélation de Q_{MC} et (b) fonction d'inter-corrélation pluie- Q_{MC}

L'autocorrélation des flux M-C estimée au pas horaire montre que pour le Baget la dynamique des échanges M-C est plus rapide que la dynamique globale du système (1 jour pour Q_{MC} contre 5 jours pour Q_{exp}) alors que pour Aliou les dynamiques sont équivalentes (environ 1 jour pour Q_{MC} et pour Q_{exp}). Il apparaît donc que les échanges M-C sont conditionnés, en majeure partie, par la dynamique du réservoir C. Plus la charge dans C augmente rapidement après une pluie et plus le flux M-C présentera une anti-corrélation forte avec le signal pluie à court terme. Aussi, la dynamique du réservoir M conditionnera la corrélation à moyen terme.

Plus la dynamique du réservoir M est lente plus le flux M-C sera corrélé au signal pluie et la décroissance de la fonction d'inter-corrélation sera faible.

Chapitre 5

Synthèse

Dans cette partie, une modélisation de la relation pluie débit sur les systèmes karstiques d'Aliou et du Baget a été réalisée avec un outil de modélisation dédié à l'étude de la dynamique des écoulements en domaine karstique : KarstMod. La calibration du modèle au pas horaire permet de décrire le fonctionnement général du bassin. Le modèle permet de reproduire la dynamique interne du système et notamment les inversions de flux entre les structures de drainage principal (matérialisé par le réservoir C) et la matrice de la roche encaissante (matérialisé par le réservoir M). Un pic de crue est alors décomposé en trois étapes principales (1) sans apport extérieur d'eau, le conduit draine les réserves en eau de la matrice et assure la majeure partie du débit de base, (2) lorsque un événement de pluie se produit, le niveau d'eau dans le réservoir C augmente plus rapidement que dans le réservoir M, le gradient hydraulique s'inverse et le surplus de pression dans le réservoir C provoque une recharge du réservoir M, (3) après un temps de relax, le niveau d'eau dans le réservoir C diminue plus rapidement que dans le réservoir M, le gradient reprend un sens qui part du réservoir M vers le réservoir C.

Le modèle est ensuite transposé au pas de temps journalier, sur une chronique suffisamment longue pour décrire la variabilité interannuelle et identifier une tendance à long terme. Ici, le modèle est calibré sur 10 ans et validé sur 36 ans. Cela constitue l'une des plus longues chroniques de débits à l'exutoire d'un aquifère karstique. L'étude de l'évolution des niveaux d'eau dans les réservoirs du modèle KarstMod montre une diminution de 10 à 15% des réserves en eau au cours des 40 dernières années.

Toutefois, l'utilisation d'une telle approche de modélisation suppose les hypothèses suivantes :

1. le système est stationnaire : le contenu statistique des chroniques pluie-débit reste invariant au cours du temps. Le modèle décrit alors cette relation par une relation dont les paramètres sont constants au cours du temps (il n'y a pas de variations temporelles de la dynamique des réservoirs). Or, les chroniques de débits à l'exutoire des systèmes karstiques sont souvent caractérisées par une non-stationnarité et les chroniques de pluies peuvent présenter une forte variabilité interannuelle.
2. la calibration du modèle se base sur des critères numériques qui n'intègrent pas la dépendance d'échelle. Les critères numériques tels que le *NSE*, *BE*, *KGE* constituent

des critères à fort potentiel de lissage puisqu'ils sont basés sur une erreur moyenne relative calculée sur l'ensemble des données. La calibration sur une longue période, pouvant contenir des processus non-stationnaires, peut alors constituer un biais dans l'interprétation des résultats.

Une analyse complémentaire des flux obtenus avec le modèle KarstMod a été réalisée afin de tenir compte des éléments précédemment évoqués. Les analyses corrélatoires ont montré une perte d'information du débit simulé au delà de 5 à 10 jours. La composante annuelle est correctement reproduite sur la phase de calibration contrairement à la phase de validation. Les corrélogrammes croisés pluies-débits montrent que le modèle est plus sensible au signal d'entrée pour les délais inférieurs à 5 jours. Cela montre que la transformation du signal par le modèle est moins importante que celle opérée par le système réel pour les petites échelles. Cela se confirme par l'analyse des spectres de Fourier, sur lesquels on observe un écart prononcé sur les données simulées à hautes fréquences. La variabilité à petite échelle dans les chroniques simulées est moins importante que celle sur les chroniques mesurées. Cela peut provenir d'un effet de lissage du modèle, notamment sur les pics de crue, qui sont souvent sous estimés. Enfin, la décomposition en ondelettes orthogonales permet une décomposition multi-échelle des débits à l'exutoire. Il en ressort que toutes les échelles ne sont pas reproduites correctement. Les échelles les mieux reproduites (pour lesquelles le critère NSE est le plus élevé) sont comprises entre 32 et 256 fois la période d'échantillonnage, soit les échelles dyadiques 2^5 et 2^{16} . Cela traduit la mauvaise restitution d'une part des hautes fréquences et d'autre part des composantes annuelles. Il s'agit là de la conséquence de l'hypothèse de stationnarité sous-jacente à l'utilisation d'une telle approche pour la modélisation des relations pluie-débit en domaine karstique.

Par ailleurs, l'étude des flux internes au modèle a permis de décomposer les réponses impulsionnelles (ou hydrogrammes unitaires) des bassins d'Aliou et du Baget et d'identifier la dynamique des différents compartiments du système (épikarst E, matrice M et conduit C). Les systèmes d'Aliou et du Baget présentent des dynamiques internes très rapides. La répartition de la pluie dans les différents réservoirs s'effectue en moins d'un jour, d'où la nécessité d'un monitoring avec une période d'échantillonnage infra-journalière. Par ailleurs, les échanges matrice-conduit présentent aussi une dynamique très rapide avec un pic de corrélation croisée pluie- Q_{MC} à environ -0.5 en moins d'un jour et un second pic entre 2 et 5 jours. Cela témoigne de la forte dépendance des échanges matrice-conduit au signal de pluie.

Troisième partie

Étude des processus de transport dissous en domaine karstique à partir de traçages artificiels

Chapitre 1

Introduction

Des opérations de traçage artificiel sont couramment mises en œuvre en hydrologie karstique pour mettre en évidence le déplacement des masses d'eau souterraine. L'interprétation de ces opérations permet d'obtenir des informations sur les processus de transfert de masse entre un point d'entrée (injection de traçeur) et un point de sortie (restitution du traçeur). Mangin [1975] propose alors l'expression "*système traçage*" pour définir l'ensemble des volumes d'eau sollicités pour le transport du traceur en souterrain. Cela constitue une sous partie du bassin versant. Aussi, le transfert de masse concerne les éléments solides en suspension (transport particulaire) et les éléments dissous dans l'eau (transport dissous). **Dans le cadre de cette thèse, seul le cas spécifique du transport dissous non réactif sera étudié.**

L'une des méthodes les plus couramment utilisée pour interpréter les traçages artificiels en domaine karstique se base sur l'équation d'advection-dispersion (fréquemment notée ADE : *Advection-Dispersion Equation*) introduite par Wang et al. [1987]. La paramétrisation des modèles ADE repose sur l'utilisation de nombres adimensionnels tel que le nombre de Péclet. Il correspond au produit de la longueur d'écoulement et de la vitesse moyenne divisé par la diffusivité. Cela correspond alors approximativement au nombre de Reynolds mais pour un milieu poreux.

La paramétrisation d'un modèle ADE suppose que la vitesse d'écoulement et la dispersivité sont constantes dans le système traçage. Il s'agit d'une condition rarement observée dans les aquifères karstiques qui sont des hydrosystèmes complexes dans lesquels les champs de conductivité hydraulique sont très hétérogènes. Il existe un fort contraste de vitesses entre les écoulements lents dans la matrice rocheuse et les écoulements rapides dans les fractures, les failles et les conduits. La dynamique du transport dissous peut donc être significativement influencée par des variations locales de la vitesse d'écoulement [Ender et al., 2018], par des variations temporelles de conditions aux limites [Duran et al., 2016; Ender et al., 2018] ou encore par des discontinuités dans le réseau de drainage [Hauns et al., 2001; Field and Leij, 2012]. Une paramétrisation correcte d'un modèle ADE suppose alors une bonne connaissance de la structuration des écoulements.

Le sens physique des paramètres d'un modèle ADE peut être remis en question lorsqu'il

est sensé représenter des écoulements en milieux hétérogènes (tels que des massifs karstifiés). Aussi, dans les systèmes où le réseau souterrain n'est pas accessible (investigation spéléologique), il est difficile de fixer correctement la géométrie des écoulements (longueur et section). Cependant, le sens physique des paramètres d'un modèle ADE peut être largement amélioré lorsque le système traçage est divisé en sous-structures (fréquemment appelées *REACH*) où la vitesse et la dispersivité peuvent être considérées comme constantes [Dewaide et al., 2017; Ender et al., 2018; Lauber et al., 2014]. Dans la plupart des cas, ces interprétations sont contraintes par une connaissance de la structure du réseau de drainage mais cela n'est pas forcément le cas pour tous les systèmes.

Dans les cas d'étude où les écoulements souterrains ne peuvent pas être suffisamment contraints par des données de terrains (observations spéléologiques ou données géophysiques), il peut être préférable de s'affranchir des contraintes de calibration d'un modèle physique et privilégier une approche systémique. Ainsi, le système traçage est décrit à partir de ses fonctions d'entrée et de sortie et ne nécessite pas une description de la structuration des axes de drainage. Dans ce cadre précis, une approche fonction de transfert est développée et permet de répondre à deux objectifs principaux :

1. fournir un outil d'interprétation de traçages artificiels permettant de déconvoluer le transport de masse en soluté et partitionner la dynamique des écoulements en s'affranchissant des biais liés au manque d'information sur la structuration interne des massifs karstiques ;
2. étudier l'influence des conditions aux limites sur le transport de masse en soluté dans les systèmes karstiques.

Cette partie abordera, dans un premier temps, le développement méthodologique d'une approche fonction de transfert dédiée à l'interprétation de traçages artificiels en domaine karstique. Ensuite, plusieurs applications de cette approche fonction de transfert seront présentées, notamment pour l'étude de l'influence des variations des conditions aux limites sur le transport de masse en soluté.

Chapitre 2

Développement méthodologique d'une approche fonction de transfert

Sommaire

| | | |
|------------|--|------------|
| 2.1 | Etat de l'art de l'interprétation des traçages en hydrologie karstique . . . | 93 |
| 2.1.1 | Définitions et éléments de théorie | 93 |
| 2.1.2 | Les traceurs artificiels | 94 |
| 2.1.3 | Procédure d'injection | 96 |
| 2.1.4 | Sites d'échantillonnage et méthodes d'échantillonnage | 96 |
| 2.1.5 | Interprétation des opérations de traçage en hydrologie | 97 |
| 2.2 | État de l'art des traçages en génie des procédés | 101 |
| 2.2.1 | Définitions et éléments de théorie | 101 |
| 2.2.2 | Fonction de transfert | 102 |
| 2.2.3 | Modèles de réacteurs chimiques et fonction de transfert associée . . . | 104 |
| 2.3 | Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par l'utilisa- tion d'une fonction de transfert | 106 |
| 2.3.1 | Modèles conceptuels et fonctions de transfert associées | 107 |
| 2.3.2 | Comparaison avec une approche physique | 109 |

2.1 Etat de l'art de l'interprétation des traçages en hydrologie karstique

Une opération de traçage a pour objectif de mettre en évidence le mouvement de masses d'eaux souterraines en observant l'évolution d'un (ou plusieurs) caractère(s) spécifique(s) de l'eau, appelé traceur(s). Il peut s'agir de propriétés physiques (température, conductivité, etc.) ou chimiques (pH, concentration en éléments dissous, signature isotopique, etc.). Ce caractère spécifique permet alors d'identifier les masses d'eau et de quantifier leurs mouvements entre une source et un (ou plusieurs) point(s) d'observation dans l'aquifère. La source peut être artificielle ou naturelle, selon que l'acquisition du (ou des) caractère(s) spécifique(s) observé(s) nécessite ou non une action humaine. C'est sur ce point que se différencient deux grands types de traçages : les traçages naturels et les traçages artificiels.

2.1.1 Définitions et éléments de théorie

Un traçage artificiel est une "*procédure expérimentale visant à rendre apparent et observable le déplacement réel de l'eau souterraine dans un aquifère suivant une (ou des) trajectoires définies entre un point d'origine et un ou plusieurs points de détection, au moyen de traceur artificiel marquant l'eau*" [Castany and Margat, 1977]. Cette approche consiste donc à mettre en évidence les modalités de transport entre deux points d'un aquifère en sollicitant essentiellement les structures principales de drainage. Dans les aquifères karstiques, les écoulements ont lieu principalement dans les conduits karstiques [Worthington, 2003, 2009]. Par conséquent les opérations de traçage artificiel ne sollicitent que les chemins préférentiels d'écoulement et ne sont pas représentatives de l'intégralité de l'aquifère karstique.

Dans l'étude des aquifères karstiques, les traçages peuvent avoir des objectifs différents :

- Un **traçage de reconnaissance** a pour but de déterminer s'il existe ou non une continuité hydraulique entre un point d'injection et un ou plusieurs points de sortie. Cette approche permet de déterminer si un point appartient ou non à un bassin versant. Le résultat est binaire : il y a ou il n'y a pas de connexion entre le point d'injection et la ou les sources.
- Un **traçage de simulation** a pour but de décrire les modalités de transport d'un traceur au sein de l'aquifère. Le plus souvent, l'injection est faite de façon quasi-instantanée, c.-à-d. que le temps d'injection est très faible comparé au temps de résidence moyen. Cela permet d'obtenir en sortie une distribution des temps de séjour correspondant à la réponse impulsionnelle du système (aussi appelée fonction de transfert). Cette approche permet de simuler des scénarios de pollution [Perrin et al., 2004].

Un traceur désigne "*tout caractère spécifique ou toute substance solide d'un corps en mouvement, notamment de l'eau en déplacement, permettant d'identifier et de décrire son mouvement*" [Castany and Margat, 1977]. Les traceurs sont employés dans diverse disciplines afin d'investiguer toute entité ne pouvant pas être directement instrumentée : le corps humain pour les transferts de substances dans le sang [Shiple and Clark, 1972], les réacteurs chimiques pour la transformation de matière à l'échelle industrielle [Levenspiel, 2012; Walas, 2005], le sous-sol

pour les transferts d'éléments contenus dans un fluide, et notamment en hydrologie pour mettre en évidence les mouvements des masses d'eau souterraines. Le choix du traceur constitue une étape importante pour assurer la qualité d'un traçage d'eaux souterraines. Le traceur doit avoir certaines propriétés [Käss, 1994]. En effet, le traceur doit s'intégrer au mieux aux masses d'eau puisque ce sont les mouvements du traceur au sein de l'aquifère qui vont permettre d'interpréter les mouvements de ces masses d'eau.

La qualité d'une opération de traçage artificiel dépend aussi de plusieurs facteurs : la procédure d'injection, la durée de suivi, la fréquence des mesures, la méthode analytique et la méthode d'interprétation. Par conséquent, la mise en place d'une opération de traçage artificiel nécessite un certain nombre d'études préalables.

2.1.2 Les traceurs artificiels

Un traceur idéal est une substance qui n'est pas réactive, qui est absente naturellement mais facilement soluble dans l'eau, facile à détecter quantitativement, non toxique, invisible, peu coûteuse et facile à manipuler [Käss, 1998]. Le traceur idéal n'existe pas, cependant il existe des substances qui s'en rapprochent [Käss, 1994]. En hydrogéologie karstique ce sont essentiellement des traceurs non réactifs qui sont utilisés. Cependant, les traceurs réactifs permettent de simuler le transport d'agents contaminants et sont soumis à des processus tels que l'adsorption, l'oxydation ou le filtrage [Benischke et al., 2007].

Il existe deux types de traceurs artificiels : les substances solubles et les particules. Les principaux traceurs artificiels sont présentés dans le tableau 2.1. Les traceurs les plus fréquemment utilisés en hydrogéologie karstique sont les traceurs fluorescents et les traceurs salins. Les traceurs isotopiques ne seront pas présentés dans le cadre de cette thèse.

Les traceurs fluorescents ne présentent généralement pas de toxicité pour les humains ou pour l'environnement aquatique pour les niveaux de concentration qui sont mesurés dans les opérations de traçages artificiels [Carre et al., 2007]. Selon US EPA (United State Environmental Protection Agency), les traceurs fluorescents peuvent être utilisés sans danger tant que la concentration à l'eau des robinets des consommateurs ne dépasse pas 1 à 2 mg/L pendant 24 heures. Cependant il est rarement fait mention de l'impact de leurs produits de dégradation qui dépend fortement des systèmes et de l'activité des voies de dégradation. La toxicité des traceurs fluorescents et de leurs résidus après dégradation reste assez faible compte tenu des faibles concentrations qui sont observées lors des opérations de traçage dans des karsts de craie par exemple [Gombert et al., 2017].

Chaque traceur présente donc des avantages et des inconvénients et le choix du traceur constitue une étape importante pour assurer la qualité d'un traçage artificiel [Benischke et al., 2007; Goldscheider et al., 2008; Käss, 1994]. Le tableau 2.2 synthétise les principaux avantages et inconvénients des traceurs artificiels les plus couramment utilisés en hydrogéologie karstique.

Le traceur est une substance dont le transport est grandement conditionné par le comportement hydrodynamique du système dans lequel il transite. Tout au long de son transport, le traceur va subir des interactions avec le milieu environnant. Ces interactions se différencient en

| | No. | Tracer | Detection limit ($\mu\text{g/L}$) | Natural background | Toxicology | Analytical interference with | Other specific problems |
|------------------|-----|-------------------|---------------------------------------|--------------------|------------------|------------------------------|--|
| Fluorescent dyes | 1 | Uranine | 10^{-3} | Absent | Safe | 2, 6 | Strong sorption at low pH Very sensitive to light |
| | 2 | Eosin | 10^{-2} | Absent | Safe | 1, 4 | |
| | 3 | Sulforhodamine B | 10^{-2} | Absent | Ecotox. unsafe | 4, 5 | |
| | 4 | Amidorhodamine G | 10^{-2} | Absent | Safe | 2, 3, 5 | |
| | 5 | Rhodamine WT | 10^{-2} | Absent | Genotoxic | 3, 4 | |
| | 6 | Pyranine | 10^{-2} | Absent | Safe | 1, 2 | Not reliable (degradation) |
| | 7 | Naphthionate | 10^{-1} | Absent | Safe | 8, DOC | |
| | | 8 | Tinopal | 10^{-1} | Absent | Safe | 7, DOC |
| Salts | 9 | Sodium | <i>Dependent</i> | High | Safe | – | |
| | 10 | Potassium | <i>on method:</i> | Moderate | Safe | – | |
| | 11 | Lithium | <i>0.1 $\mu\text{g/L}$</i> | Very low | Safe with restr. | – | |
| | 12 | Strontium | <i>to 1 mg/L</i> | Moderate | Safe with restr. | – | Strong sorption |
| | 13 | Chloride | | High | Safe with restr. | – | |
| | 14 | Bromide | | Low | Safe with restr. | – | |
| | 15 | Iodide | | Very low | (Not evaluated) | – | Chemically unstable |
| Particles | 16 | Dyed spores | <i>Detection</i> | Absent | Safe | Natural particles | Not quantitative |
| | 17 | Microspheres | <i>of single</i> | Absent | Safe | Natural particles | Time-consuming analysis |
| | 18 | Specific bacteria | <i>particles</i> | Absent | (Not evaluated) | (Other bacteria) | Time-consuming analysis |
| | 19 | Bacteriophages | | Absent | (Not evaluated) | – | Time-consuming analysis |

Tableau 2.1 – Propriétés des traceurs les plus courants en hydrogéologie karstique. Les limites de détections constituent un ordre de grandeur et sont valides pour des eaux claires et un fluo-rimètre récent. Les limites de détection dépendent de la méthode analytique. La toxicologie se base sur les travaux de Behrens et al. [2001] [Benischke et al., 2007]

| Type | Avantages | Inconvénients |
|--|--|--|
| Traçeurs fluorescents | Adsorption souvent faible, Bruit de fond naturel souvent faible, Limite de détection basse, Généralement bonne solubilité à l'eau, Le plus souvent sans impact sur le milieu naturel, Faible coût d'achat et d'analyse. | Ne se comporte pas exactement comme l'eau, La plupart perdent leur caractère fluorescent en présence d'oxydants puissants (chlore notamment) ou lors d'exposition à la lumière (UV principalement), Sensibles à certains paramètres (pH principalement). |
| Traçeurs salins | Se dégradent peu dans le milieu naturel, Faible adsorption pour les anions, Généralement bonne solubilité à l'eau, Le plus souvent sans impact sur le milieu naturel, Faible coût d'achat et d'analyse, Invisibles et stables à la lumière. | Ne se comportent pas exactement comme l'eau, Phénomènes d'adsorption souvent importants (cations), Bruit de fond naturel élevé et variable, Limites de détection assez fortes. |
| Tensioactifs, Colorants alimentaires, Composés aromatiques | Bruit de fond assez faible, Se dégradent peu dans le milieu naturel, Généralement bonne solubilité à l'eau, Le plus souvent sans impact sur le milieu naturel, Faible coût d'achat et d'analyse. | Ne se comportent pas exactement comme l'eau, Phénomènes d'adsorption souvent importants, Limites de détection très forte. |
| Spores | Facile à détecter au microscope | Echantillonnage cumulatif ne permettant pas de décrire fidèlement la restitution Phénomènes d'adsorption souvent importants |
| Microsphères fluorescentes | Assez facile à analyser | |
| Bactéries | Simulation du transport des agents pathogènes | Manipulation délicate, coût des analyses élevé |
| Bactériophages | Bon comportement dans le milieu souterrain (préférable aux bactéries), Absence de toxicité pour le milieu aquatique et l'homme, Seuil de détections assez bas | Manipulations délicates et très spécifiques faites dans des instituts spécialisés, Coûts analytiques élevés |

Tableau 2.2 – Avantages et inconvénients des divers traceurs utilisés en hydrologie, modifié d'après Dörfliiger et al. [2010a]

trois classes selon la nature des éléments qui interagissent [Molinari, 1976] :

- Substance de l'eau - Substance
- Substance - Substance
- Substance - Biomasse

L'importance de ces interactions dépend de la nature du traceur : l'uranine et le Tinopal peuvent être sujets à la sorption, la pyranine se dégrade en fonction du pH [Zhu et al., 2005] et l'éosine est très sensible à la lumière. Le choix du traceur doit donc tenir compte des objectifs de l'étude et des spécificités du système étudié (chimie des eaux, lithologie des roches, temps de transit).

2.1.3 Procédure d'injection

Le choix du point d'injection conditionne la validité de l'hypothèse de base pour l'interprétation des traçages artificiels : l'injection doit être " *instantanée* ". Il est préférable de choisir des points privilégiés d'accès au système de drainage. Dans les aquifère karstiques, les pertes et les gouffres constituent des zones d'infiltration préférentielles permettant un transfert rapide entre la surface et le réseau de drainage souterrain. Ces points particuliers peuvent être utilisés comme point d'injection [Cholet, 2017; Dewaide et al., 2017; Duran et al., 2016; Joodi et al., 2010; Labat and Mangin, 2015; Massei et al., 2006b]. En l'absence d'écoulement naturel, pendant des périodes de basses-eaux notamment, l'injection d'un traceur nécessite un apport d'eau conséquent concomitant. L'eau doit être injectée avant l'injection du traceur pour amorcer un écoulement souterrain, pendant l'injection pour entraîner le traceur puis après pour entraîner le traceur vers la zone noyée. Le débit d'eau injecté doit rester constant tout au long de l'opération. Ce genre d'opération peut mobiliser de grands volumes d'eau mais est nécessaire pour investiguer les systèmes karstiques notamment en périodes d'étiage.

2.1.4 Sites d'échantillonnage et méthodes d'échantillonnage

Le choix du site d'échantillonnage et de la technique d'échantillonnage nécessite quelques études préalables. La connexion entre le point d'injection et le (ou les) site(s) d'échantillonnage est préalablement mise en évidence par un traçage de reconnaissance. Pour une même opération de traçage, avec une injection en un point particulier du système, plusieurs sites peuvent être échantillonnés [Cholet, 2017; Dewaide et al., 2017, 2016]. Cela permet alors de décomposer le système traçage en plusieurs sous-systèmes successifs ou en parallèle au cours du transport du traceur.

Il existe trois méthodes d'échantillonnage :

- **Échantillonnage intégratif** : les échantillons correspondent à une accumulation de traceur tout au long de la restitution. Ce type d'échantillonnage est plus couramment utilisé pour les traceurs particuliers tels que du charbon actif ou des micro-résines [Close et al., 2002; Käss, 1994]

- **Échantillonnage discret** : des échantillons d'eau sont prélevés à intervalle de temps réguliers et analysés en laboratoire pour en déterminer la concentration. Il est ensuite possible de reconstruire la courbe de restitution à partir ces mesures de concentration. La qualité de la courbe de restitution sera d'autant meilleure que la fréquence d'échantillonnage est grande. Toutefois, une résolution trop fine nécessite un grand nombre d'analyses pouvant entraîner des coûts importants.
- **Échantillonnage continu** : une mesure continue peut être obtenue avec un fluorimètre de terrain [Schnegg, 2002; Poulain et al., 2017], une électrode spécifique ou une sonde de conductivité reliée à une centrale d'acquisition. Il s'agit alors d'une mesure indirecte qui devra être calibrée avec des échantillons analysés en laboratoire pour faire le lien entre la propriété mesurée et la concentration en traceur. Cela permet d'enregistrer une chronique à plus haute fréquence ou d'intégrer plusieurs mesures par intervalle de temps.

2.1.5 Interprétation des opérations de traçage en hydrologie

Une opération de traçage artificiel permet d'analyser le temps de transit d'un traceur artificiel dans un système karstique entre un point d'injection et un (ou plusieurs) point(s) de restitution. Cela consiste à injecter une quantité connue de traceur et à analyser la courbe de restitution du traceur, au niveau du (ou des) point(s) instrumenté(s).

| Propriété physique | Définition |
|------------------------|---|
| Convection | Transport de matière lors du déplacement d'un fluide. |
| Dispersion cinématique | L'eau circulant à des vitesses différentes suivant les points de l'aquifère, la matière va se disperser dans la masse d'eau. C'est le nombre de Péclet qui permet de rendre compte de ce phénomène. |
| Diffusion moléculaire | L'agitation moléculaire tend à équilibrer les concentrations dans l'eau en fonction des gradients de concentration (Loi de Fick) |
| Adsorption | La matière est retenue sur des éléments solides. |

Tableau 2.3 – Phénomènes physiques régissant le transport dissous dans un aquifère

Le transfert de traceur dans un système est régi par plusieurs phénomènes détaillés dans le tableau 2.3. Dans un aquifère karstique, il n'est pas chose aisée d'identifier la contribution relative de chacun de ces phénomènes. Les aquifères karstiques sont fortement hétérogènes : les champs de perméabilité sont très contrastés entre les porosités matricielle, fissurale et de conduite. Cela conduit à de fortes variations dans les modalités de transport : des écoulements lents dans une matrice rocheuse ne sont pas régis par la même physique que des écoulements turbulents confinés ou à surface libre dans le système de drainage principal. La structure de drainage sollicitée par le transport du traceur est assimilée à un système qui est étudié via les fonctions d'entrée et de sortie, communément appelé "*système traçage*" [Mangin, 1975]. Il représente uniquement les structures par lesquelles le traceur à transité, et n'est pas représentatif de la totalité de l'aquifère.

2.1.5.1 Courbe de restitution

Si une masse de traceur est injectée instantanément à l'entrée du système traçage, toutes les particules de traceur ne vont pas atteindre le point de sortie en même temps. En pratique, les temps de transit sont déterminés à partir de la courbe de restitution du traceur. Si une masse de traceur, notée M , est introduite dans le système à instant $t = 0$, alors la concentration à la sortie va être une fonction du temps, notée C_{sortie} . Après un temps infini et en raison de la conservation des masses on obtient :

$$M = \int_{t=0}^{t=\infty} C_{sortie}(t) \cdot Q(t) \cdot dt \quad (2.1)$$

Avec $C(t)$ la concentration en fonction du temps à la sortie du système [g/m^3], M la masse de traceur injectée [g] et $Q(t)$ le débit à l'exutoire du système étudié [m^3/s].

La courbe de restitution permet d'obtenir certaines informations sur le transport du traceur dans le système traçage (tableau 2.4). Le calcul des vitesses se base sur la distance linéaire la plus probable, notée L . Cette longueur intègre de nombreux critères structuraux et énergétiques [Collon et al., 2017; Jouvès et al., 2017]. Le taux de restitution permet d'identifier de potentielles "pertes" de traceur dans le système. Un taux de restitution bas peut témoigner d'un piégeage de traceur dans une zone d'eau morte ou bien l'existence de multiples chemins de drainage. Au contraire, un fort taux de restitution témoigne généralement d'une bonne connexion hydrologique entre le point d'injection et le point de restitution. Cela est assez souvent observé pour des traçages réalisés dans des systèmes hautement karstifiés sur des distances assez courtes (de l'ordre du kilomètre) [Massei et al., 2006b; Labat and Mangin, 2015; Duran et al., 2016].

2.1.5.2 Distribution des temps de séjour

L'évolution dans le temps de la concentration permet de construire la Distribution des Temps de Séjour (DTS). Elle décrit le transit du traceur dans le système traçage et correspond à la densité de probabilité du temps de transit des particules. En d'autres termes, la DTS permet de quantifier la probabilité pour une particule de rester dans le système traçage pendant un temps donné. La DTS correspond à la normalisation à 1 de la courbe de concentration $C_{sortie}(t)$.

En l'absence de zone morte dans le système traçage, la DTS, notée $E(t)$, est définie par :

$$E(t) = \frac{C(t) \cdot Q(t)}{\int_{t=0}^{t=\infty} C(t) \cdot Q(t) \cdot dt} \text{ avec } \int_{t=0}^{t=\infty} E(t) \cdot dt = 1 \quad (2.2)$$

A noter que le changement de variable opéré ici consiste à transformer une concentration exprimée en [g/m^3] en une nouvelle variable E exprimée un inverse du temps (figure 2.1).

| Paramètres | Equations |
|------------------------------------|---|
| Temps de transit | $t_1 = t(C_{sortie} > 0)$ |
| Volume apparent du système traçage | $V_{app} = \int_{t_0}^{t_1} Q(t).dt$ |
| Vitesse de transit | $v = L/t_1$ |
| Temps de disparition | $t_2 = t(C_{sortie} = 0)$ |
| Durée de la restitution | $t_r = t_2 - t_1$ |
| Temps modal | $t_m = t[C_{sortie} = \max(C_{sortie})]$ |
| Concentration moyenne | $C_{moy} = \int_{t_1}^{t_2} \frac{C_{sortie}(t).dt}{t_r}$ |
| Masse restituée | $M_r = \int_{t_1}^{t_2} Q(t).C_{sortie}.dt$ |
| Taux de restitution | $R = \frac{M_{restitue}}{M_{injecte}} * 100$ |

Tableau 2.4 – Principaux paramètres calculés à partir de la courbe de restitution

$$E(t) = \frac{C}{M/Q_m} = \frac{g/m^3}{g/(m^3/s)} = [s^{-1}] \quad (2.3)$$

Avec C la concentration en $[g/m^3]$, M la masse de traceur restituée $[g]$ et Q_m le débit moyen en cours de restitution du traceur $[m^3/s]$.

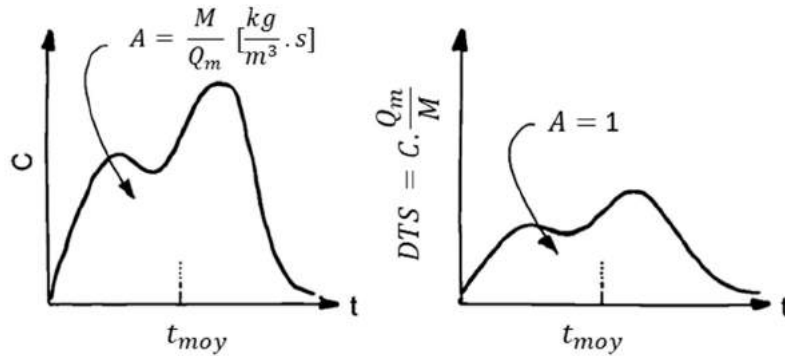


Figure 2.1 – Transformation d’une courbe de restitution expérimentale en DTS [Levenspiel, 2012]

Si le traceur est injecté instantanément, alors la DTS correspond à la réponse impulsionnelle du système traçage (figure 2.2). Le signal d’entrée correspond alors à un signal de Dirac. La réponse impulsionnelle est aussi appelée « fonction de transfert ».

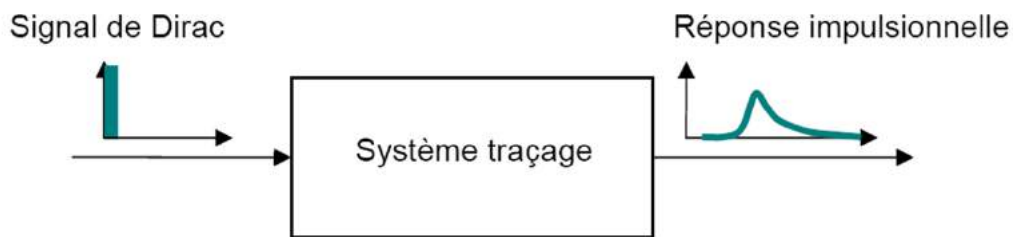


Figure 2.2 – Approche systémique des traçages artificiels [Dörfliger et al., 2010b]

Lorsque le débit est constant tout au long de la restitution du traceur la DTS, notée $E(t)$, peut être définie par :

$$E(t) = \frac{C(t)}{\int_{t=0}^{t=\infty} C(t).dt} \quad (2.4)$$

La DTS apporte des informations complémentaires sur les modalités de transport dans un système traçage (tableau 2.5).

| Paramètre | Equation |
|------------------------------|--|
| Temps de séjour moyen | $t_{moyen} = \int_{t=0}^{y=\infty} t.E(t).dt$ |
| Vitesse moyenne de transit | $V_{moyenne} = L * \int_{t=0}^{t=\infty} .E(t).dt$ |
| Vitesse apparente de transit | $V_{apparente} = L/t_{moyen}$ |

Tableau 2.5 – Paramètres calculés à partir de la DTS

La vitesse moyenne de transit $V_{moyenne}$ prend en compte tous les phénomènes physiques pouvant impacter le transport du traceur au cours de son parcours dans le système traçage : diffusion, dispersion, turbulence, adsorption-désorption. Par opposition, la vitesse apparente $V_{apparente}$ ne prend en compte que le phénomène d'advection puisqu'elle correspond à la vitesse de déplacement du nuage de traceur, sans tenir compte de la répartition statistique des particules de traceur.

2.2 État de l'art des traçages en génie des procédés

2.2.1 Définitions et éléments de théorie

Le **génie des procédés** étudie les phénomènes de transport et de transformation de la matière pour appliquer les principes de chimie physique à l'échelle industrielle. Les transformations de matière se font dans des enceintes dimensionnées à cet effet : les réacteurs chimiques. Ces derniers sont dimensionnés afin d'optimiser l'interaction entre les processus physiques et les réactions chimiques et doivent répondre à des critères de performance. Les opérations de traçage sont alors un bon moyen de tester la performance de ces réacteurs chimiques.

Un **réacteur chimique** est une enceinte (ou récipient) permettant la réalisation et l'optimisation des réactions chimiques et des procédés de transformation de la matière. Cette transformation peut être modélisée par une approche systémique qui consiste à étudier le réacteur à partir des fonctions d'entrée et de sortie.

Nous avons vu précédemment les éléments théoriques de base pour l'interprétation d'une courbe des restitutions et la DTS associée en hydrogéologie. A ce stade, quelques précisions doivent être apportées en se basant sur les connaissances disponibles dans le domaine du génie des procédés.

Dans la littérature liée au génie des procédés, la courbe de restitution est le plus souvent notée

$C(t)$ et la DTS est notée $E(t)$. Les méthodes de calcul pour passer de la courbe de concentration $C(t)$ et la DTS $E(t)$ sont identiques celles présentées précédemment.

Si une masse de traceur M est injectée dans un réacteur, l'aire théorique sous la courbe de restitution $C = f(t)$ est :

$$A_{theorique} = \frac{M}{Q_m} \left[\frac{kg}{m^3/s} \right] \quad (2.5)$$

Avec M la masse de traceur injectée [g] et Q_m le débit moyen en cours de restitution du traceur.

2.2.2 Fonction de transfert

La réponse d'un système à un essai de traçage est exprimée comme un bilan de masse non stationnaire sous forme d'équations différentielles linéaires à coefficients constants qui relient une fonction d'entrée $C_{entre}(t)$ à une fonction de sortie $C_{sortie}(t)$ [Walas, 2005]. La forme générale de ces équations est :

$$\sum_0^n a_n \frac{d^n C_{sortie}}{dt^n} = C_{entre} \quad (2.6)$$

Avec dt le pas de temps et n le paramètre de distribution de la loi d'Erlang. Il s'agit de l'expression généralisée d'une distribution suivant une loi exponentielle lorsque $n = 1$ ou gamma lorsque n n'est pas un entier. La loi exponentielle modélise la durée de vie d'un phénomène constant : la probabilité qu'un phénomène s'observe au moins $s + t$ heures sachant qu'il a déjà été observé t heures est la même que la probabilité de l'observer t heures à partir de l'initialisation du phénomène. Cette loi de probabilité est adaptée à la description des temps de résidence d'un élément soluble dans un système stationnaire puisque que la probabilité du temps de transit d'une particule ne dépend pas du temps qu'elle a déjà passé dans le système. Ainsi, la loi exponentielle est fréquemment utilisée pour modéliser la DTS dans les réacteurs parfaitement mélangés (concentration homogène) et stationnaires (débit constant).

A tout instant t le bilan de masse s'exprime de la manière suivante :

$$injection + source = restitution + perte + accumulation \quad (2.7)$$

Avec :

- *injection* la masse de matière injectée pour le traçage,
- *source* la masse de traceur présente dans le système ayant une autre origine que l'opération de traçage,
- *restitution* la masse de matière restituée à la sortie du système,

- *perte* la masse de matière qui sort du système par une autre sortie que celle instrumentée,
- *accumulation* la masse de matière piégée dans les zones mortes du système.

La transformation de signal entre l'injection et la restitution peut être décrite par une **fonction de transfert**, notée $H(p)$, telle que :

$$H(p) = \frac{C_{sortie}(p)}{C_{entree}(p)} \quad (2.8)$$

Avec $H(p)$ la fonction de transfert, $C_{entree}(p)$ la transformée de Laplace de la fonction d'entrée (injection), $C_{sortie}(p)$ la transformée de Laplace de la fonction de sortie (restitution) et p la variable complexe dans le plan de Laplace.

La fonction de transfert d'un système est donc définie comme étant le ratio des signaux sortie/entrée dans le plan de Laplace. L'expression générale de la transformée de Laplace $F(p)$ d'une fonction $f(t)$ exprimée dans le domaine temporel est :

$$F(p) = \mathcal{L} \{f(t)\} = \int_{0^-}^{+\infty} e^{-p.t} . f(t) . dt \quad (2.9)$$

Avec $f(t)$ une variable fonction du temps exprimée dans le domaine temporel, \mathcal{L} l'opérateur désignant la transformation de Laplace, $F(p)$ la transformée de Laplace de la variable $f(t)$ et p la variable complexe dans le plan de Laplace.

Il est possible d'inverser la transformation pour exprimer dans le domaine temporel une fonction connue dans le plan de Laplace. L'inversion s'effectue par le calcul d'une intégrale dans le plan de Laplace via la formule de Mellin :

$$F(p) = \mathcal{L}^{-1} \{F(p)\} = \frac{1}{2.\pi.i} \lim_{T \rightarrow \infty} \int_{y-iT}^{y+iT} e^{p.t} . F(p) \quad (2.10)$$

Avec \mathcal{L}^{-1} l'opérateur désignant l'inversion de la transformée de Laplace

L'identification d'un système avec une approche fonction de transfert peut être approximée par opération de traçage lorsque l'injection est suffisamment brève comparé au temps de résidence moyen dans le système. La fonction d'entrée est alors assimilée à une impulsion de Dirac, aussi appelée "*distribution de Dirac*" ou "*fonction δ de Dirac*". L'expression de cette distribution δ est donnée par :

$$\begin{cases} \delta(0) = +\infty \\ \delta(t) = 0 \quad \forall t \neq 0 \end{cases} \quad \text{et} \quad \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) = 1 \quad (2.11)$$

La fonction δ est un élément de convolution neutre et sa transformée de Laplace est égale à l'unité : $\mathcal{L}[\delta(t)] = 1$. Par conséquent, l'utilisation d'une fonction δ comme signal d'entrée pour

l'étude d'un système permet d'en simplifier l'étude. En effet, dans ce cas précis la fonction de transfert du système est directement déterminée à partir de la transformée de Laplace de la fonction de sortie :

$$H(p) = \frac{C_{sortie}(p)}{C_{entre}(p)} = C_{sortie}(p) \quad (2.12)$$

Avec $C_{entre}(p) = 1$ si $C_{entre}(t) = \delta(t)$

Dans les opérations de traçages artificiels, les injections sont réalisées sur un intervalle de temps relativement faible (voire négligeable par rapport au temps de résidence moyen dans le système) afin de se rapprocher du cas particulier de la fonction de Dirac. Ainsi, la distribution des temps de séjour correspond à la réponse impulsionnelle du système.

2.2.3 Modèles de réacteurs chimiques et fonction de transfert associée

L'approche systémique basée sur l'utilisation d'une fonction de transfert consiste à étudier les phénomènes de transport, de mélange et de transformation de la matière dans un réacteur chimique à partir des signaux d'entrée et de sortie. Une fonction de transfert permet donc de formaliser mathématiquement le lien entre une fonction d'entrée et une fonction de sortie d'un système.

Le comportement des réacteurs chimiques est parfois conforme à celui d'un réacteur idéal. Pour des réacteurs non-idéaux, il est possible de modéliser le réacteur chimique par un assemblage de réacteurs idéaux élémentaires. L'ajustement d'une fonction de transfert sur un système complexe nécessite donc de constituer un assemblage de réacteurs chimiques élémentaires dont le comportement est décrit par sa fonction de transfert.

2.2.3.1 Plug Flow Reactor (PFR) : fonction d'advection

Dans le modèle PFR toutes les particules ont le même temps de résidence. Il en résulte que la fonction de sortie est identique en tout point à la fonction d'entrée, décalée dans le temps. La concentration varie en fonction du temps et de la position :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + V' \frac{\partial C}{\partial V_r} = 0 \quad (2.13)$$

Avec C la concentration [g/L], V' le flux volumétrique [L/s] et V_r le volume du réacteur [L].

Le modèle de réacteur PFR correspond à un effet de piston pure : le signal d'entrée ne subit pas de modification. Le signal est simplement décalé dans le temps d'un retard \bar{t} égal au temps de résidence du traceur dans le système (Figure 2.3).

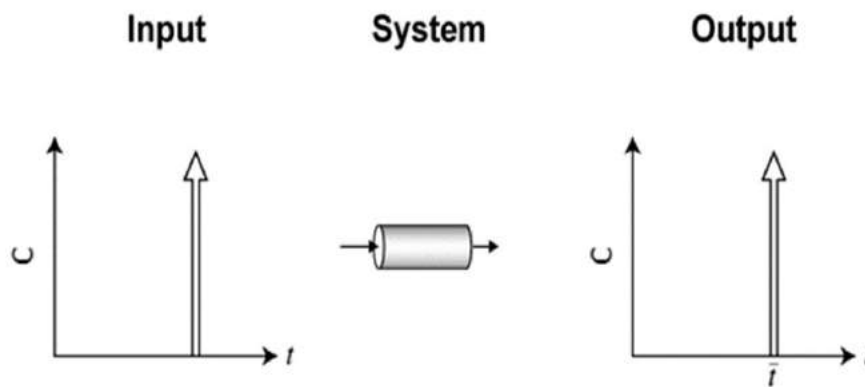


Figure 2.3 – Schéma conceptuel d'un réacteur chimique type PFR

Fonction de transfert d'un réacteur PFR :

$$H(p) = \exp(-\bar{t} \times p) \quad (2.14)$$

Avec \bar{t} le temps de résidence moyen et p la variable complexe dans le plan de Laplace.

2.2.3.2 Mixed Flow Reactor (MFR) : fonction de mélange

Un réacteur MFR est un réacteur dans lequel la concentration est identique en tout point. Le fonctionnement du réacteur permet une homogénéisation parfaite avant la restitution au point de sortie. La première concentration mesurée, au premier temps de la restitution, correspond à la concentration moyenne dans le réacteur. Celle-ci correspond au rapport de la masse de traceur injectée sur le volume de fluide contenu dans le réacteur. Dans le cas d'un processus à volume et à débit constants, la courbe de concentration mesurée en sortie est une fonction exponentielle décroissante dépendante du temps (figure 2.4).

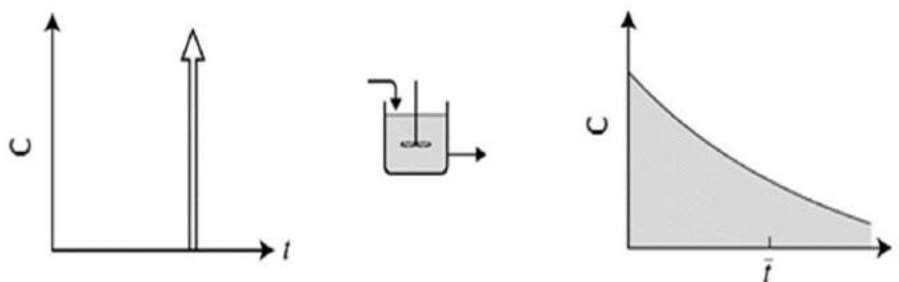


Figure 2.4 – Schéma conceptuel d'un réacteur chimique type MFR

Fonction de transfert d'un réacteur MFR :

$$H(p) = \frac{1}{1 + \bar{t} \times p} \quad (2.15)$$

Avec \bar{t} le temps de résidence moyen et p la variable complexe dans le plan de Laplace.

2.3 Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par l'utilisation d'une fonction de transfert

Nous avons abordé précédemment l'application des traçages artificiels en hydrogéologie karstique puis l'application des traçages en génie des procédés. En considérant un système karstique comme un réacteur chimique, il est possible d'appliquer le formalisme utilisé en génie des procédés pour l'étude du transport dissous. Cela consiste alors à développer une approche "fonction de transfert" dédiée à l'étude des aquifères karstiques. Une telle approche systémique permet de modéliser les modalités de transport et de transfert en intégrant l'ensemble des processus physiques se produisant en cours du transit du traceur dans le système : advection, mélange, diffusion, dispersion.

Contrairement à une approche physique basée sur une équation du type Advection-Dispersion (ADE), une approche fonction de transfert n'utilise pas d'information sur la géométrie des écoulements telles que la distance de transit ou la section des conduites. L'approche consiste alors à proposer un modèle de réacteur chimique ayant un comportement semblable au système traçage, qui est un sous-ensemble du système karstique. Il est toutefois important de garder à l'esprit les limites d'une telle approche.

Le génie des procédés s'adresse à des systèmes dont la structure interne est connue puisque les réacteurs chimiques sont des systèmes artificiels conçus spécifiquement pour répondre à des objectifs. A l'inverse, l'hydrogéologie karstique étudie des systèmes naturels, dont la structure interne est complexe. Le plus souvent, la répartition spatiale des écoulements n'est que partiellement connue grâce à des investigations spéléologiques ou géophysiques [Boucher et al., 2006; Ogilvy et al., 1991; Sirieix et al., 2014; Xu et al., 2015]. Il est donc difficile de clairement délimiter le système traçage. En effet, les opérations de traçage ne permettent de caractériser que les chemins d'écoulements préférentiels [Maloszewski et al., 2002]. Cela peut constituer une limite pour interpréter correctement les processus physiques à partir de modèles de réacteurs chimiques. Par ailleurs, la stationnarité du débit ne peut pas être assurée pendant un essai de traçage en domaine karstique. Il est préférable d'effectuer les essais sur des périodes sans influence de la pluie pour limiter les variations de débits en cours d'essais [Labat and Mangin, 2015]. De fortes variations de débits en cours d'essais peuvent aussi entraîner l'apparition de plusieurs modes dans la DTS [Werner et al., 1998].

2.3.1 Modèles conceptuels et fonctions de transfert associées

Le recours à une fonction de transfert pour modéliser un système suppose que la structure et le fonctionnement sont, au moins partiellement, connus. L'objet de l'étude est de proposer un assemblage de modèles de réacteurs idéaux capable de reproduire correctement le comportement du système naturel. Ainsi, la fonction de transfert doit intégrer des éléments dont le sens physique est connu. Les principaux modèles conceptuels et fonction de transfert associée seront présentés à partir de la littérature. Dans un souci d'uniformisation des notations, les fonctions de transfert seront notées $H(p)$.

Becker and Bellin [2013] proposent un modèle de réservoirs en série incluant des zones mobiles et immobiles (Figure 2.5). Le partitionnement des eaux entre des zones mobiles et immobiles a fait l'objet de nombreuses études [Field and Pinsky, 2000; Geyer et al., 2007; Goldscheider, 2008; Massei et al., 2006b], se basant essentiellement sur les travaux de Toride et al. [1993]. La prise en compte des zones immobiles permet de reproduire des DTS présentant de longue queue de dispersion, aussi appelée "*tailing effect*", difficilement reproductibles à l'aide d'un modèle d'Advection-Dispersion.

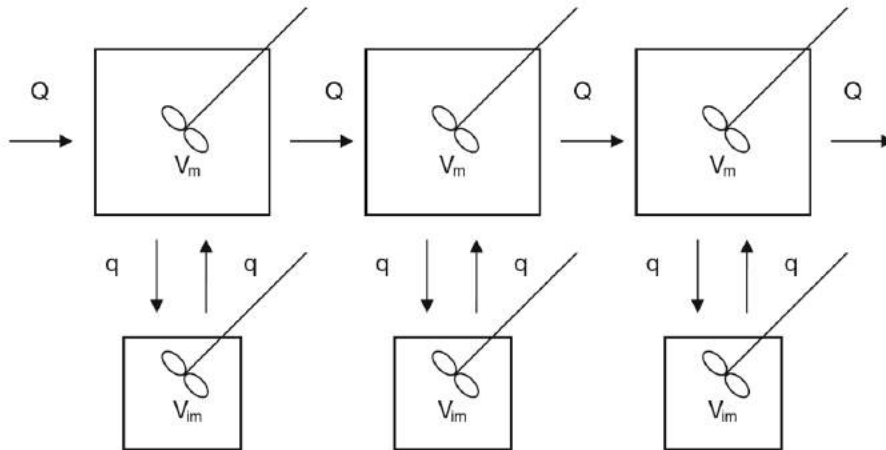


Figure 2.5 – Schéma de réservoirs en série incluant un couplage de zones mobiles et immobiles. La lame d'agitation dans chaque réservoir indique que le mélange est parfait. Il s'agit d'une notation standard en génie des procédés [Becker and Bellin, 2013].

La fonction de transfert associée à ce système de réservoirs avec zones mobiles et immobiles est :

$$H(p) = f_m \left(\frac{1}{1 + \frac{p}{N}} \right)^N + f_{im} \left(\frac{1}{1 + \frac{p}{N}} \right)^N \left(\frac{1}{1 + \tau_r \cdot p} \right) \quad (2.16)$$

Avec f_m la fraction mobile, f_{im} la fraction immobile, p la variable complexe dans le plan de Laplace, N le nombre de réservoir mobile-immobile et τ_r le ratio entre le temps de résidence

dans la zone immobile et le temps de résidence dans la zone mobile.

L'introduction d'un délai, noté τ , permet de prendre en compte les phénomènes pouvant induire des retards dans la restitution du traceur. Il semble clairement établi que la dispersion ne permet pas à elle seule d'expliquer l'étalement des courbes de restitution dans certains aquifères karstiques [Geyer et al., 2007; Goldscheider, 2008; Massei et al., 2006b].

Labat and Mangin [2015] proposent une approche fonction de transfert similaire à celle utilisée pour modéliser la transformation du signal pluie-débit [Denić-Jukić and Jukić, 2003; Labat, 2000]. Cela consiste à séparer le transport de traceur entre une composante rapide et une composante lente. Cette approche permet alors de quantifier le rôle des écoulements rapides dans la prévision des pollutogrammes. Une composante rapide prédominante implique généralement un pic de concentration important et un faible mélange des masses d'eau. A l'inverse, un écoulement lent implique une dispersion plus grande et donc une atténuation importante du pic de concentration. La fonction de transfert associée à l'approche de Labat and Mangin [2015] est :

$$H(p) = \alpha \left[\frac{1}{(1 + A_1 \cdot p) + (1 + A_2 \cdot p)} \right]^{N_A} + (1 - \alpha) \left[\frac{1}{(1 + D_1 \cdot p) + (1 + D_2 \cdot p)^2} \right]^{N_D} \quad (2.17)$$

Avec α le coefficient de partage entre la composante advective et la composante diffusive, A_1 et A_2 les paramètres qui contrôlent la composante advective de la fonction de transfert, D_1 et D_2 les paramètres qui contrôlent la composante diffusive de la fonction de transfert, N_A et N_D les exposants respectifs des composantes advective et diffusive de la fonction de transfert.

Appliquée au système karstique du Baget (Ariège, France), cette fonction de transfert a conduit à des résultats prometteurs pour modéliser des essais de traçage à la fluorescéine [Labat and Mangin, 2015]. Toutefois, l'absence de fonction de délai ne permet pas de modéliser correctement les DTS présentant un effet de "tailing" important et/ou présentant plusieurs modes. Une nouvelle fonction de transfert composée d'un assemblage de k réacteurs chimiques en parallèle, incluant chacun une fonction de mélange et un effet piston, offre une plus grande flexibilité pour modéliser les DTS complexes. Cela permet, d'une part, de déconvoluer le signal en plusieurs composantes plus ou moins rapides (effet piston) et, d'autre part, de quantifier le degré de mélange de chacune de ces composantes (effet de mélange). On retrouve dans l'expression de la fonction de transfert (eq. 2.18) l'expression des composantes "piston" (eq. 2.14) et "mélange" (eq. 2.15).

$$H(p) = \sum_{i=1}^k \left[\alpha_i \times \left(\frac{1}{1 + A_i \cdot p} \right)^N \times \exp(-\tau_i \cdot p) \right] \quad (2.18)$$

Avec k le nombre de composante, α_i la contribution de la composante i , A_i le coefficient de mélange de la composante i , N l'exposant du système traçage et τ_i le retard de la composante i par rapport à l'instant d'apparition des premières concentrations sur la courbe de restitution.

2.3.2 Comparaison avec une approche physique

L'approche fonction de transfert présentée ici constitue une approche systémique qui inclut tous les processus de transport dans un assemblage de réservoirs synthétiques (Figure 2.6). Le transport de masse est modélisé sans différencier les composantes du transport (advection, diffusion, dispersion) contrairement aux modèles physiques basés sur l'équation d'advection-dispersion [Wang et al., 1987]. La paramétrisation du modèle ne requiert pas de contrainte sur la physique des systèmes étudiés (longueur et sections d'écoulement). Toutefois, il peut y avoir une correspondance avec un modèle advection-dispersion dans le cas où le nombre de réservoirs, noté N dans la fonction de transfert, est suffisamment grand.

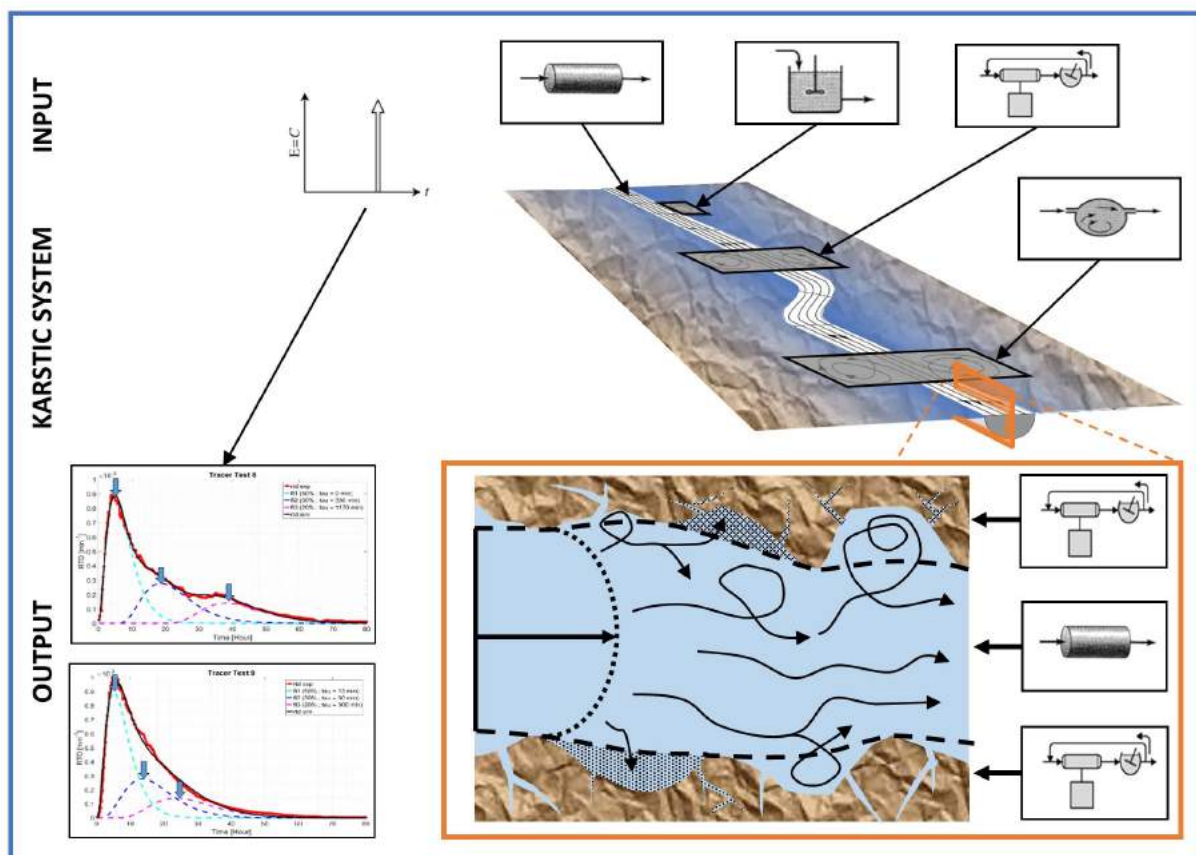


Figure 2.6 – Modèle conceptuel d'interprétation des opérations de traçages artificiels en domaine karstique : le traceur circule à travers des structures complexes dont le fonctionnement est modélisé par des réacteurs chimiques conceptuels. Tous les processus tels que l'effet piston, le mélange et les recirculations sont regroupés dans les différents compartiments du modèle.

La figure 2.7 présente une courbe de traçage synthétique simulée avec une solution analytique de l'équation advection-dispersion pour une injection brève dans un milieu semi-infini implémentée dans TRAC [Gutierrez et al., 2013] (Figure 2.8, Equation 2.19).

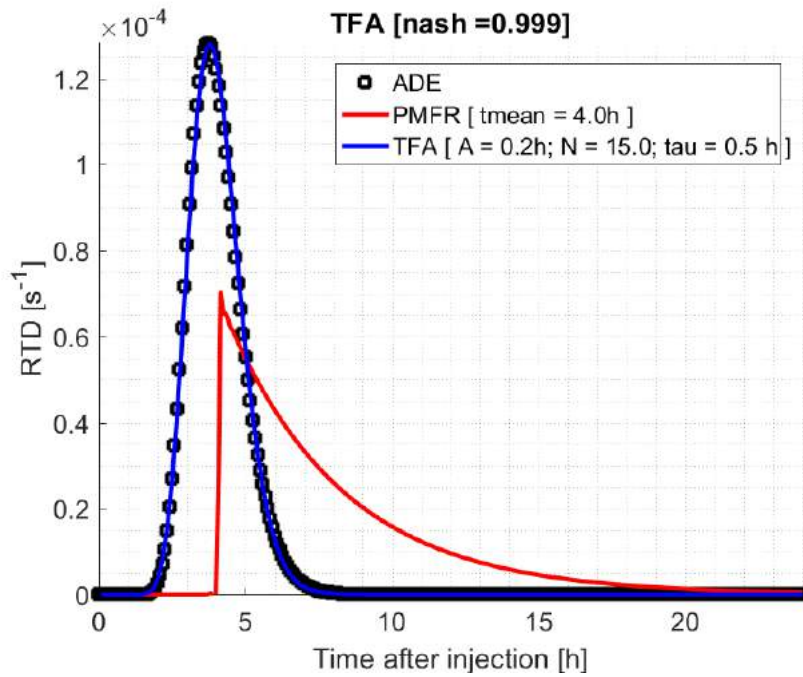


Figure 2.7 – Exemple d’application de l’approche fonction de transfert sur un traçage synthétique. ADE : *Advection-Dispersion Equation*, PMFR : *Perfect Mixed Flow Reactor* et TFA : *Transfer Function Approach*

$$C(x, t) = \frac{M_0}{A\omega} \left[\frac{2}{\sqrt{4\pi D_L t}} \exp\left(-\frac{(x-ut)^2}{4D_L t}\right) - \frac{u}{2D_L} \exp\left(\frac{ux}{D_L}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+ut}{\sqrt{AD_L t}}\right) \right] \exp(-\lambda t) \quad (2.19)$$

Avec :

- M_0 la masse de traceur injectée (kg)
- A la section d’écoulement (m^2)
- ω la porosité cinématique
- x la distance d’écoulement entre le point d’injection et le point de restitution (m)
- D_L le coefficient de dispersion longitudinale tel que $D_L = \alpha * u$ avec α la dispersivité (m) et u la vitesse d’écoulement (m/s)
- λ la constante de dégradation

La solution de l’équation advection-dispersion est adaptée à l’étude du transport en domaine poreux mais peut être discutable en domaine karstique. En effet, les paramètres de transport sont implicitement considérés comme constants tout au long du transport de soluté. Cependant, cela est rarement observé en domaine karstique où les conditions de transport peuvent présenter de fortes variations spatiales [Ender et al., 2018; Lauber et al., 2014; Dewaide et al., 2017].

Les paramètres du modèle advection-dispersion retenus pour simuler la DTS reportée dans la figure 2.7 sont les suivants : $M_0 = 1$ kg, $A = 10$ m^2 , $\omega = 0.9$ permettant de tenir compte de la forte transmissivité dans le conduit principal [Massei et al., 2006b], $x = 1000$ m, $\alpha =$

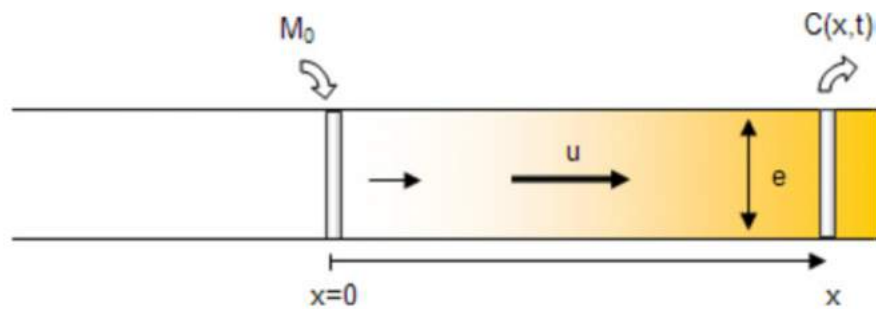
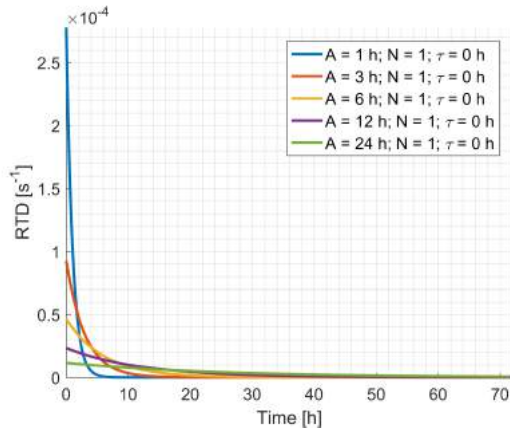


Figure 2.8 – Injection brève d’une masse de traceur dans un milieu semi-infini [Gutierrez et al., 2013]

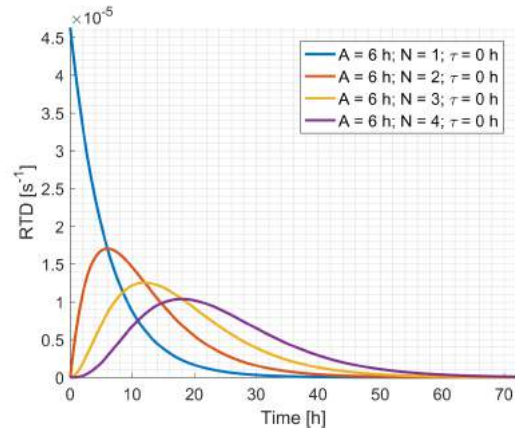
20 m correspondant un ordre de grandeur observé dans des systèmes karstiques [Duran et al., 2016; Ender et al., 2018; Dewaide et al., 2017], $u = 0.05$ m/s soit $u = 4320$ m/j correspondant à un ordre de grandeur observé en domaine karstique [Worthington and Soley, 2017], $D_L = 1.1$ (m²/s) et $\lambda = 0$ pour considérer un transport conservatif. Les paramètres de la fonction de transfert sont optimisés sur la DTS synthétique : $A = 0.2$ h (soit 12 minutes), $N = 15$ et $\tau = 0.5$ h (soit 30 minutes). D’un point de vue conceptuel, le modèle proposé correspond à une cascade de 15 réservoirs parfaitement mélangés (PMFR) dont les temps de résidence moyens sont égaux à 12 minutes. La réponse impulsionnelle d’un système parfaitement mélangé dont le temps de résidence moyens correspond à celui estimé à partir de la courbe de concentration sur le système synthétique est reportée en rouge. Pour un système parfaitement mélangé les premières concentrations observées correspondent au rapport entre la masse de traceur injecté et le volume d’eau contenu dans le système traçage. La courbe de concentration suit ensuite une loi de décroissance exponentielle dont le coefficient dépend du taux de renouvellement des eaux dans le système. La concentration mesurée au pas de temps suivant correspond au rapport de la masse résiduelle dans le système sur le volume présent dans le système traçage. Un tel modèle (PMFR) considère que le volume du système est constant. La diminution des concentrations au cours du temps est alors la conséquence d’une diminution de la masse résiduelle dans un volume constant. Bien sur une telle hypothèse ne peut pas être appliquée à un écoulement dans un système réel mais peut devenir acceptable en subdivisant le système étudié en parties où cette hypothèse devient acceptable. Ainsi la décomposition du système traçage en N sous systèmes permet de reconstruire une DTS cohérente avec un modèle advection-dispersion.

Afin d’identifier le rôle de chacun des paramètres de la fonction de transfert une analyse préliminaire de la sensibilité est réalisée. La figure 2.9 présente plusieurs ensemble de DTS permettant d’identifier l’influence des paramètres A , N et τ sur la forme de la DTS. Dans le cas d’un réservoir PMFR (soit $N = 1$ dans la fonction de transfert), la décroissance des concentrations est d’autant plus rapide que le temps de résidence moyen est faible (Figure 2.9 - a). La mise en série de réservoirs PMFR avec des temps de résidence moyens identiques permet de générer des ensembles de réponses impulsionnelles similaires à des cascades de Nash [Nash and Sutcliffe, 1970] (Figure 2.9 - b). Ainsi, le paramètre N permet de créer artificiellement un phénomène semblable à de l’advection-dispersion puisqu’il s’agit d’une discrétisation du système traçage en sous-sections dans lesquelles les concentrations sont supposées homogènes. L’étalement et l’asymétrie des DTS simulées seront conditionnées principalement par le couple de

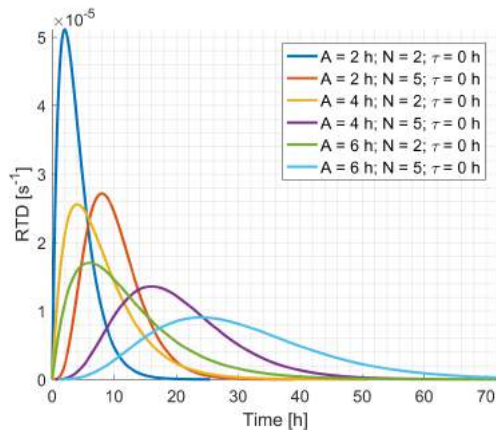
paramètres A et N (Figure 2.9 - c). Enfin, le paramètre τ contrôle le décalage dans le temps de la DTS et correspond au temps d'arrivée des premières particules de traceur. Toutefois, il n'a pas d'influence sur la forme de la DTS puisque τ représente un effet piston pur.



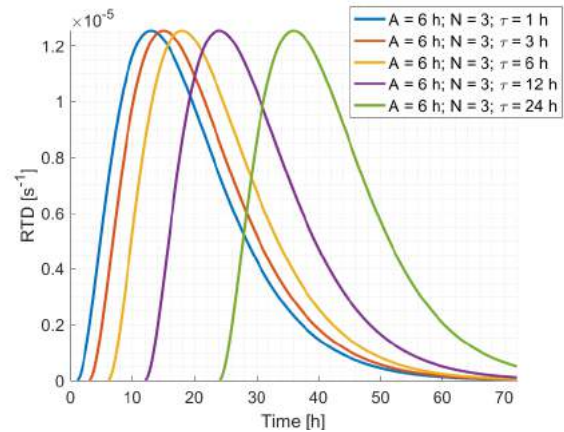
(a) Sensibilité du temps de résidence moyen [A]



(b) Sensibilité du nombre de réservoir [N]



(c) Sensibilité de A et N



(d) Sensibilité de l'effet piston [τ]

Figure 2.9 – Tests de sensibilité du modèle fonction de transfert aux différents paramètres [Sivelle and Labat, 2019]

Chapitre 3

Applications d'une approche fonction de transfert pour l'interprétation de traçages artificiels en domaine karstique

Sommaire

| | |
|---|------------|
| 3.1 Artificial tracer tests interpretation using Transfer Function Approach (TFA) to study the Norville karst system | 118 |
| 3.1.1 Introduction | 118 |
| 3.1.2 Transfer Function Approach (TFA) | 119 |
| 3.1.3 Study Site and Tracer Tests Campaign | 120 |
| 3.1.4 Results and discussion | 121 |
| 3.1.5 Conclusion | 124 |
| 3.2 Short term variations of tracer tests responses in a highly karstified watershed | 128 |
| 3.2.1 Introduction | 129 |
| 3.2.2 Materials and methods | 129 |
| 3.2.3 Studied area and tracer test campaign | 135 |
| 3.2.4 Results | 138 |
| 3.2.5 Discussion | 146 |
| 3.2.6 Conclusion | 147 |
| 3.3 Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par approche de type fonction de transfert : Application à l'hydrosystème karstique de l'Ouyse (Lot, France) | 155 |
| 3.3.1 Introduction | 155 |
| 3.3.2 Le système karstique de l'Ouyse, un fonctionnement complexe encore mal connu | 156 |
| 3.3.3 Une approche innovante pour caractériser le transport dissous en souterrain dans les systèmes karstiques | 158 |
| 3.3.4 Résultats et discussion | 159 |
| 3.3.5 Conclusion | 162 |
| 3.4 Autres applications d'une approche fonction de transfert | 165 |
| 3.4.1 Base de données | 166 |
| 3.4.2 Vers une nouvelle classification des systèmes karstiques | 170 |
| 3.4.3 Description de la dynamique du transport dissous en domaine karstique | 174 |
| 3.4.4 Décomposition de la réponse impulsionnelle d'un système traçage . . | 178 |

L'approche fonction de transfert proposée ici constitue une approche nouvelle pour décrire le transport dissous non-réactif dans les hydrosystèmes karstiques. Ce formalisme reste encore assez peu utilisé pour l'interprétation des traçages en domaine karstique [Becker and Bellin, 2013; Labat and Mangin, 2015]. Il s'agit d'une approche systémique dont la paramétrisation s'affranchit de paramètres souvent difficiles à déterminer du fait des fortes hétérogénéités structurales (distance d'écoulement, vitesse de transport). Ceux-ci sont liés à la spécificité des aquifères karstiques et sont, le plus souvent, à l'origine d'une forte variabilité spatiale des processus de transport. Plusieurs études ont été menées pour essayer de quantifier l'influence de la structuration spatiale des écoulements sur les processus de transport. Ces études ont été réalisées à l'échelle du laboratoire [Hauns et al., 2001; Florea and Wicks, 2001; Li, 2004; Faulkner, 2008; Li et al., 2008; Zhang et al., 2016; Mohammadi et al., 2018; Zhao et al., 2019] et sur des systèmes naturels [Ender et al., 2018; Lauber et al., 2014; Cholet, 2017].

L'approche fonction de transfert développée précédemment est maintenant appliquée à l'étude de l'influence des variations des conditions aux limites sur la réponse impulsionnelle du transport dissous non-réactif en domaine karstique. Les résultats sont présentés dans les sections suivantes sous forme d'article :

- La section 3.1 présente les résultats d'une étude conduite sur l'aquifère crayeux de Norville (Seine-Maritime, France). L'interprétation de 14 traçages artificiels réalisés dans des conditions hydrologiques contrastées permet de mettre en évidence l'influence des variations des conditions aux limites sur la réponse du système [Massei et al., 2006b; Duran et al., 2016]. Ces données de traçages artificiels sont ici utilisées pour calibrer une approche fonction de transfert sur le système de Norville.
- La section 3.2 présente les résultats d'une étude conduite sur un système karstique de moyenne montagne déjà présenté dans la partie I, le Baget (Ariège, France). L'interprétation de traçages artificiels réalisés sur quelques jours, sans influence de la pluie, permet d'identifier la variabilité à court-terme des processus de transport.
- La section 3.3 présente les résultats d'une étude conduite sur le système karstique de l'Ousse. Il s'agit d'un bassin dont les ressources en eaux souterraine sont exploitées pour l'alimentation en eau potable. Aussi, c'est un bassin de grande taille comparée aux systèmes de Norville et du Baget (avec une superficie de 640 km² contre une dizaine de km²). L'objectif est alors de tester l'application de l'approche fonction de transfert sur un système karstique de grande taille. La déconvolution des DTS issues de traçage réalisés dans différentes parties du bassin permet de proposer des hypothèses sur la structure interne du massif. Cela permet aussi de prévoir au mieux les investigations futures pour compléter l'étude de la dynamique du transport dissous sur le bassin et la caractérisation de la vulnérabilité de cet aquifère.
- La section 3.4 présente les résultats de l'application de l'approche fonction de transfert à d'autres systèmes karstiques, en s'appuyant notamment sur la banque de données du SNO Karst [Jourde et al., 2018].

Au delà des applications de l'approche fonction de transfert pour l'interprétation de traçages artificiels sur des systèmes karstiques variés, cette partie constitue une amorce de développement de nouveaux outils de modélisation. En effet, la fonction de transfert présentée précédemment (équation 2.18) constitue un outil modulable et donc adaptable au besoins spécifiques de chaque étude, en fonction des objectifs et des données disponibles.

Dans Sivel et al. [2020] la fonction de transfert est calibrée avec un algorithme permettant une calibration à partir de plusieurs opérations de traçage artificiel réalisées sur un même système traçage dans des conditions hydrologiques contrastées. Cet algorithme sera présenté en section 3.4.2 et utilisé pour le traitement de données issues d'opérations de traçage artificiel réalisées sur plusieurs systèmes karstiques. Cet algorithme permet de distinguer deux parties dans la fonction de transfert : (1) une partie caractéristique du système et donc invariante en fonction des conditions aux limites et (2) une partie caractéristique des influences des conditions aux limites sur le système. Les paramètres sont optimisés avec un algorithme d'optimisation par essaim particulaire [Kennedy and Eberhart, 1995] puis sont corrélés *a posteriori* aux données de débits mesurés à l'exutoire moyennés sur la durée de la restitution du traceur.

Dans Sivel et al. [2019], on retrouve la même fonction de transfert (équation 2.18) incluant plusieurs adaptations telle que la prise en compte de plusieurs dynamiques dans l'écoulement (mise en parallèle de trois composantes) et la calibration *a priori* de la relation entre les paramètres de la fonction de transfert et les données de débits à l'exutoire. Alors que dans Sivel et al. [2020] les paramètres de la fonction de transfert sont mis en relation avec les débits moyens en cours de restitution, dans Sivel et al. [2019] c'est le débit instantané au moment de l'injection qui est retenu. En effet, dans cette étude, la fonction de transfert est utilisée pour déconvoluer un signal présentant une superposition de restitutions liées à des injections successives de traceur. Par conséquent, le débit moyen en cours de restitution ne peut être calculé qu'*a posteriori*, une fois le signal déconvolué. Par ailleurs, la relation entre le débit instantané au moment de l'injection et les paramètres de la fonction de transfert est intégrée au modèle, permettant ainsi de quantifier l'effet des variations à court terme du débits à l'exutoire sur la DTS et d'étendre cela à des tests de scénarios de pollutions tenant compte des effets des variations dans les conditions aux limites pendant la restitution du traceur.

Ces deux études [Sivel et al., 2020; Sivel et al., 2019] consistent donc à quantifier l'effet des variations dans les conditions aux limites sur les processus de transports de masse en soluté. Cependant, l'utilisation d'une approche fonction de transfert nécessite une adaptation aux spécificités de chaque étude. Ces études se concentrent sur deux échelles différentes : une échelle inter-annuelle dans Sivel et al. [2020] et une échelle journalière dans Sivel et al. [2019]. Aussi, ces deux études se démarquent par la nature des données disponibles : dans Sivel et al. [2020] il n'y a pas d'interférence entre les restitutions relatives aux injections de traceur, il est alors possible de considérer un débit moyen en cours de restitution, ce qui semble plus intégrateur des conditions aux limites que le débit instantané au moment de l'injection.

Le choix de la méthode de calibration des paramètres de la fonction de transfert sera conditionné par la spécificité de l'étude :

- Pour un gestionnaire de captage, il peut être intéressant de connaître la réponse des hydrosystèmes situés en amont à différents scénarios de pollutions (infiltration rapide ou lente de contaminant au niveau d'une perte) dans différentes conditions hydrologiques (basses ou hautes eaux, en montée ou descente de crue). Dans ce cas, une calibration multi-traçages associée à un modèle de la DTS en fonction des conditions aux limites peut constituer un outils d'aide à la décision pour définir au mieux les moyens à mettre en œuvre pour préserver le captage et éviter les prélèvements lors d'épisodes de pollution.
- Pour améliorer la détermination de la structure interne d'un massif, il sera pertinent

d'effectuer des mesures intermédiaires de la DTS (instrumentation en souterrain) puis de déconvoluer le signal de sortie pour identifier le fonctionnement de chaque sous partie du système traçage. Cette approche a d'ores et déjà été mise en œuvre avec des interprétations basées sur une approche physique [Lauber et al., 2014; Dewaide et al., 2016, 2017; Ender et al., 2018], permettant notamment de spatialiser les paramètres de transport. Un premier essai de décomposition de la fonction de transfert est proposé sur le système de Fourbanne (section 3.4.4) à partir des données de Cholet [2017].

3.1 Artificial tracer tests interpretation using Transfer Function Approach (TFA) to study the Norville karst system

Ref. : Sivelle, V., Labat, D., Duran, L., Fournier, M., & Massei, N. (2020). Artificial Tracer Tests Interpretation Using Transfer Function Approach to Study the Norville Karst System. In C. Bertrand, S. Denimal, M. Steinmann, & P. Renard (Eds.), Eurokarst 2018, Besançon (pp. 193–198). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-14015-1_22

Résumé en français

Les aquifères karstiques sont caractérisés par un comportement hydrodynamique non-linéaire et non-stationnaire. Nous avons utilisé une approche de fonction de transfert (TFA) pour interpréter des traçages artificiels dans le système karstique de Norville (Normandie, France). Le comportement du système est modélisé comme un réservoir conceptuel dont la fonction de transfert contient une partie «intrinsèque» et une partie «dépendante des conditions aux limites». De plus, les paramètres de la fonction de transfert peuvent être corrélés aux débits à l'exutoire. Cela constitue de nouvelles perspectives pour tester notamment des scénarios de pollution.

Abstract

Karstic aquifers are known for their high degree of nonlinearity and non-stationarity in their hydrodynamic behaviour. We used a transfer function approach (TFA) to interpret artificial tracer tests in Norville karst system (Normandy, France). The system's behaviour is modelled as a conceptual reservoir with an assumed transfer function containing an 'intrinsic' part and a 'boundary conditions dependent' part. Additionally, a relationship between spring discharge and residence time distribution characteristics can be formulated. This constitutes new perspectives for testing pollution scenarios.

3.1.1 Introduction

Karstic systems consist of limestones (carbonate rocks) in which a karstification process takes place. This generates a subterranean self-organized conduit networks and leads to typical surface landscapes with geomorphological features such as dolines and karren. Karstic formations are known for their highly heterogeneous underground structure and for the coexistence of three types of porosity : (1) matrix, (2) fissures and fractures and (3) conduits. This internal structure leads to high non-stationarity and nonlinearity in the hydrodynamic behaviour.

Artificial tracer tests are one of the most efficient ways to investigate such complex structure (Ford and Williams 2007). They consist in an injection of a known quantity of tracer and careful analysis of the tracer restitution at the outlet, often called breakthrough tracer curve (BTC). The next step is to determine the residence time distribution (RTD). Many studies have shown the

ability of artificial tracer tests to give information on the internal structure through RTD shapes (Dewaide et al. 2016, 2017; Goldscheider 2008; Massei et al. 2006b). Here, we want to assess the ability of the transfer function approach (TFA) to establish a link between spring discharge and RTD characteristics.

3.1.2 Transfer Function Approach (TFA)

A systemic approach consists in studying a system from the signal transformation operated between input and output signals. The system is considered as a ‘black box’ who works as a filter between input and output. It is then possible to describe the system using a mathematical function linking input and output signals, called ‘transfer function’. This approach is widely used in process engineering to describe chemical reactor behaviour from tracer tests (Levenspiel 2012; Walas 2005). In the same way, TFA has been applied to karstic system study, considering karstic systems as an assembly of reservoirs (Becker and Bellin 2013; Labat and Mangin 2015). However, these studies do not consider that transfer function might include some ‘intrinsic’ features as the geometry of the tracing system does not vary between successive tracing tests. Only boundary conditions show variability : rainfall events, run-off and piezometric levels. Here we want to assess the ability of the TFA to describe the RTD shape directly from boundary conditions, summarized through the spring discharge in case of non-reactive solute transport.

One of the methods most frequently used for artificial tracer tests interpretation is based on the advection–dispersion equation (ADE) introduced by Wang et al. (1987). It has been widely developed in the past decades with several modifications of the initial ADE model in order to give more precise information about solute transport in karst aquifers : dual advection–dispersion equation (Field and Leij 2012), mobile–immobile fluid model (Field and Pinsky 2000; Toride et al. 1993) and multi-dispersion model (Käss 1998; Leibundgut et al. 2009). These models are based on the use of dimensionless Péclet number. It is generally defined as the product of the effective advection velocity and the length of flow divided by the coefficient of hydrodynamic dispersion (Huysmans and Dassargues 2005). Despite the practical interest of ADE models, the physical significance of these parameters can be questionable when it represents the flow process in karstic systems over several kilometres because of their high heterogeneity (Labat and Mangin 2015).

However, the TFA provides a framework including all physical processes (advection, diffusion, dispersion and mixing) in a conceptual reservoir without defining any of these physical parameters. The TFA is based on the use of a Laplace transform of the RTD. This transformation counts various applications in the theory of probability. The Laplace transform is frequently used in chemical engineering to model the behaviour of chemical reactors. Then, a model of a perfect reactor can be derived from the shape of the theoretical particle distribution at the outlet. For example, one should consider the plug flow reactor (PFR) in which output has the same distribution as input, delayed in the time domain. Then, the real reactors are modelled through an assembly of perfect reactor models.

Here, the Norville karst system is assimilated into an assembly of chemical reactors in cascade including piston effect and mixing. The associated transfer function is given in Eq. (1)

(Levenspiel 2012; Walas 2005). The cascade structure is given by the N value in the transfer function. It corresponds theoretically to a number of reservoirs in the same way as a Nash cascade (Nash 1957). Here, the Laplace framework allows dealing with non-integer N values.

$$H(p) = \alpha \cdot \left[\frac{1}{1 + A \cdot p} \right]^N \cdot \exp[-\tau \cdot p] \quad (1)$$

where α is the area under the simulated curve, N is the «intrinsic» tracing system exponent, A is the mixing coefficient depending on the mean spring discharge during tracer recovery considered here to be integrating boundary conditions described by Duran et al. (2016), τ is the transit time and p is the Laplace complex variable.

Then, an optimization procedure allows the definition of the best parameters values for the model. This consists of the application of a genetic algorithm (Gordy 1996) to determine the best-fitting parameters. The optimization function is chosen as a classical Nash–Sutcliffe coefficient (Nash and Sutcliffe 1970) between experimental and simulated RTD curves.

3.1.3 Study Site and Tracer Tests Campaign

The Norville karst system is located in Normandy (France), near the Seine River (Fig. 1). The site has been studied since 1999 and is described in various publications (Dussart-Baptista et al. 2003; Fournier et al. 2008; Massei et al. 2002, 2003, 2006a, b). It is a part of a national observation network on karstic systems (SNO Karst).

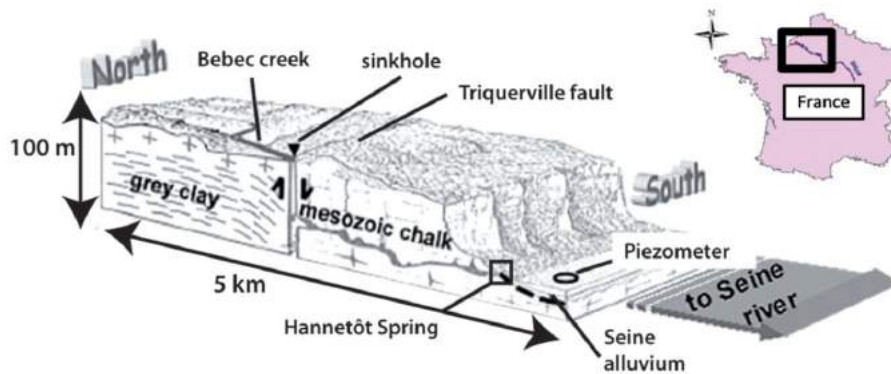


Fig. 1 – Norville system (Duran et al. 2015)

In this study, 14 tracer tests were performed between 1999 and 2013 (Fig. 2) under various boundary conditions (Table 1). Duran et al. (2016) proposed a statistical study of the effect of boundary conditions on the RTD shapes considering several environmental variables : piezometric level, tidal coefficient, tide and rainfall events. Here we propose to improve the knowledge of the Norville karst system behaviour using a systemic approach (TFA) considering only spring discharge as it is the only hydrological variable needed to calculate the RTD.

| Conditions | Tracer tests |
|--------------------------|------------------------|
| Low piezometric level | 5; 6; 7 |
| Medium piezometric level | 1; 8; 9; 10 to 14 |
| High piezometric level | 2; 3; 4 |
| High tidal coefficient | 1; 2; 8; 9; 12; 13; 14 |
| Low tidal coefficient | 6; 10; 11 |
| Low tide | 4; 9; 11; 13; 14 |
| High tide | 3; 10; 12 |
| Following rainy period | 1; 2; 3; 4; 5; 8; 9 |
| Following dry period | 7; 10; 11; 12; 13 |
| Rain during test | 2; 14 |

Table 1 – Summary of conditions for each tracer test, numbered from 1 to 14 (modified from Duran et al. 2016)

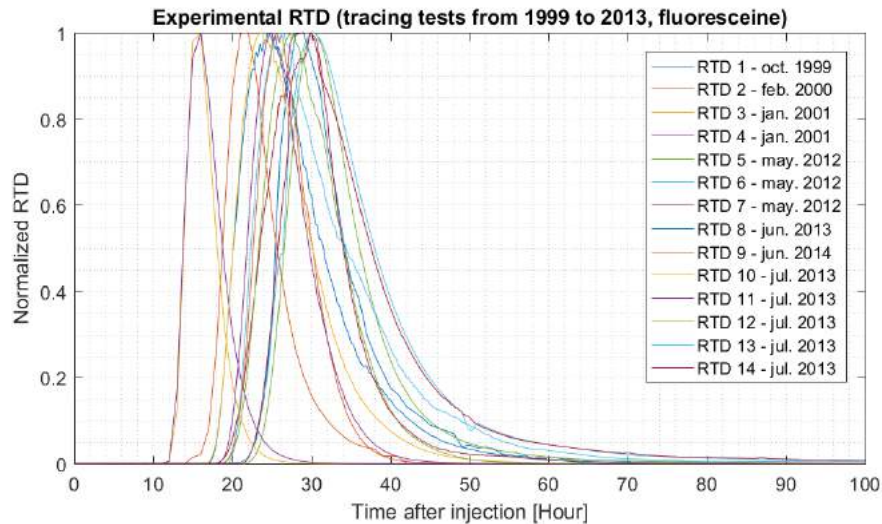


Fig. 2 – Normalized residence time distribution curves (modified from Duran et al. 2015)

3.1.4 Results and discussion

Parametrization of the transfer function

In order to determine the ‘intrinsic’ part of the transfer function, noted N , an optimization for A is done over the 14 experimental RTD considering several N values along a vector from 1 to 10 with a step of 0.05. An optimization function is calculated as the mean of the Nash criterion calculated over the 14 tracer tests for a given N value. The transfer function parameter N is chosen as the one that maximizes the optimization function. The ‘intrinsic’ tracing system coefficient resulting from the parametrization process is $N = 3.75$ with a mean Nash criterion equal

to 97.8%, which ensure an admissible quality of the model. Table 2 synthesizes the transfer function parameters and Nash criterion for each tracer test.

| Test | α | A | N | τ (min) | Nash |
|------|----------|-------|------|--------------|------|
| 1 | 649.7 | 160.3 | 3.75 | 1310 | 98.4 |
| 2 | 483.4 | 140.1 | 3.75 | 890 | 95.0 |
| 3 | 283.1 | 72.5 | 3.75 | 730 | 98.7 |
| 4 | 331.7 | 91.6 | 3.75 | 730 | 99.8 |
| 5 | 681.7 | 167.7 | 3.75 | 1360 | 99.2 |
| 6 | 878.4 | 205.4 | 3.75 | 1310 | 98.1 |
| 7 | 995.0 | 232.0 | 3.75 | 1135 | 98.9 |
| 8 | 783.8 | 164.4 | 3.75 | 1050 | 97.5 |
| 9 | 482.0 | 126.8 | 3.75 | 1175 | 98.4 |
| 10 | 674.9 | 150.5 | 3.75 | 1045 | 99.5 |
| 11 | 522.3 | 129.9 | 3.75 | 1135 | 99.6 |
| 12 | 687.9 | 170.8 | 3.75 | 1180 | 99.7 |
| 13 | 860.8 | 175.3 | 3.75 | 1200 | 88.9 |
| 14 | 581.0 | 144.2 | 3.75 | 1320 | 98.1 |

Table 2 – Summary of conditions for each tracer test, numbered from 1 to 14 (modified from Duran et al. 2016)

The way transfer function parameters have been determined allows to describe the normalized RTD shapes but do not give information about the intensity of the peak of the RTD (so the peak of concentration) nor the time of transit in the system, as it is fixed as the experimental value. Also, the TFA enables to describe normalized RTD shapes depending on one ‘intrinsic’ parameter, noted N , and one parameter depending on the spring discharge, the mixing coefficient noted A .

3.1.4.1 Influence of the mean discharge on the mixing coefficient

The previous study has shown that boundary conditions (rainfall events, piezometric levels and mean discharge) are relevant to model the RTD parameters over the Norville karst system (Duran et al. 2016; Massei et al. 2006b). In this paper, we show that the TFA offers a new way to model RTD shapes from spring discharge, as it is the only hydrological variable needed to calculate the RTD.

The ‘boundary conditions dependent’ part of the transfer function (Eq. [1]) appears to be linearly anti-correlated with the mean discharge ($R = -0.9$), giving (Fig. 3) :

$$A_{mod} = -0.57.Q_m + 311.1 \quad (2)$$

where Q_m is the mean spring discharge [l/s] during tracer restitution and A_{mod} is a theoretical

value for the transfer function parameter A calculated from the spring discharge rate. Tracer tests 8, 9, 10 and 11 have been removed since they were done in very dry conditions (with possible dewatered drains) and appeared to be out of the area of validity of the relation between A and Q_m (Fig. 3).

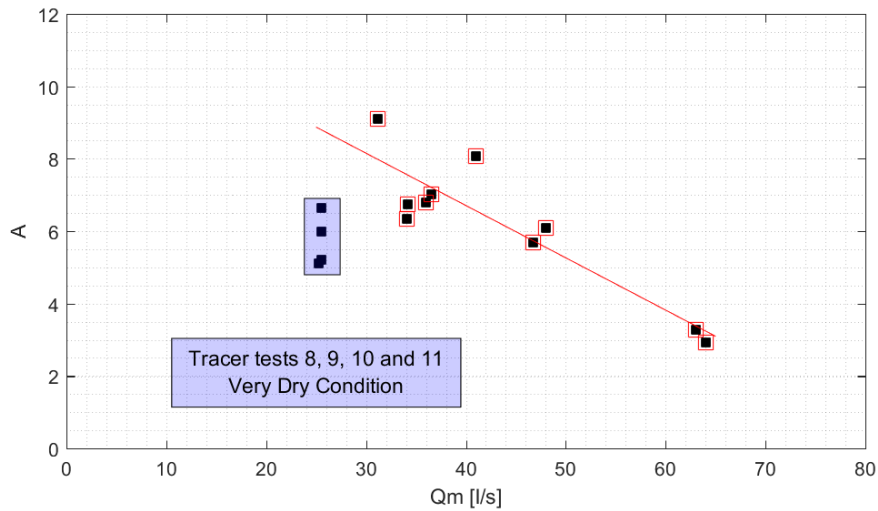


Fig. 3 – Regression between mixing coefficient, noted A , and the mean discharge during tracer recovery, noted Q_m : black square are experimental data, red outline are data for regression and the red line is the regression line ($R=-0.9$)

It appears that the transfer function proposed here is not well constrained for extreme discharge conditions. In case of low discharge conditions (less than 30 l/s—when the drainage system is likely to be dewatered), the mixing coefficient A shows a different relationship with discharge rate. Additionally, no tracer test has been achieved for discharge rate higher than 64 l/s, value often exceeded during winter (Fig. 4). Considering the maximal discharge over the 2013–2015 period ($Q_{max} = 100.5$ l/s recorded on the 01/02/2015-07 :00 am), Eq. (2) gives a theoretical mixing coefficient equal to 2.5, which appears to be a non-realistic value. Consequently, extrapolation appears not to be relevant to predict RTD shape in extreme conditions. Effects of change in boundary conditions on dissolved transport are well documented (Cholet 2017; Duran et al. 2016; Ender et al. 2018), but assessing these effects during flood event remains a difficult task. Several elements must be taken into consideration : (1) discharge may be subject to rapid variations during tracer transport and recovery ; (2) turbulence phenomenon may occur depending on initial piezometric level (Worthington and Soley 2017) and may change transport parameters ; (3) the hydraulic gradient between conduit and surrounding matrix is a key factor governing the dissolved transport. This has been investigated on a reduced scale (Li et al. 2008 ; Mohammadi et al. 2018) but still well misunderstood in real karst aquifers. Therefore, the limits of validity of the relation between transfer function parameter and spring discharge are here defined as the minimum and maximum discharge rates observed during the set of tracer tests considered in the regression between mixing coefficient A and mean discharge Q_m (Fig. 4).

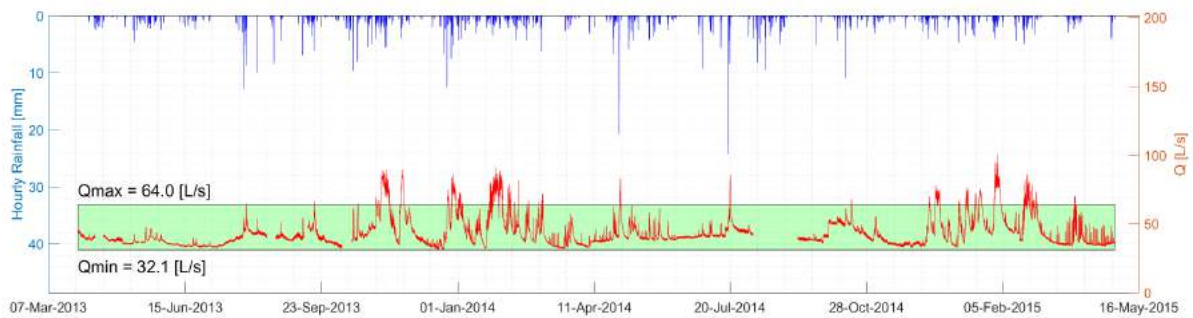


Fig. 4 – Rainfall–run-off time series in Norville : green rectangle gives the domain of validity of the transfer function depending on the spring discharge

3.1.4.2 Discussion

Duran et al. (2016) find out that the mean discharge, associated with other environmental variables, is a relevant variable in the determination of the RTD parameters. Also, this variable is as important as a piezometric level or tide coefficient. However, we show here that using TFA, it is possible to link mean discharge to the RTD shape in a wide range of discharge values, except for extreme values (low water and floods). The linear anti-correlation between the parameters A of the transfer function and the mean discharge during tracer tests shows an anti-correlation coefficient of -0.9 . It can be considered to be a great level of confidence. Nonetheless, this regression is done on a narrow number of samples (10 tracer tests), corresponding to various boundary conditions. Ideally carrying additional tracer tests would be useful to confirm the observed linear relationship. However, four tracer tests achieved in low discharge condition, with possibly dewatered drain, show a different relationship between transfer function parameter and the mean discharge.

The model has been built in a way that the parameters represent both ‘intrinsic’ and ‘boundary conditions dependent’ features. The transfer function we proposed here is calibrated on the Norville karst system for various boundary conditions in a certain range of spring discharge values. The proposed transfer function appears to be valid as long as the spring discharge is comprised between 32.1 and 64.0 l/s, that is to say, a range characteristic of the regular hydrologic behaviour of the system across the hydrological year (excepting extreme events). In order to better constrain the validity domain and to obtain a more robust model, additional data are necessary. Tracing tests carried out in extreme conditions would be useful to possibly extend the validity of the model, as an extrapolation of the model appears not to be relevant in this case.

3.1.5 Conclusion

Duran et al. (2016) established a model giving the expression of the RTD parameters as a function of environmental variables, including the mean discharge during artificial tracer tests. Here, we propose a new model in order to predict RTD shapes from spring discharge including an ‘intrinsic’ part and a ‘boundary condition dependent’ part.

The TFA gives a new way to deal with nonlinearity in karst aquifers behaviour. It is possible to determine the validity domain of a model based on TFA. The limits of the validity domain could be considered as a change in the aquifer behaviour. If there is a change in the transfer function, it could correspond to a change in the conceptual representation of the tracing system. In case of the Norville karst system, we show that a TFA allows describing the RTD shapes from the spring discharge in a range of values large enough to describe the behaviour of Norville karst system. Nonetheless, there is a lack of knowledge of using TFA to describe the extreme event (low and high discharge rates).

At this stage, it is important to notice that this model allows only to predict RTD shapes, but do not allow to predict the intensity of the peak of the RTD nor the transit time. Nonetheless, it has been shown that discharge could be a confident variable to predict the RTD shape of the Norville karst systems. As the discharge must be determined in order to calculate the RTD, the model proposed here can be applied to other karst systems where other hydrological variables are not monitored.

More investigations must be done to refine and validate the relationship between hydrologic variables and transfer function parameters. We encourage the karst community to test this approach in various karstic systems.

References

- Becker, M., Bellin, A., 2013. A reservoir model of tracer transport for karstic flow systems. *Hydrogeol J* 21, 1011–1019. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-0991-2>
- Cholet, C., 2017. Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura (Thèse de Doctorat). Université de Bourgogne Franche-Comté
- Dewaide, L., Bonniver, I., Rochez, G., Hallet, V., 2016. Solute transport in heterogeneous karst systems : Dimensioning and estimation of the transport parameters via multi-sampling tracer-tests modelling using the OTIS (One-dimensional Transport with Inflow and Storage) program. *Journal of Hydrology* 534, 567–578. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.049>
- Dewaide, L., Collon, P., Poulain, A., Rochez, G., Hallet, V., 2017. Double-peaked breakthrough curves as a consequence of solute transport through underground lakes : a case study of the Furfooz karst system, Belgium. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1671-4>
- Duran, L., Fournier, M., Massei, N., Dupont, J.-P., 2016. Assessing the Nonlinearity of Karst Response Function under Variable Boundary Conditions. *Ground Water* 54, 46–54. <https://doi.org/10.1111/gwat.12337>
- Dussart-Baptista, L., Massei, N., Dupont, J.-P., Jouenne, T., 2003. Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer : evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. *Journal of Hydrology* 284, 285–295. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.08.007>
- Ender, A., Goepfert, N., Goldscheider, N., 2018. Spatial resolution of transport parameters in a subtropical karst conduit system during dry and wet seasons. *Hydrogeol J* 1–15. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1991-2>

[//doi.org/10.1007/s10040-018-1746-x](https://doi.org/10.1007/s10040-018-1746-x)

- Field, M.S., Leij, F.J., 2012. Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *Journal of Hydrology* 440–441, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.018>
- Field, M.S., Pinsky, P.F., 2000. A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology* 44, 329–351
- Ford, D., Williams, P.D., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc
- Fournier, M., Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Dupont, J.P., 2008. Application of multivariate analysis to suspended matter particle size distribution in a karst aquifer. *Hydrol. Process.* 22, 2337–2345. <https://doi.org/10.1002/hyp.6828>
- Goldscheider, N., 2008. A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeology Journal* 16, 1311–1317. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0307-0>
- Gordy, M.B., 1996. *Genetic Algorithms toolbox for Matlab*
- Huysmans, M., Dassargues, A., 2005. Review of the use of Péclet numbers to determine the relative importance of advection and diffusion in low permeability environments. *Hydrogeology Journal* 13, 895–904. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0387-4>
- Käss, W., 1998. *Tracing Technique in Geohydrology*, 1st ed. CRC Press
- Labat, D., Mangin, A., 2015. Transfer function approach for artificial tracer test interpretation in karstic systems. *Journal of Hydrology* 529, 866–871. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.011>
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C., 2009. Artificial Tracers, in : *Tracers in Hydrology*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 57–122
- Levenspiel, O., 2012. *Tracer Technology, Fluid Mechanics and Its Applications*. Springer New York, New York, NY
- Li, G., Loper, D.E., Kung, R., 2008. Contaminant sequestration in karstic aquifers : Experiments and quantification. *Water Resources Research* 44. <https://doi.org/10.1029/2006WR005797>
- Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006a. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology* 329, 244–257. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.021>
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H.Q., Mahler, B.J., Dupont, J.P., 2002. Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer : the role of the karst/alluvium interface. *Journal of Hydrology* 260, 88–101. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00608-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00608-4)

- Massei, N., Wang, H.Q., Dupont, J.P., Rodet, J., Laignel, B., 2003. Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *Journal of Hydrology* 275, 109–121. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00020-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00020-9)
- Massei, N., Wang, H.Q., Field, M.S., Dupont, J.P., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006b. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal* 14, 849–858. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0010-3>
- Mohammadi, Z., Gharaat, M.J., Field, M., 2018. The Effect of Hydraulic Gradient and Pattern of Conduit Systems on Tracing Tests : Bench-Scale Modeling. *Groundwater*. <https://doi.org/10.1111/gwat.12659>
- Nash, J.E., 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology, Publ* 3, 114–121
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Toride, N., Leu, F.J., Van Genuchten, M.T., 1993. A Comprehensive Set of Analytical Solutions for Nonequilibrium Solute Transport With First-Order Decay and Zero-Order Production. *Water Resources Research* 29, 2167–2182
- Walas, S.M., 2005. *Chemical reaction engineering handbook of solved problems*. Gordon and Breach
- Wang, H.Q., Crampon, N., Huberson, S., Garnier, J.M., 1987. A linear graphical method for determining hydrodispersive characteristics in tracer experiments with instantaneous injection. *Journal of Hydrology* 95, 143–154. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90121-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90121-1)
- Worthington, S.R.H., Soley, R.W.N., 2017. Identifying turbulent flow in carbonate aquifers. *Journal of Hydrology* 552, 70–80. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.045>

3.2 Short term variations of tracer tests responses in a highly karstified watershed

Ref. : Sivelle, V., & Labat, D. (2019). Short-term variations in tracer-test responses in a highly karstified watershed. Hydrogeology Journal. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01968-3>

Résumé en français

Les méthodes de modélisation du transport de soluté non réactif se basant sur des essais de traçages artificiels ont été largement développées au cours des dernières décennies. La dépendance des paramètres de transport vis-à-vis des conditions aux limites a été étudiée dans différents contextes hydrologiques (niveau d'eau bas et haut) mais n'a pas encore été étudiée à court terme (c'est-à-dire à l'échelle horaire et journalière). Dans cette étude, une campagne de traçage a été réalisée pendant quelques jours pour étudier les variations à court terme de la réponse d'un système karstique (le bassin versant du Baget, dans les Pyrénées, France) à des essais de traçage artificiels au cours d'une décrue, sans l'influence des précipitations. En outre, une nouvelle méthode d'interprétation des résultats de traçages artificiels, utilisant un outil dérivé du génie de procédés, est introduite. Cela consiste à appliquer une approche de fonction de transfert dans la plan de Laplace de la distribution des temps de séjour. Considérant le système karstique comme un réacteur chimique, une approche de type fonction de transfert apparaît comme un moyen efficace de décrire le transport du soluté. Par ailleurs, la fonction de transfert est paramétrée en fonction du débit à l'exutoire. Le modèle est ensuite étendu pour tester des scénarios de pollution à la source.

Abstract

Methods of modelling non-reactive solute transport based on artificial tracer tests have been widely developed in the past few decades. The dependence of solute transport parameters on boundary conditions has been investigated across different hydrological settings (low and high water level) but still not investigated at the short-term scale (i.e. hourly and daily scale). In this study, a campaign of several tracer tests was performed over a few days to investigate the short-term variations of tracer-test responses in a conduit-dominated karst system (Baget watershed, in the Pyrenees Mountains, France) during a recession without the influence of rainfall. Also, an improved method of interpreting artificial tracer test results, using a process engineering tool, is introduced, consisting of a Laplace-transform transfer function approach with respect to the residence-time distribution curve. Considering the karstic system as a chemical reactor, the introduction of a transfer function approach appears to be an efficient way to describe the solute transport. Moreover, the transfer function is parametrized depending on the spring discharge. The model is extended for testing source pollution scenarios.

3.2.1 Introduction

Karstic systems consist of calcareous formations (carbonate rocks) in which the karstification process takes place. Energy is dispelled during karstification. Three types of energy are described (Quinif 1999) : (1) mechanical actions that create fissures and fractures that constitute a preferential underground pathway for water; (2) water-dissolved CO_2 reactions with carbonate rocks, and CO_2 partial pressure which governs the rock dissolution potential (Dreybrodt 1988); (3) waterflow, due to a hydraulic gradient between the inlet and outlet of the system (Mangin 1975). This gradient controls waterflow and dynamics in karstic systems (Delannoy 1997; Jeanin 1998; Mangin 1994). The process of karstification generates a subterranean network of cavities and drifts, leading to typical surface landscapes with geomorphological features such as dolines and karrens.

Artificial tracer tests are one of the most powerful tools to study conduit flow dynamics and have been widely used to study solute transport in conduit-dominated karst aquifers (Birk et al. 2005; Duran et al. 2016; Ender et al. 2018; Field and Pinsky 2000; Goldscheider et al. 2008; Göppert and Goldscheider 2007; Labat and Mangin 2015; Massei et al. 2006; Morales et al. 2010). Solute transport has been investigated under various hydrological conditions (i.e. low and high water level, following 'dry' or 'rainy' periods). Modelling of solute transport requires knowledge about boundary conditions and their influence on the transport parameters (Cholet 2017; Duran et al. 2016; Ender et al. 2018). This has been investigated over the hydrological cycle but remains uninvestigated on a short-term scale (i.e. hourly and daily scale).

The purpose of this study is to improve understanding of the effects of short-term variations in boundary conditions on the solute transport in a highly karstified watershed. A campaign of artificial tracer tests was performed over 2 weeks without the influence of rainfall; thus, the variations in boundary conditions can be summarized through the spring discharge. Therefore, there follows : (1) introduction of a transfer function approach to simulate non-reactive solute transport in the conduit-dominated karst system; (2) assessment of the short-term (i.e. from hourly to daily scale) variations in the tracer test responses and (3) proposal of a new method to predict the solute transport and to deal with a source pollution scenario.

3.2.2 Materials and methods

3.2.2.1 Artificial tracer tests in karstic systems

Artificial tracer tests enable analysis of the time of transit of a tracer in a karstic system. Basically, this consists of injection of a known quantity of artificial tracer, and the careful analysis of the curve for tracer restitution at the outlet, often called a tracer breakthrough curve (BTC). If a mass of tracer, denoted M , is added to the system at time $t = 0$, then the concentration at the outlet will be a function of time, denoted $C_{out}(t)$. After an infinite time, because of mass conservation, the recovered mass of tracer is derived, given by Eq. (1).

$$M = \int_{t=0}^{t=\infty} C_{out}(t) \cdot Q(t) \cdot dt \quad (1)$$

where $Q(t)$ is the spring flow as a function of time (m^3/s) and $C_{out}(t)$ is the concentration measured at the outlet of the system as a function of time (g/m^3). Because of natural heterogeneities and the experimental approach, mass conservation is rarely observed. Artificial tracer tests in karstic media often show a recovery of about 80 % in high water level and around 20 % in low water level conditions. The reason for the discrepancy in recovery rate is still subject to investigation.

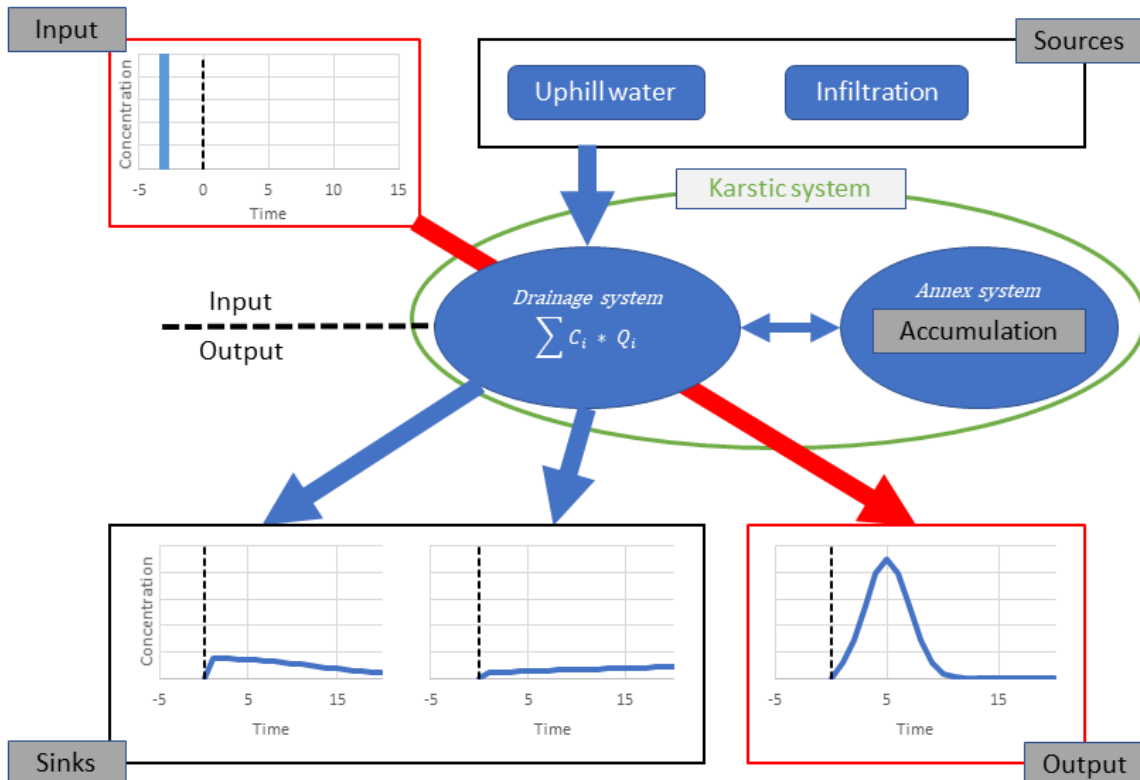


Fig. 1 – A conceptual model for the interpretation of artificial tracer tests using a transfer function approach. The transfer function is used to model the solute transport in a tracing system, which represents only a limited part of the karstic system, by considering the input/output relation (systemic approach). The tracing system corresponds to the red arrow linking the input to the output. Input consists of an instantaneous injection of a tracer mass injected by an operator. Sources are equal to 0 for artificial tracer tests. These tests consist of the injection of fluorescent dyes, normally nonexistent in natural conditions. In this way, the only mass of tracer present in the system corresponds to the one introduced by the operator. The output is the concentration C function of time (tracer breakthrough curve) measured at the monitored outlet of the karstic system.

Figure 1 shows a conceptual scheme for artificial tracer tests operated over a karstic system. The tracer response is formulated as an unsteady material balance, in terms of a linear differential equation with a constant coefficient that relates an input function $C_{in}(t)$ to a response function $C_{out}(t)$. The general form of the material balance is :

$$Inputs + Sources = Outputs + Sinks + Accumulations \quad (2)$$

where inputs are the mass of tracer added by an operator, sources are the mass naturally present in the environment, outputs are the mass recovered at the measurement station, sinks are the mass reaching one or several non-monitored outlets of the drainage system, and accumulations are the mass temporally stored in the drainage system. Sinks and accumulations can both be non-negligible in karstic systems. Considering multiple underground water pathways, part of the tracer could flow to several outputs (Luhmann et al. 2012) or could be temporally stored in immobile fluid regions (Dewaide et al. 2017; Goldscheider 2008; Morales et al. 2010). Also, multiple peaked residence time distribution (RTD) curves could give evidence of multiple flow dynamics in the tracing system or multiple flow paths (Field and Leij 2012; Filippini et al. 2018; Vincenzi et al. 2011).

The residence time distribution (RTD), denoted $E(t)(s^{-1})$, is derived from the concentration curve, denoted $C_{out}(t)$. It measures how long a tracer particle stays in the system and represents the probability density function for a water molecule to stay in the system during a period t (Jury and Roth 1990). The $E(t)$ curve corresponds to normalization of the C curve to unity. Thus, in the case of a tracer system without dead space, the concentration can simply be divided :

$$E(t) = \frac{C_{out}(t)}{M/v} = \frac{C_{out}(t) \cdot Q(t)}{\int_{t=0}^{t=\infty} C_{out}(t) \cdot Q(t) \cdot dt} \text{ where } \int_{t=0}^{t=\infty} E(t) \cdot dt = 1 \quad (3)$$

where $C_{out}(t)$ is the concentration as a function of time (g/m^3), M is the mass of tracer injected (g) and v is the mean flow rate (m^3/s). If the tracer is injected during a period sufficiently short to be considered as instantaneous, i.e. the injection is close to a Dirac function, the observed RTD corresponds to the impulse response of the system.

One of the most frequently used methods for artificial tracer test interpretation is based on the advection-dispersion equation (ADE) introduced by Wang et al. (1987), and then implemented in CXTFIT (Toride et al. 1995), QTRACER (Field 2002; Field and Pinsky 2000) and STANDMOD (VanGenuchten et al. 2012). The model is based on a dimensionless Péclet number, which corresponds to the product of the length of flow and the mean velocity divided by the diffusivity and so roughly correspond to the Reynolds number but in terms of porous media. ADE models allow determination of the dispersivity coefficient which is dependent on boundary conditions (Duran et al. 2016; Massei et al. 2006) and on the flow pathway (Ender et al. 2018; Lauber et al. 2014). The physical signification of parameters such as flow velocity and dispersivity can be questionable when it represents flow processes in karstic areas over several kilometres. Applications of ADE models assume that both the flow velocity and the dispersivity are constant in the system, but this is a condition rarely observed in karstic media. Because of high structural heterogeneities, the water flow velocity may present a spatial variation, which may influence the

solute transport in different compartments of the system (Ender et al. 2018). Nonetheless the physical signification of transport parameters in ADE models can be improved when the flow is segmented into sections, widely called 'reach', where the flow conditions can be homogenous (Dewaide et al. 2017, 2016; Ender et al. 2018; Lauber et al. 2014). Here, as the underground drainage structure is not well constrained, a transfer function approach is chosen, thus providing a framework including all processes - advection, diffusion, dispersion and mixing - in an assembly of conceptual reservoirs.

3.2.2.2 Tracer test interpretation : a comparison with chemical engineering

Chemical engineering consists of all activities concerned with the exploitation of chemical reactions on an industrial scale (Levenspiel 1999). These industrial processes are based on the concept of an elementary reactor assembly to run material transformations. The flow behaviour of such reactors can be described based on a lumped model (Amin and Campana 1996). This approach has been applied to the natural system, where the solute transit time can be estimated through the probability density function (PDF) of time residency (Bolin and Rodhe 1973; Cornaton and Perrochet 2006; Małoszewski and Zuber 1982).

There may be several analogies between the structures present in karst aquifers and the models of a perfect chemical reactor. An empty tubular reactor can be simulated as a plug flow reactor, often denoted as PFR (Walas 2005). In karstic media, it corresponds to a piston effect (Bovolin et al. 2017; Milanović 2014). A stirred tank can be modelled by considering bypass zones, stagnant zones and other parameters associated with the geometry of the vessels. In karstic media, structures such as drains play the role of bypass zones, and annexe systems constitute stagnant zones that could be connected to the main drainage system (Mangin 1984; Marsaud 1997). In the case of non-ideal reactors, the flow conditions could be derived from tracer test operations and the experimental RTD shape gives information about the main flow and transport processes (Levenspiel 2012; Walas 2005).

As suggested by Becker and Bellin (2013), 'water moves through a series of different elements that can be conceptualized as reservoirs or conduits, such as the epikarst, fractures, open joints, pipes, solution conduits, pools, etc'. By analogy with process engineering, a karstic system can be assimilated to a reservoir or an assembly of elementary reservoirs. In this way, a karstic system could be studied as if it was a chemical reactor; nonetheless, in the case of a fluorescent dye tracer test, there is no material transformation along the solute transport route. Here, the study focusses on solute transport modelling based on an artificial tracer; thus, no chemical reaction is considered. The application of process engineering tools is limited to the assessment of mixing and transport.

3.2.2.3 Proposal for a reservoir models for solute transport in conduit dominated flow

As discussed in the previous section, karstic systems can be considered as an assembly of elementary reservoirs : water mixing takes place in a different compartment of the karstic system, leading to transformations between the input and the output signals. In this study, only the

mixing between water and fluorescent dyes is considered. The input signal is a Dirac function, i.e. the injection period is extremely short compared to the mean residence time of the tracer in the system. The output signal is the experimental RTD derived from the concentration curve (BTC). The ratio between the input signal and the output signal in the Laplacian concept is called the transfer function, denoted $H(p)$ (Walas 2005) :

$$H(p) = \frac{C_{out}(p)}{C_{in}(p)} \quad (4)$$

$$H(p) = \mathcal{L} \{H(t)\} = \int_0^{\infty} e^{-p.t} . H(t) . dt \quad (5)$$

where $C_{in}(p)$ is the Laplace transform of the entrance, $C_{out}(p)$ is the Laplace transform of the outlet, p is the Laplace complex variable and $\mathcal{L} \{H(t)\}$ the Laplace transform of the $H(t)$ function. Also, $E(t)$ and $C_{out}(t)$ differ only by a constant, and the Laplace transform of a Dirac function is equal to 1. The synthetic RTD, denoted $E^*(t)$, can be calculated from the inverse Laplace transform of the transfer function with the Mellin inverse formula :

$$E^*(t) = \mathcal{L}^{-1} \{H(p)\} = \frac{1}{2\pi i} \lim_{T \rightarrow \infty} \int_{\gamma-iT}^{\gamma+iT} e^{p.t} C_{out}(p) . dp \quad (6)$$

where $E^*(t)$ is the simulated RTD in response to a Dirac function input for a system whose transfer function is $H(p)$, and $\mathcal{L}^{-1} \{H(p)\}$ is the inverse Laplace transform of the $H(p)$ transfer function. $H(p)$ is also called the impulse response of the system. The integration is done along the axis of the real part $\gamma = Re(p)$ in the complex plane and the γ value is greater than the real part of all singularities $H(p)$. The imaginary part is described through the imaginary unit i (such as $i^2 = -1$) and the imaginary part T that tends toward infinity.

The transfer function formalism has been little used for artificial tracer test interpretation in karstic areas. Only a few studies proposed this approach. Leibundgut (1998) proposed a dimensionless transfer function linking the peak of concentrations, the time of tracer peak and the standard deviation of the mean residence times to the discharge; thus, a synthetic tracer BTC can be proposed. Becker and Bellin (2013) proposed a conceptual model based on an assembly of several reservoirs in series, partitioning mass transfer between mobile and immobile zones, consisting of the transfer function approach of the Mobile-Immobile Model (Toride et al. 1993). Labat and Mangin (2015) split mass-transfer between fast and slow components; nonetheless, their transfer function does not include a piston effect that allows one to model the delay between slow and fast components. If tracer particles are transported by different flow dynamics, why do both slow and fast component restitutions start at the same time ?

In this study, two perfect reactor models are considered : the plug flow reactor (PFR) and the mixed flow reactor (MFR). The corresponding transfer function is given in Eqs. (7) and (8) (Levenspiel 2012; Walas 2005) :

— Mixed flow reactor (MFR) :

$$H(p) = \frac{1}{1 + \bar{t}.p} \quad (7)$$

— Plug flow reactor (PFR) :

$$H(p) = \exp(-\bar{t}.p) \quad (8)$$

where \bar{t} is the mean residence time.

In this study, the solute transport is modelled based on the assembly of MFR and PFR. To account for the different flow dynamics, several assemblies are considered in the derivations ; the transfer function (Eq.9) consists of a weighted sum of the streamlines' contribution in the solute transport.

$$H(p) = \sum_{i=1}^k \left[\alpha_i \cdot \left(\frac{1}{1 + A^i.p} \right)^N \cdot e^{-\tau_i.p} \right] \quad (9)$$

where :

- k is an integer value corresponding to the number of flow components used in the model. It allows an extension of the model in case of complex RTD curves, with multiple parallel flow components due to friction effects (Masseiet al. 2006) or flow partition between fast and slow flow (Labat and Mangin 2015).
- α_i is the contribution of the flow component in the total tracer recovery and by construction : $\sum \alpha_i = \int_0^{\infty} E(t).dt = 1$
- A is the mixing coefficient. In case of a perfect mixed flow reactor, it is equal to the mean time of residence of the tracer in the system. The corresponding transfer function is given in Eq. (7) (Levenspiel 2012).
- N corresponds, from a conceptual point of view, to several reservoirs in cascade, also called Nash cascade (Nash 1957). Therefore, for $N = 1$, the RTD corresponds to an exponential distribution, whereas for $N > 1$, the RTD corresponds to the sum of N exponential distributions. In the temporal domain, it corresponds to a gamma distribution (Cvetkovic 2012 ; Kirchner et al. 2000). Also, the Laplace framework allows one to easily handle cases with non-integer values belonging to R^+ .
- τ is the time of transit for each of the sub-functions : the time between the injection of the tracer into the system and its detection at the outlet. This is a delay which is classically expressed by an exponential function with a negative coefficient in the Laplace plane. When τ is equal to the mean time of residence, it corresponds to a PFR whose transfer function is given in Eq. (8).

As the inverse Laplace transform cannot be operated analytically, the algorithm described by De Hoog et al. (1982) and implemented in MATLAB by Hollenbeck (Hollenbeck 1998) is used here. An optimization procedure allows the definition of the best parameters for the model, which requires the application of a particle swarm optimization (PSO) procedure (Kennedy and

Eberhart 1995) implemented in MATLAB (Global Optimization Toolbox). The cost function to reduce between observed and simulated RTD curves is based on a normalized root mean square error (NRMSE).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_{obs}(i) - y_{sim}(i))^2}{n}} \quad (10)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\max(y_{obs}) - \min(y_{obs})} \quad (11)$$

where $y_{sim}(i)$ is the simulated discretized time series, $y_{obs}(i)$ is the observed discretized time series and n is the number of data.

At this stage, it is important to insist that ‘tracing systems’ should not be confused with ‘karstic systems’ as already mentioned in Fig. 1. In terms of the transfer function approach, this implies that one transfer function runs for one tracing system, whereas one karstic system can contain several tracing systems, and thus must be described by several transfer functions that can be in series or in derivation.

3.2.3 Studied area and tracer test campaign

The transfer function approach was applied to several artificial tracer tests over the Baget karstic watershed (Fig.2), part of the SNO Karst consortium (INSU-CNRS). This basin, located in the Pyrenees Mountains (Ariège, France), is characterized by a median elevation of about 940 m above sea level (asl) and an area of around 13 km² and belongs to the carbonate belt bordering the north of the French Pyrenees. The area is affected by the Alas fault : Jurassic to Cretaceous metamorphic limestone dips 45 to 75° under slaty flysch on the southern border. Jurassic and Palaeozoic metamorphic dolomite and flysch constitute the northern border of the watershed (Debroas 2009). The valley is oriented in a west–east direction, following the contact between karstified calcareous formations and impervious flysch. In the upper part of the watershed, the Lachein River flows during periods of high water level. As mentioned by Mangin (1975) and Marsaud (1997), the Baget karstic system is composed of so-called ‘main drainage’ and ‘annexe drainage’ systems. The main drainage system consists of the most transmissive part with short residence time, whereas the annexe drainage system (ADS) would physically correspond to voids and caves connected to the main drainage systems characterized by a much longer residence time.

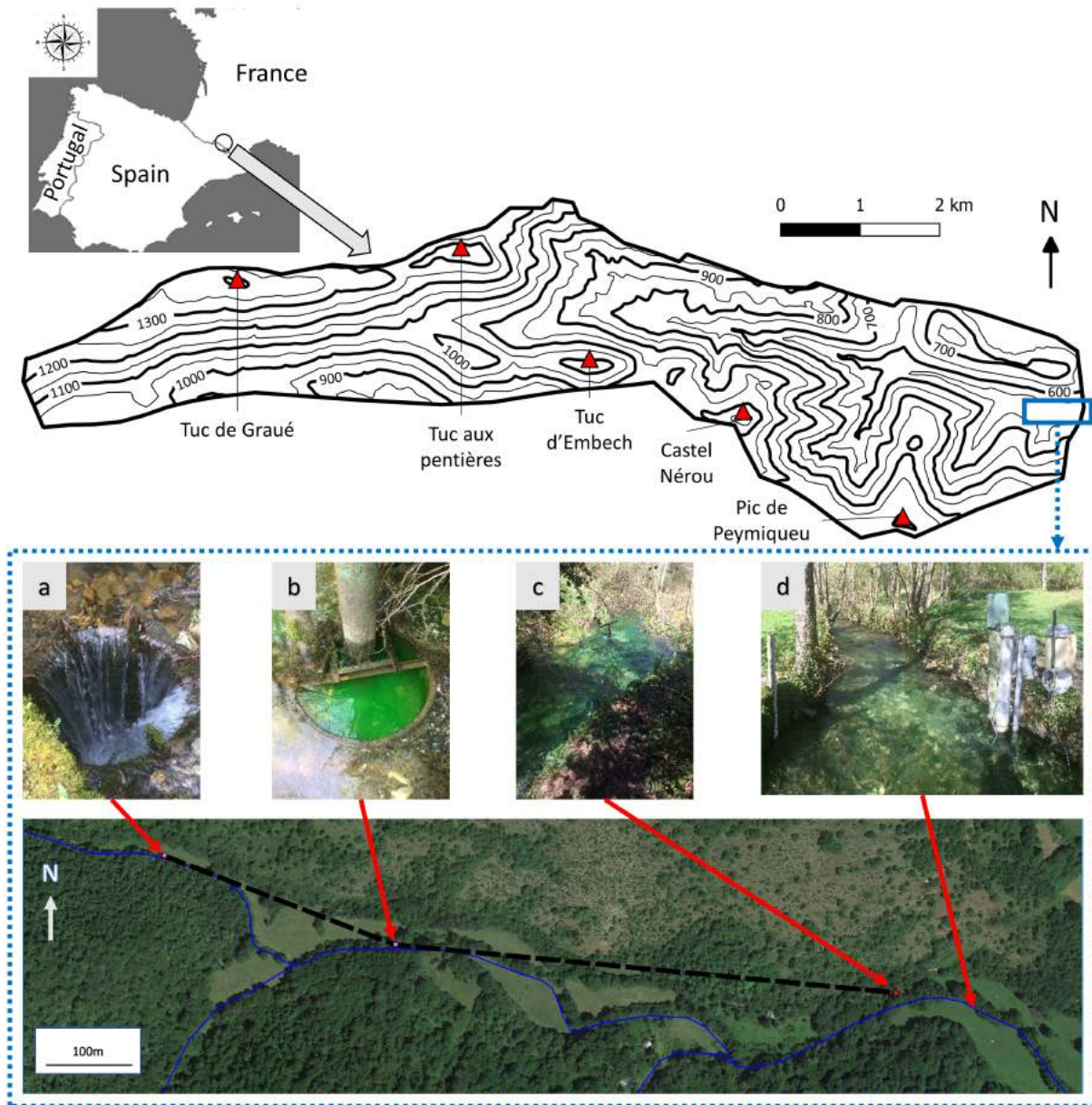


Fig. 2 – Location of the Baget karstic system and description of the watershed, for which the limits are represented by the black solid line. The inlet and outlet tracer injection/recovery points are in the upstream part of the basin (blue rectangle). The photographs are of injection/recovery points over the area : **a** P2 loss is the point of injection , **b** Moulo de Jaur is an intermediate observation point of the tracer transfer, **c** Las Hountas is the recovery point and **d** is the monitored station, denoted B1 (discharge, water sampling and fluorimeter)

The Baget watershed has already been studied using interpretation of artificial tracer tests by Labat and Mangin (2015); the study was based on classical artificial tracer tests with separated instantaneous injections. Here, a new field campaign is carried out with 11 tracer tests performed in April 2018 using fluorescein. Tracer tests were performed during a period without any important influence of rainfall, thus there was not a high degree of fluctuation on the outlet discharge during the tracer recovery. During the tracer tests campaign the discharge rate varied from 0.9 m³/s at the beginning of the first injection (used as calibration tracer test) to around 0.45 m³/s at the beginning of the second injection campaign. Then the discharge rate gradually decreased down to 0.3 m³/s at the end of the campaign; therefore, the discharge rate decreased by 33% during the 7 days long tracer tests campaign. A field fluorimeter, GGUN-FL30 (Schneegg 2002), was installed at station B1 on 12 April 2018 and programmed to take measurements at a 15-min sampling rate until 21 April 2018. During the same period, the time interval for water sampling was adjusted for 60 min. Fluorescence measurement and water sampling were done near station B1, where the discharge has been measured since the late 1970s (Mangin 1975). Water samples were analysed by the CETRAHE laboratory (Orléans, France) using spectrofluorimeters Hitachi F2500 and F7000. The characteristics of the tracer tests are summarized in Table 1, and the injection-recovery (RTD) time series are placed in the rainfall-runoff time series in Fig. 3.

| Test | Date | Mass injected (q) | Q(m ³ /s) | Sampling rate (min) |
|------|------------------|-------------------|----------------------|---------------------|
| 1 | 12/04/2018 12h30 | 500 | 0.923 | 15 |
| 2 | 16/04/2018 16h30 | 500 | 0.421 | 15 |
| 3 | 17/04/2018 12h00 | 250 | 0.470 | 15 |
| 4 | 17/04/2018 14h00 | 500 | 0.460 | 15 |
| 5 | 17/04/2018 15h00 | 250 | 0.450 | 15 |
| 6 | 17/04/2018 16h30 | 250 | 0.450 | 15 |
| 7 | 17/04/2018 17h30 | 250 | 0.450 | 15 |
| 8 | 18/04/2018 13h30 | 500 | 0.367 | 15 |
| 9 | 19/04/2018 11h00 | 500 | 0.320 | 15 |
| 10 | 19/04/2018 14h00 | 500 | 0.311 | 15 |
| 11 | 19/04/2018 17h00 | 500 | 0.306 | 15 |

Table 1 – Mass injected and hydrological conditions for each tracer injection

The injection point, called P2 loss, was chosen so the tracer reached the subterranean drainage system rapidly, there by indicating the need for an instantaneous injection (Dirac function) approach, which is the basic hypothesis for interpretation of artificial tracer tests. Both the injection site (called P2 loss) and recovery site (called B1) are in the downstream part of the watershed (Fig.2). The watershed is characterized by the presence of losses and of temporary or permanent resurgences in a spatially limited area of about 2 km². It should be noted that, during periods with high water levels, P2 loss could run as a temporary resurgence. During the tracer tests it was running as a loss, allowing quick tracer infiltration in the drainage system.

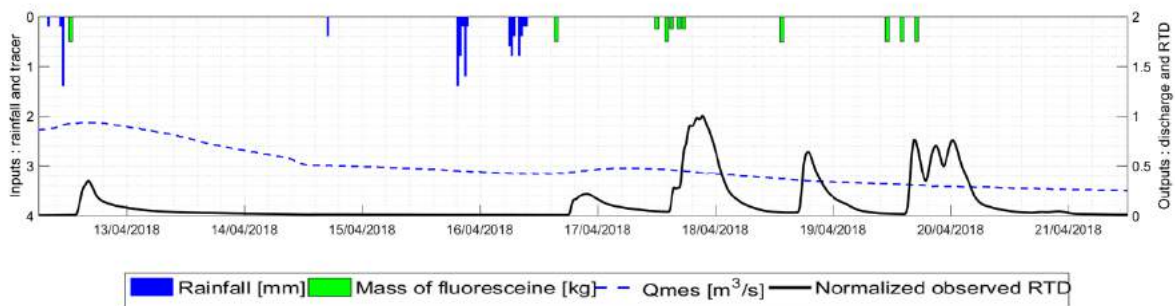


Fig. 3 – Rainfall-runoff time series on the Baget karstic watershed (12–22 April 2018). Rainfall is measured by Meteo France at the Antichan station. The gauging station and fluorimeter are located downstream of Las Hountas. The successive injection of fluorescein and residence time distribution are also reported in the same input-output format. Tracer tests were performed in periods without the influence of rainfall. During the tracer tests campaign, the discharge rate, denoted Q_{obs} , varies from $0.9 \text{ m}^3/\text{s}$ at the beginning of the first injection to around $0.45 \text{ m}^3/\text{s}$ at the beginning of the second injection. The discharge rate gradually decreased to $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ at the end of the campaign. Therefore, the discharge rate has decreased by 33% during the 7-day-long tracer test campaign

3.2.4 Results

3.2.4.1 Calibration of the transfer function parameters

The first tracer test was performed on the 12 April 2018 as a classical artificial tracer test operation. This tracer test has two goals : (1) it gives preliminary information about flow dynamics to prepare the tracer tests campaign and (2) it is used to calibrate the transfer function model. The injection of 500 g of fluorescein was made at P2 loss over a short period to arrive close to a Dirac function, while any other injection was performed before the tracer concentration at the outlet returned to zero. The BTC shows a maximum concentration value of $23.7 \mu\text{g}/\text{L}$, and a strong asymmetry with a rapid climb lasting about 3 h and an important tailing effect lasting about 65 h. This can be interpreted as the coexistence of multiple flow processes : (1) a fast flow component with rapid transit time dominated by plug-flow effects leading to a high tracer concentration over a short period and (2) a slow flow component dominated by mixing and diffusivity leading to less important concentration over the longer period (Labat and Mangin2015 ; Massei et al. 2006). Also, tailing effects can be associated with the existence of immobile water zones, corresponding to dead spaces where part of the tracer mass could be temporarily stored (Becker and Bellin 2013 ; Field and Leij 2012 ; Goldscheider 2008 ; Zhao et al. 2017).

The first tracer test is used to calibrate the transfer function parameters using the PSO procedure. The simulated RTD is composed of three sub-functions (Fig.4). These sub-functions (noted as C1, C2 and C3) represent respectively 40, 32 and 28% of the total mass transport. These successive sub-functions show a different time of transit in the studied tracing system, namely the volume of the drainage system sought during mass transport between the injection

site and recovery site. The transit time of the first component is 75 min, whereas the transit time for the two following sub-functions are respectively about 92 and 110 min, whereas considering an apparent distance of 850 m between injection and recovery sites, the apparent flow velocity is respectively of 11.3, 9.2 and 7.8 m/min. Also, the mixing coefficient (A) is equal to 47.8 and the Nash cascade (N) is equal to 3.88.

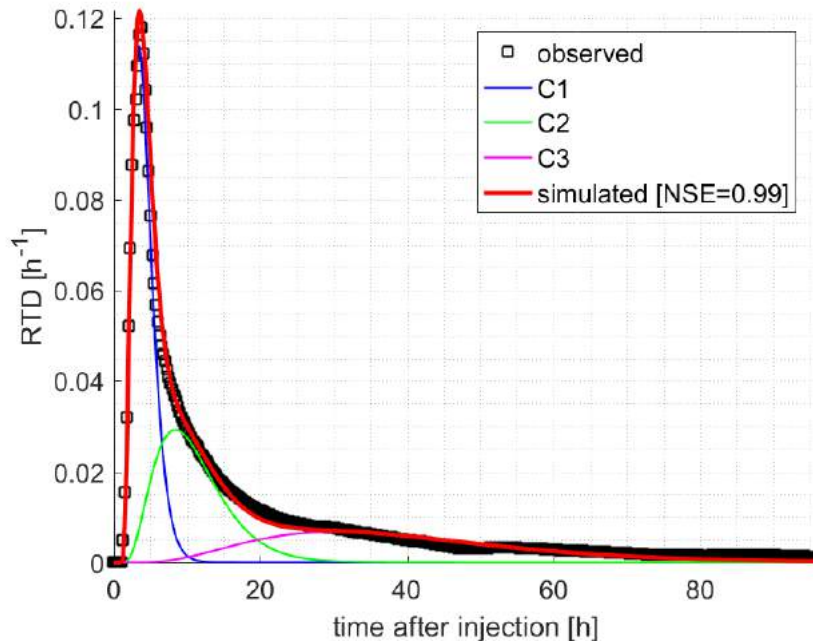


Fig. 4 – Experimental residence time distribution (RTD) and simulated RTD curves. The simulated curve is composed of three sub-functions (C1, C2, C3) corresponding respectively to 40, 32 and 28% of the total solute transport

Following this first tracer test, ten other tracer injections were performed at various time intervals, constituting a complex input signal. Each of these injections is made over a short period to arrive close to a Dirac function, in the same way as for the calibration tracer test. As the time between each injection is small, there is overlapping of BTCs at the outlet. Also, as there was no rainfall during the tracer tests, the temporal variation in boundary conditions might be summarized through outlet discharge decrease because of the watershed emptying. This has been observed in the field through the deactivation of the temporary resurgence at Moulo de Jaur (Fig. 2b). The output signal is deconvoluted using the transfer function approach to identify the RTD associated to each tracer injection and to highlight potential non-stationarity or non-linearity.

3.2.4.2 Running deconvolution of the RTD

To quantify the outlet recovery signal, one needs to run a convolution with the transfer function model. Here, it is not possible to run a classical convolution operator, as the signal is com-

posed of a succession of so-called Dirac functions. Because, for each injection, all frequencies are sought, the recovery signal could not be described with a Fourier transform. Here, the simulated output signal is considered as a summation of the contribution of the RTD corresponding to each tracer injection, shifted in time on the total signal measured at the outlet.

In case of a linear system, with steady-state conditions, the transfer function of a system must be efficient, regardless of time and boundary conditions. Dealing with natural flow in karstic aquifers is a complex task because temporal and spatial variations in boundary conditions may have a strong effect on the solute transport.

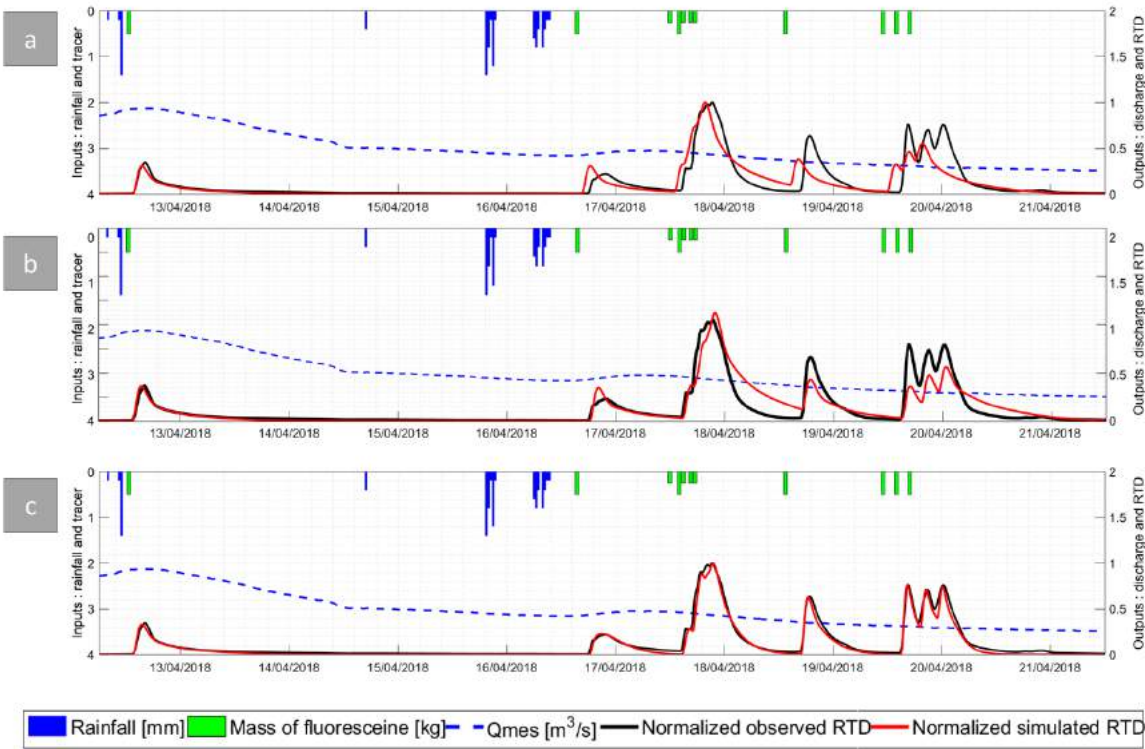


Fig. 5 – Experimental RTD and simulated RTD curves — **a** hypothesis : the system is linear and transit time is independent of discharge rate, **b** hypothesis : the system is linear and transit time is dependent on discharge rate and **c** hypothesis : the system is non-linear, and both transit time and mixing coefficient are dependent on the discharge rate

To investigate if solute transport can be influenced at a flood scale, the hypothesis of the linearity and stationarity of the system has been tested (Fig.5a). If solute transport is considered not to be influenced by short-term variations in boundary conditions, at a daily scale, initial calibration of the transfer function appears not to be enough to model the outlet signal. Also, the variation in travel time might be considered in the transfer function (Fig.5b); therefore, one needs to find the relation between transit time and discharge rate. Here, as all tracer tests were performed under similar hydrological conditions, the relation between outlet discharge rate and transit time might be quite simple. As there is no important variation of the spring discharge, one could consider that the discharge measured at the outlet can be enough to correctly describe

tracer transit time between the input and output of the studied tracing system. Transit time is determined from the BTC curve for tracer tests 1, 2, 3, 8 and 9. These tests were performed such that the tracer concentration at the outlet is sufficiently low to allow discrimination of a new arrival of the tracer. Transit time for tracer tests 4, 5, 6, 7, 10 and 11 could not be classically determined because of important interference by tracer restitution of each tracer injection. So, transit times have been determined from the experimental relationship between time of transit for tracer tests 1, 2, 3, 8 and 9 and corresponding outlet discharge. The relation is given by Eq. (12) (Fig.6).

$$\tau(hour) = \begin{cases} -33.72 * Q + 15.94, & Q_{inj} < 0.36m^3/s \\ -4.02 * Q + 4.98, & Q_{inj} \geq 0.36m^3/s \end{cases} \quad (12)$$

where τ is the transit time (h) and $Q_{inj}(m^3/s)$ is the discharge measured at the outlet when the tracer is added to the system. It has been shown previously that the tracer tests were performed during a period overlapping a change in the global hydrodynamic watershed behaviour with deactivation of a temporary resurgence when the outlet discharge drops under $0.440 m^3/s$. This is also observed in the apparent transport velocity of the tracer; thus, the model is naturally composed of a linear relation with a different coefficient, depending on whether the temporary resurgence at Moulo de Jaur is activated or not.

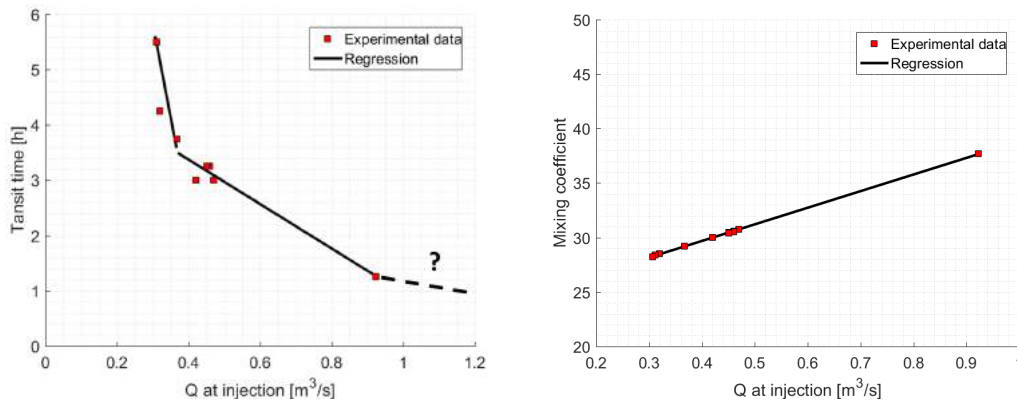


Fig. 6 – Regression between transfer function parameters and spring discharge at the time of tracer injection in P2 loss. As all tracer tests were performed under similar hydrological conditions and as there was no important influence of rainfall, the spring discharge is assumed to be representative of the boundary conditions

Additionally, it appears that the mixing coefficient shows variability depending on the outlet discharge rate. The previous study has shown that the mixing coefficient could be linked to the outlet discharge in case of a conduit dominated flow (Sivelle et al. 2018). As the discharge rate has decreased by 33% during the tracer tests campaign, the variation is considered sufficient to impact the solute transport. Here, the relation between the mixing coefficient A and the outlet discharge is considered as an a priori for the transfer function parametrization. Several regression equations have been tested and linear regression appears to be the more suitable

solution. The parameters of the regression are part of the optimization procedure ; also, it allows for reduction in the number of parameters to optimize. Basically, the model needs an A value for each tracer injection, in this case $A = 11$. Here, the model is reduced to two parameters, thereby allowing the model to be expanded for source pollution scenario testing for different outlet discharge rates. The relation between the mixing coefficient and outlet discharge is given by Eq. (13)(Fig.6).

$$A = 48.06.Q + 14.89 \quad (13)$$

where A is the mixing coefficient in the transfer function and Q (m^3/s) is the discharge measured at the outlet when the tracer is added to the system. Thus, the transfer function now includes parameter variations directly linked to the boundary conditions, described through the outlet discharge. The transfer function is now expressed by Eq. (14).

$$H(p) = \sum_{i=1}^k \left[\alpha_i \cdot \left(\frac{1}{1 + A(Q)^i \cdot p} \right)^N \cdot \exp(-\tau(Q)_i \cdot p) \right] \quad (14)$$

As a result, considering the effects of changes in discharge rate allows a better simulation of the outlet signal (Fig.5c). The transfer function is calibrated such that the parameters are dependent on the spring discharge. This approach is different from previous studies where flow is considered as a function of time on each time step (Ali et al.2014 ; Massoudieh 2013 ; Niemi 1977 ; Ozyurt and Bayari 2005). Most of these previous studies are based on ADE models, with temporal expression of the RTD. The transfer function formalism includes flow variability through the mean time of residency in the different compartments of the model (Leclerc et al. 2000). Here, the considered flow rate corresponds to the one measured at the time of the tracer injection. Then, the impulse response is calculated for each injection based on the transfer function, including dependence on the discharge. Thus, the flow variability is considered through the parameters of the MFR component, denoted (q), and of the PFR component, denoted $\tau(q)$.

It appears that the transfer function might include part of the temporal variations of the boundary conditions, even at a recession scale. In this case, it occurs over a few days without the influence of rainfall. It has been possible to find a relation between transfer function parameters and outlet discharge to improve the description of solute transport in the karst conduit. The output signal has been deconvoluted using a transfer function approach to identify each impulse response from a complex input signal. The signal has been simulated with an acceptable confidence level (NRMSE = 0.03 and NSE = 0.97) between observed and simulated data. Results of the parametrization are summarized in Table 2 and corresponding normalized simulated RTDs are shown in Fig.7. Also, deconvolution of the global outlet signal allows one to discriminate the mixing effect of three different flow dynamics depending on the apparent velocity (Fig.8). This differentiation in solute transport can be explained by friction effects (Massei et al.2006) or by the spatial arrangement of the water flow throughout the transport between the inlet and outlet (Field and Leij 2012 ; Hauns et al. 2001).

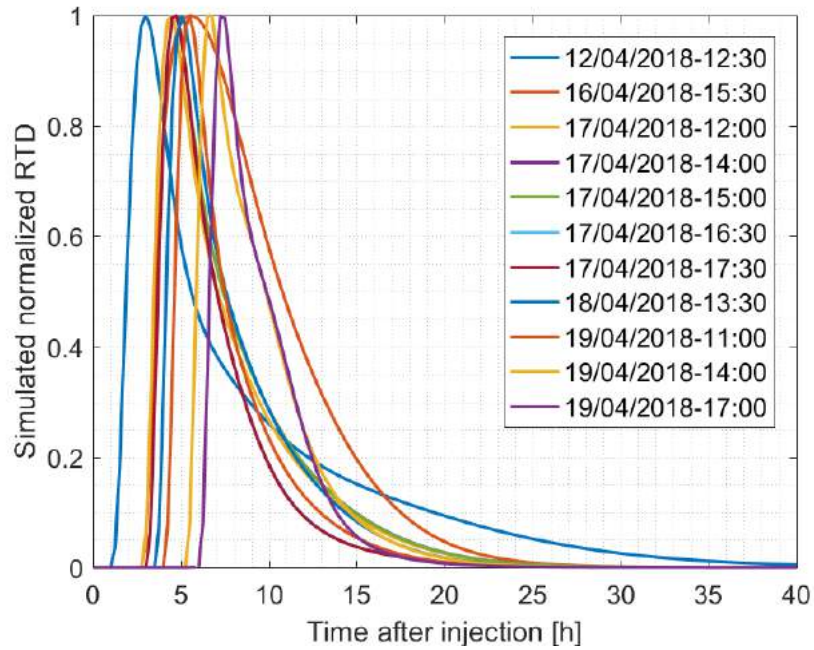


Fig. 7 – Simulated RTD for each of the 11 tracer tests and the corresponding date of injection

| $\alpha 1(\%)$ | A1 | $\tau 1(\text{H})$ | $\alpha 2(\%)$ | A2 | $\tau 2(\text{H})$ | $\alpha 3(\%)$ | A3 | $\tau 3(\text{H})$ |
|----------------|------|--------------------|----------------|------|--------------------|----------------|-------|--------------------|
| 36 | 2.51 | 1.25 | 30 | 6.31 | 1.54 | 34 | 15.85 | 1.83 |
| 20 | 2.00 | 3.00 | 38 | 4.00 | 3.69 | 42 | 8.00 | 4.38 |
| 40 | 2.05 | 3.00 | 32 | 4.20 | 3.69 | 27 | 8.60 | 4.38 |
| 40 | 2.04 | 3.25 | 32 | 4.16 | 4.00 | 27 | 8.49 | 4.75 |
| 40 | 2.04 | 3.25 | 32 | 4.15 | 4.00 | 27 | 8.45 | 4.75 |
| 49 | 2.03 | 3.25 | 39 | 4.12 | 4.00 | 12 | 8.37 | 4.75 |
| 49 | 2.03 | 3.25 | 39 | 4.10 | 4.00 | 12 | 8.31 | 4.75 |
| 43 | 1.95 | 3.75 | 31 | 3.79 | 4.61 | 26 | 7.38 | 5.48 |
| 52 | 1.90 | 4.25 | 30 | 3.61 | 5.23 | 18 | 6.86 | 6.21 |
| 46 | 1.89 | 5.50 | 40 | 3.58 | 6.82 | 14 | 6.77 | 8.15 |
| 55 | 1.88 | 6.25 | 40 | 3.55 | 7.69 | 5 | 6.68 | 9.13 |

Table 2 – The simulated RTD is obtained by summation of the contribution of three sub-functions where α [%] is the contribution of the total mass transport, A is the mixing coefficient (dependent on outlet discharge) and τ [h] is the transit time between input and outlet of the tracing system

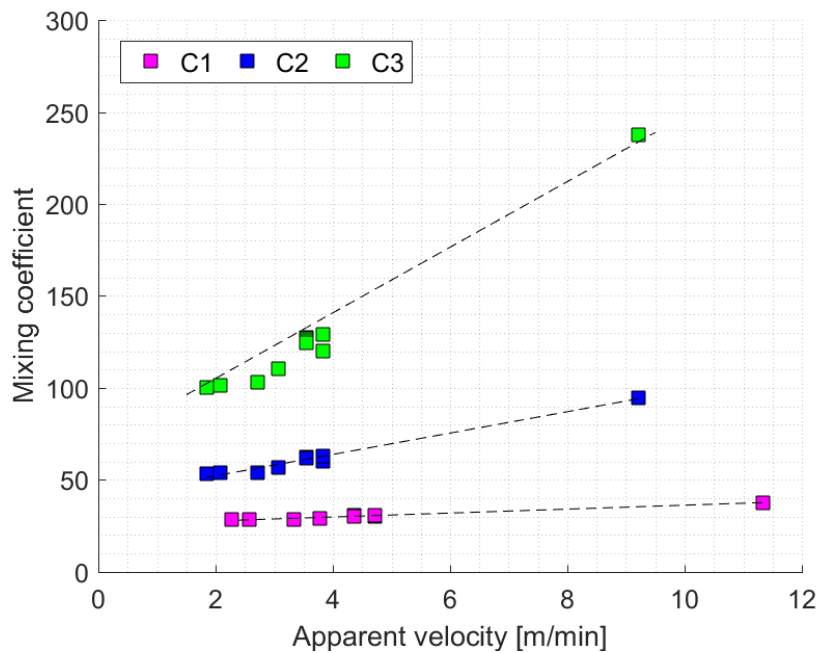


Fig. 8 – Regression between the mixing coefficient, noted A in the transfer function, and the apparent velocity

3.2.4.3 Testing pollution scenario

Considering the non-linear and non-stationary hydrodynamic behaviour in karst conduits, an efficient scenario testing procedure should include these special features and their influence on solute transport. Also, several questions must be answered in any vulnerability assessment : (1) when will the contamination arrive at the target, (2) at what concentration level and (3) how long the contaminant will last (Goldscheider 2004 ; Iván and Mádl-Szőnyi 2017). The VULK method (Jeannin et al. 2001) was the first process based on vulnerability mapping. The main idea of the method consists of modelling the breakthrough curve of a conservative contaminant along the water pathway, separated in the sub-system. Nonetheless, the possibility to consider a concentrated infiltration is not implemented into the original model. In this study, a transfer function approach is used to model the solute transport in a karstic area, based on artificial tracer tests performed from a loss, allowing quick infiltration in the main drainage system. The model allows one to correctly describe the residence time distribution of a non-reactive tracer, and by extension of a potential contaminant with the same behaviour. The model proposed here remains valid for solute transport occurring between injection and recovery sites in a specific range of hydrological conditions. Thus, in term of vulnerability assessment, the model proposed here may be classified as source vulnerability and could help to prevent accidental pollution (Kavouri et al. 2011). As the model includes a dependence on the outlet discharge, it is possible to investigate a pollution scenario across various hydrological conditions. The source vulnerability evolves across time depending on the boundary conditions. These have an influence on a multi-temporal-scale range, from the daily scale (recessional following a rainfall event) to annual scale (between high and low water levels).

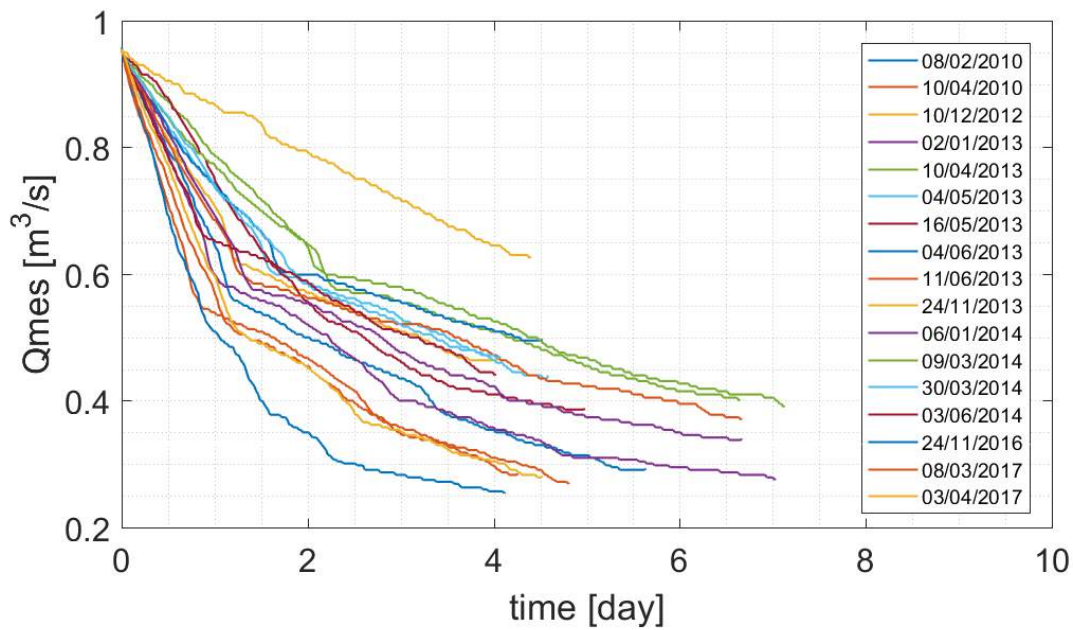


Fig. 9 – Recessions like the ones studied through tracer tests observed over the Baget karstic watershed between January 2009 and April 2018 : the recession lasts more than 4 days, the initial spring discharge, noted Q_{obs} , is about $0.9 \text{ m}^3/\text{s}$ and the final spring discharge is above $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Thus, the scenario of pollution is tested in conditions close to the one investigated during the field campaign

A primary approach in RTD modelling for various recessions consists of applying the transfer function approach to an input signal different from the classical Dirac function, considering the discharge variation while the tracer (or contaminant) is supposed to be added in the system. Here, the solute transport transfer function proposed has been calibrated in a specific range of spring discharge, during a recession where spring discharge decreases from 0.9 to $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$. The pollution scenario is tested on recession events with spring discharge in the same order of magnitude. To do so, 17 recessions close to the one observed during tracer tests have been identified (Fig.9). These recessions checked the following conditions : (1) the recession lasts more than 4 days, (2) the initial discharge is about $0.9 \text{ m}^3/\text{s}$ and (3) the final discharge is above $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Thus, the scenario of pollution is tested in conditions close to the one investigated through artificial tracer tests. The scenario consists of infiltration at a constant concentration lasting 6 h. As the recession coefficient varies between all the recession events, the effects of discharge decrease during contaminant infiltration and transport can be different. To assess these effects the model was run on the 17 flood recessions and some results are shown in Fig. 10. The first scenario (Fig.10a), with a mean discharge rate of around $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$, shows that neglecting the discharge variation can lead to underestimating the peak concentration. Nonetheless, in this scenario the time of transit and the duration of restitution appears to be quite good. Two other scenarios (Fig. 10 b,c), with mean discharge rate of around $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$, show that neglecting discharge variations can lead to significant errors in transit time estimation. This is a consequence of the ceiling effect present in Eq. (12) (Fig.6) and highlights the effect of non-linearity in karstic media on solute transport.

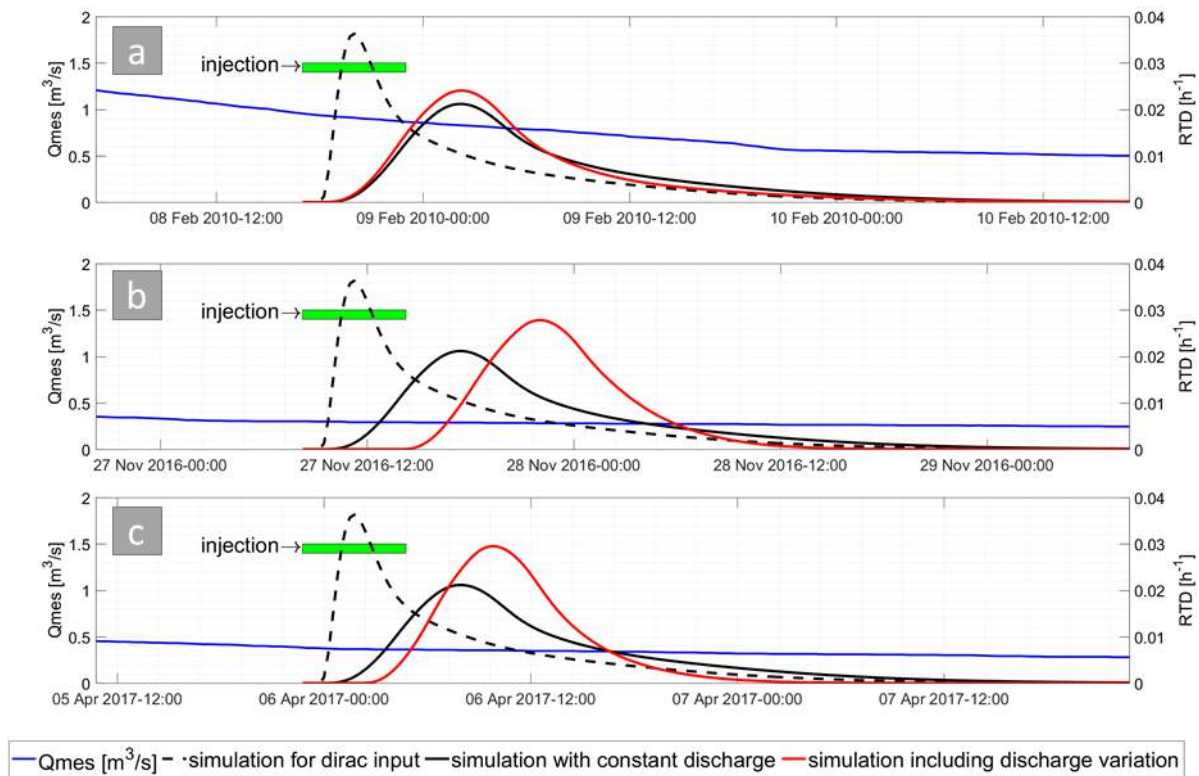


Fig. 10 – Residence time distribution estimated from the model for a constant injection lasting 6 h. The green rectangle corresponds to a simulated injection ; the black dashed lines represent the impulse response derived from the calibration tracer test ; the black lines represent the response to a 6-h-long continuous injection using the transfer function regardless of discharge variations ; and the red lines represent response including dependence on the outlet discharge. **a–c** These correspond to three different recessions where the scenarios have been tested with respective mean discharge around $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$ (**a**) and $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$ (**b–c**)

3.2.5 Discussion

The model proposed here is based on a transfer function approach. The parametrization is derived from artificial tracer tests performed under similar hydrological conditions. The main objective was to assess the effect of short-term variations in boundary conditions on artificial tracer test response. The proposed transfer function approach suffers from certain limitations.

The model remains valid, as the hydrological conditions are close to the conditions investigated during the field campaign. An extrapolation of the linear regression between transfer function parameters and spring discharge appears not to be relevant. Indeed, Eq. (12) gives a negative transit time in the case of the spring discharge above $1.240 \text{ m}^3/\text{s}$, which is physically not possible. So, an extension of the given model to a larger range of hydrological conditions needs more field data to find a more suitable model. This model consists of both the transfer function and the regression equation, relating the parameters and the environmental variables.

Adding data from new artificial tracer tests is a key point to ensure that this approach remains valid in larger range boundary conditions (low and high water levels and piezometric levels, rainfall events). In this study, only the influence of spring discharge has been investigated. The model can be extended by integration of other variables such as piezometric level. Based on results from previous studies (Duran et al. 2016), it appears that considering other environmental variables in the transfer function parametrization constitutes an interesting perspective. Nonetheless, as the discharge is needed for RTD calculation, the approach presented here can easily be applied to other systems (Sivelle et al. 2018).

Influence of distance on the solute transport has not been addressed in this study. All tracer tests were performed from the same injection point to the system's outlet spring. The injection point was chosen so that the tracer reached the sub-terranean main drainage system rapidly. An extension of the model may include transfer function calibration on other parts of the main drainage system, or even annexe system. The model calibration should include the influence of parameters such as distance of transport, conduit dimensions and flow velocities. Many studies, based on the physical approach, have highlighted interest in measuring one or several intermediate RTDs to better constrain the solute transport modelling (Cholet 2017; Dewaide et al. 2017; Ender et al. 2018; Martelet et al., 2018). This kind of application may help to better constrain the physical signification of the transfer function parameters.

3.2.6 Conclusion

In this paper, several problems with solute transport in karstic areas have been addressed : (1) solute transport modelling in karst conduits using a transfer function approach, (2) assessment of the short-term variations in tracer test responses and (3) testing an accidental pollution scenario including discharge variations along the infiltration and restitution of the contaminant.

A transfer function approach is used for the RTD modelling based on fluorescent dye tracer tests, which consists of a systemic approach, allowing inclusion of all processes in a conceptual reservoir model. The model introduced here is composed of three delayed sub-functions. The delay in solute transport can be explained by the existence of complex structures acting like dead zones (Becker and Bellin 2013; Field and Pinsky 2000; Goldscheider 2008), by friction effects (Massei et al. 2006) or by partition in flow dynamics (Labat and Mangin 2015). Flow dynamics in karst aquifers show strong non-linearity : ceiling effects may exist depending on the activation or deactivation of flow paths, depending on the water table. In this study, artificial tracer tests were performed during a period when one temporary resurgence (at Moulo de Jaur) has been deactivated. As a result, the regression equation between the spring discharge and time of transit shows a different coefficient, from either side of this ceiling effect on spring discharge, corresponding to the activation/deactivation of this temporary loss.

The main result of the study highlights the influence of short-term variation in boundary conditions on artificial tracer test response. It constitutes a new way to deal with source pollution scenarios. Considering one accidental pollution scenario lasting 6 h over several quite similar recession events, it appears that the shape of the recession has an influence on solute transport. Thus, the model allows one to include discharge fluctuation during solute transport (and by

extension contaminant) and gives a better description of the recovery at the outlet. Omitting the effects of short-term variations in boundary conditions can lead to under-estimates of the peak concentration. Also, the time of transit and the time for maximal concentration reaching the outlet can be poorly estimated, considering a constant discharge rate. Users should keep in mind the range of hydrological conditions within which the model has been calibrated, to ensure the model precision is sufficiently reliable.

Acknowledgement

The authors would like to thank the KARST observatory network (SNO KARST) initiative at the INSU/CNRS, which aims to strengthen knowledge sharing and promote cross-disciplinary research on karst systems at the national scale. We also thank "Météo-France" for providing rainfall data and BRGM (French Geological Survey) for providing discharge data.

Funding information

This work has been funded by "l'Agence de l'eau Adour Garonne".

References

- Ali M, Fiori A, Russo D (2014) A comparison of travel-time based catchment transport models, with application to numerical experiments. *JHydrol* 511 :605–618. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.010>
- Amin IE, Campana ME (1996) A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data and transit time calculation in hydrologic systems. *J Hydrol* 179(1) :1–21. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02880-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02880-3)
- Becker, M., Bellin, A., 2013. A reservoir model of tracer transport for karstic flow systems. *Hydrogeol J* 21, 1011–1019. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-0991-2>
- Birk, S., Geyer, T., Liedl, R., Sauter, M., 2005. Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Ground Water* 43, 381–388. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0033.x>
- Bolin B, Rodhe H (1973) A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus* 25(1) :58–62. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1973.tb01594.x>
- Bovolin, V., Cuomo, A., Guida, D., 2017. Hydraulic modeling of flood pulses in the Middle Bussento Karst System (MBSKS), UNESCO Cilento Global Geopark, southern Italy. *Hydrol. Process.* 31, 639–653. <https://doi.org/10.1002/hyp.11056>
- Cholet, C., 2017. Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura (Thèse de Doctorat) (Hydrogeological functioning and trans-

- port processes in the karstic aquifers of the Jura Massif). Université de Bourgogne Franche-Comté.
- Cornaton F, Perrochet P (2006) Groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective–dispersive systems : 1. Generalized reservoir theory. *Adv Water Resour* 29(9) :1267–1291. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.10.009>
- Cvetkovic V (2012) A general memory function for modeling mass transfer in groundwater transport. *Water Resour Res* 48(4).<https://doi.org/10.1029/2011WR011657>
- De Hoog, F.R., Knight, J.H., Stokes, A.N., 1982. An improved method for numerical inversion of Laplace transforms. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing* 3, 357–366.
- Debroas, E.-J., 2009. Géologie du bassin versant du Baget (Zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) : nouvelles observations et conséquences. (Geology of the Baget watershed (North-Pyrenean zone, Ariège, France) : new observations and consequences) *Strata* 2, 1–93.
- Delannoy, J.-J., 1997. Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst (Thèse de doctorat) (Geomorphological research on the Vercors karst massif and the Ronda transversal (Andalusia) : the morphogenic contributions of karst). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Dewaide, L., Bonniver, I., Rochez, G., Hallet, V., 2016. Solute transport in heterogeneous karst systems : Dimensioning and estimation of the transport parameters via multi-sampling tracer-tests modelling using the OTIS (One-dimensional Transport with Inflow and Storage) program. *Journal of Hydrology* 534, 567–578. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.049>
- Dewaide, L., Collon, P., Poulain, A., Rochez, G., Hallet, V., 2017. Double-peaked breakthrough curves as a consequence of solute transport through underground lakes : a case study of the Furfooz karst system, Belgium. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1671-4>
- Doerfliger, N., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments : a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology* 39, 165–176.
- Doummar, J., Margane, A., Geyer, T., Sauter, M., 2018. Assessment of key transport parameters in a karst system under different dynamic conditions based on tracer experiments : the Jeita karst system, Lebanon. *Hydrogeol J* 1–13. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1754-x>
- Dreybrodt, W., 1988. *Processes in Karst Systems - Physics, Chemistry, and Geology*, Springer Series in Physical Environment. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Duran, L., Fournier, M., Massei, N., Dupont, J.-P., 2015. Use of Tracing Tests to Study the Impact of Boundary Conditions on the Transfer Function of Karstic Aquifers, in : *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*, Environmental Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 113–122. https://doi.org/10.1007/978-3-642-17435-3_13
- Duran, L., Fournier, M., Massei, N., Dupont, J.-P., 2016. Assessing the Nonlinearity of Karst

- Response Function under Variable Boundary Conditions. *Ground Water* 54, 46–54. <https://doi.org/10.1111/gwat.12337>
- Ender, A., Goepfert, N., Goldscheider, N., 2018. Spatial resolution of transport parameters in a subtropical karst conduit system during dry and wet seasons. *Hydrogeol J* 1–15. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1746-x>
- Field, M.S., 2002. The QTRACER2 program for tracer-breakthrough curve analysis for tracer tests in karstic aquifers and other hydrologic systems. National Center for Environmental Assessment–Washington Office, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency.
- Field, M.S., Leij, F.J., 2012. Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *Journal of Hydrology* 440–441, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.018>
- Field, M.S., Pinsky, P.F., 2000. A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers.pdf. *Journal of Contaminant Hydrology* 44, 329–351.
- Filippini, M., Squarzoni, G., De Waele, J., Fiorucci, A., Vigna, B., Grillo, B., Riva, A., Rossetti, S., Zini, L., Casagrande, G., Stumpp, C., Gargini, A., 2018. Differentiated spring behavior under changing hydrological conditions in an alpine karst aquifer. *Journal of Hydrology* 556, 572–584. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.040>
- Ford, D., Williams, P.D., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc.
- Goldscheider, N., 2004. The concept of groundwater vulnerability., in : *Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers, Final Report (COST Action 620) Report EUR 20912*.
- Goldscheider, N., 2008. A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeology Journal* 16, 1311–1317. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0307-0>
- Goldscheider, N., Hötzl, H., Fries, W., Jordan, P., 2001. Validation of a vulnerability map (EPIK) with tracer tests. Presented at the Proc. 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, pp. 167–170.
- Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., Smart, C., 2008. Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology* 37, 3.
- Göppert, N., Goldscheider, N., 2007. Solute and Colloid Transport in Karst Conduits under Low- and High-Flow Conditions. *Ground Water* 0, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00373.x>
- Hauns, M., Jeannin, P.-Y., Atteia, O., 2001. Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology* 241, 177–193.

- Hollenbeck, K.J., 1998. INVLAP.M : A Matlab Function for Numerical Inversion of Laplace Transforms by de Hoog Algorithm. [WWW Document]. URL https://www.mathworks.com/matlabcentral/answers/uploaded_files/1034/invlap.m (accessed 12.7.16).
- Iván, V., Mádl-Szőnyi, J., 2017. State of the art of karst vulnerability assessment : overview, evaluation and outlook. *Environmental Earth Sciences* 76. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6422-2>
- Jeannin, P.-Y., 1998. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. (Thèse de doctorat) (Structure and hydraulic behaviour of karst aquifers) Université de Neuchâtel, Neuchâtel.
- Jeannin, P.-Y., Cornaton, F., Zwahlen, F., Perrochet, P., 2001. VULK : a tool for intrinsic vulnerability assessment and validation. Presented at the Proc. 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, pp. 185–190.
- Jury, W.A., Roth, K., 1990. Transfer functions and solute movement through soil : theory and applications. *Transfer functions and solute movement through soil : theory and applications*.
- Käss, W.A., 1994. Hydrological tracing practice on underground contaminations. *Environmental geology* 23, 23–29.
- Kavouri, K., Plagnes, V., Dörfliger, N., Faycal, R., Pierre, M., 2011. PaPRIKa : a method for estimating karst resource and source vulnerability—application to the Ouyse karst system (southwest France). *Hydrogeology Journal* 19, 339–353. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0688-8>
- Kennedy, J., Eberhart, R., 1995. Particle swarm optimization, in : , IEEE International Conference on Neural Networks, 1995. Proceedings. Presented at the , IEEE International Conference on Neural Networks, 1995. Proceedings, pp. 1942–1948 vol.4. <https://doi.org/10.1109/ICNN.1995.488968>
- Kirchner JW, Feng X, Neal C (2000) Fractal stream chemistry and its implications for contaminant transport in catchments. *Nature* 403(6769) :524–527. <https://doi.org/10.1038/35000537>
- Kovács, A., Perrochet, P., 2008. A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology* 352, 16–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.009>
- Labat, D., Mangin, A., 2015. Transfer function approach for artificial tracer test interpretation in karstic systems. *Journal of Hydrology* 529, 866–871. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.011>
- Lauber, U., Ufrecht, W., Goldscheider, N., 2014. Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 435–445. <https://doi.org/10.5194/hess-18-435-2014>
- Leclerc JP, Claudel S, Lintz HG, Potier O, Antoine B (2000) Theoretical interpretation of residence-time distribution measurements in industrial processes. *Oil Gas Sci Technol* 55(2) :159–169
- Leibundgut, C., 1998. Vulnerability of karst aquifers. *IAHS PUBLICATION* 247, 45–60.

- Levenspiel, O., 1999. Chemical reaction engineering, 3. ed. ed. Wiley, Hoboken, NJ.
- Levenspiel, O., 2012. Tracer Technology, Fluid Mechanics and Its Applications. Springer New York, New York, NY. <https://doi.org/10.1007/978-1-4419-8074-8>
- Luhmann, A.J., Covington, M.D., Alexander, S.C., Chai, S.Y., Schwartz, B.F., Groten, J.T., Alexander Jr., E.C., 2012. Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology* 448–449, 201–211. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.044>
- Małozzewski P, Zuber A (1982) Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers : 1. Models and their applicability. *J Hydrol* 57(3) :207–231. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90147-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90147-0)
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (Thèse de Doctorat) (Contribution to the hydrodynamic study of karst aquifers). Université de Bourgogne.
- Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. (The use of autocorrelation and spectral analyses to obtain a better understanding of hydrological systems) *Journal of Hydrology* 67, 25–43. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90230-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90230-0)
- Mangin, A., 1994. Karst Hydrogeology, in : Danielopol, D.L., Stanford, J.A. (Eds.), *Groundwater Ecology*. Academic Press, San Diego, pp. 43–67.
- Marín, A.I., Andreo, B., Mudarra, M., 2015. Vulnerability mapping and protection zoning of karst springs. Validation by multitracer tests. *Science of The Total Environment* 532, 435–446. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.05.029>
- Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux (Thèse de Doctorat ès Sciences) (Structure and behaviour of the saturated zone of karst aquifers from experiental results). Université de Paris XI Orsay, Paris.
- Massei, N., Wang, H.Q., Field, M.S., Dupont, J.P., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal* 14, 849–858. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0010-3>
- Massoudieh A (2013) Inference of long-term groundwater flow transience using environmental tracers : A theoretical approach. *WaterResour Res* 49(12) :8039– 8052. <https://doi.org/10.1002/2013WR014548>
- Matsubayashi, U., Velasquez, G.T., Takagi, F., 1993. Hydrograph separation and flow analysis by specific electrical conductance of water. *Journal of Hydrology* 152, 179–199.
- Milanović, P., 2014. Hydraulic Properties of Karst Groundwater and Its Impacts on Large Structures, in : Mudry, J., Zwahlen, F., Bertrand, C., LaMoreaux, J.W. (Eds.), *H2Karst Research in Limestone Hydrogeology*. Springer International Publishing, Cham, pp. 19–48. https://doi.org/10.1007/978-3-319-06139-9_2

- Morales, T., Uriarte, J.A., Olazar, M., Antigüedad, I., Angulo, B., 2010. Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology* 390, 182–189. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.041>
- Moser, H., 1995. Groundwater tracing, in : *Tracer Technologies for Hydrological Systems*. Presented at the Proceedings of a Boulder Symposium, IAHS.
- Nash, J.E., 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology, Publ 3*, 114–121.
- Niemi AJ (1977) Residence time distributions of variable flow processes. *Int J Appl Radiat Isot* 28(10) :855–860. [https://doi.org/10.1016/0020-708X\(77\)90026-6](https://doi.org/10.1016/0020-708X(77)90026-6)
- Ozyurt NN, Bayari CS (2005) Steady- and unsteady-state lumped parameter modelling of tritium and chlorofluorocarbons transport : hypothetical analyses and application to an alpine karst aquifer. *HydroProcess* 19(17) :3269–3284. <https://doi.org/10.1002/hyp.5969>
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology* 168, 73–89.
- Perrin, J., Pochon, A., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2004. Vulnerability assessment in karstic areas : validation by field experiments. *Environmental Geology* 46. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-0986-3>
- Quinif, Y., 1999. Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne. (Karst and river evolution : the Ardenne case) *Geodinamica Acta* 12, 267–277.
- Ravbar, N., Goldscheider, N., 2009. Comparative application of four methods of groundwater vulnerability mapping in a Slovene karst catchment. *Hydrogeology Journal* 17, 725–733. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0368-0>
- Schnegg, P.-A., 2002. An inextensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement, in : *Groundwater and Human Development*. Presented at the XXXII IAH and ALHSUD congress, Bocanegra, E - Martinez, D - Massone, H (Eds.), Balkema, Rotterdam, Mar del Plata, Argentina, pp. 1484–1488.
- Sivelle, V., Labat, D., Duran, L., Massei, N., Fournier, M., 2018. Artificial Tracer Tests Interpretation Using Transfer Function Approach to Study the Norville Karst System, In : Bertrand C, Renard P, Denimal S, Steinmann M (eds) *Advances in the hydrogeology of karst and carbonate reservoirs*, chap 22. Eurokarst 2018, Besançon, France
- Toride, N., Leu, F.J., Van Genuchten, M.T., 1993. A Comprehensive Set of Analytical Solutions for Nonequilibrium Solute Transport With First-Order Decay and Zero-Order Production. *Water Resources Research* 29, 2167–2182. Van Genuchten, M.T., Simunek, J., Leij, F.J., Toride, N., Sejna, M., 2012. STANMOD : Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE* 55, 1353–1366.
- Toride, N., Leij, F.J., Van Genuchten, M.T., others, 1995. The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. US Salinity Laboratory

Riverside.

- Van Genuchten MT, Simunek J, Leij FJ, Toride N, Sejna M (2012) STANMOD : model use, calibration, and validation. *Trans ASABE* 55 :1353–1366
- Vincenzi, V., Riva, A., Rossetti, S., 2011. Towards a better knowledge of Cansiglio karst system (Italy) : results of the first successful groundwater tracer test. *Acta Carsologica* 40.
- Walas, S.M., 2005. *Chemical reaction engineering handbook of solved problems*. Gordon and Breach.
- Wang, H.Q., Crampon, N., Huberson, S., Garnier, J.M., 1987. A linear graphical method for determining hydrodispersive characteristics in tracer experiments with instantaneous injection. *Journal of Hydrology* 95, 143–154. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90121-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90121-1)
- Wang HQ, Crampon N, Huberson S, Garnier JM (1987) A linear graphical method for determining hydrodispersive characteristics in tracer experiments with instantaneous injection. *J Hydrol* 95 :143–154. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90121-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90121-1)
- Worthington, S.R., 2003. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifer. *Speleogenesis & Evolution of Karst Aquifers* 1, 1–8.
- Worthington, S.R.H., Ford, D.C., 2009. Self-Organized Permeability in Carbonate Aquifers. *Ground Water* 47, 326–336. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00551.x>
- Zhao, X., Chang, Y., Wu, J., Peng, F., 2017. Laboratory investigation and simulation of breakthrough curves in karst conduits with pools. *Hydrogeology Journal* 25, 2235–2250. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1626-9>

3.3 Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par approche de type fonction de transfert : Application à l'hydrosystème karstique de l'Ouyse (Lot, France)

Sivelle, V., Lorette, G., Tremoulet, J., Bardeau, M., Labat, D., 2019. Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par approche de type fonction de transfert : Application à l'hydrosystème karstique de l'Ouyse (Lot, France). Géologues, n° 202.

Résumé

La gestion durable des ressources en eaux constitue un enjeu majeur pour les générations futures à la fois en termes de quantité mais aussi de qualité. Le stress hydrique est sans cesse aggravé par un déséquilibre entre des besoins croissants en eaux douces et des réserves de plus en plus critiques. En France, parmi toutes les ressources aquifères, les systèmes karstiques représentent des réserves importantes encore difficilement exploitées. La protection de ces ressources en eaux douces et la caractérisation de la vulnérabilité des aquifères karstiques devient donc une priorité pour les sciences hydrologiques. Cette étude porte sur l'étude du transport dissous conservatif à partir de traçages artificiels pour lesquels l'interprétation se base sur une approche fonction de transfert. Cette approche permet de partitionner le transport de masse en soluté entre les différentes composantes de l'écoulement (rapide ou lente selon la dynamique des sous-systèmes étudiés). L'application de cette approche reste pour l'instant restreinte à des hydrosystèmes de petites tailles ($\approx 10 \text{ km}^2$). L'objectif de cette étude est de tester cette approche sur un des plus grands hydrosystèmes de France : le système karstique de l'Ouyse, largement exploité pour l'alimentation en eau potable. Cela constitue une nouvelle approche pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère et tester des scénarios de pollutions accidentelles notamment.

3.3.1 Introduction

Les systèmes karstiques constituent une ressource en eau douce importante en France et en Europe (Chen et al., 2017) et assurent la majeure partie des besoins d'alimentation en eau potable dans certaines régions (Ford et Williams, 2007). Les ressources aquifères que constituent les systèmes karstiques demeurent encore sous exploitées. L'un des enjeux majeurs consiste donc à caractériser la vulnérabilité de ces aquifères et à assurer le maintien en bon état quantitatif et qualitatif de ces masses d'eau associées (directive cadre européenne sur l'eau, DCE, 2000). La mise à disposition de cartes de vulnérabilité des aquifères karstiques (Goldscheider et al., 2001 ; Jeannin et al., 2001 ; Kavouri et al., 2011) ainsi que les tests de scénarios de pollution (Perrin et al., 2004 ; Sivelle et Labat, 2019) peuvent notamment s'appuyer sur des données de traçages artificiels. Il s'agit d'un des outils les plus couramment utilisés en hydrogéologie karstique pour étudier le déplacement des masses d'eaux souterraines et pour caractériser le transport de masse en soluté. Cela consiste à injecter une masse de traceur artificiel conserva-

tif (naturellement absent dans l'environnement) au niveau d'un point d'infiltration du bassin (perte, doline, aven) et de suivre les variations temporelles de ses concentrations au niveau d'un exutoire du bassin. En rapportant les concentrations mesurées à la masse injectée et au débit mesuré à l'exutoire, il est possible de déterminer la densité de probabilité des temps de résidence du soluté dans le système, aussi appelée distribution des temps de séjour (DTS). L'analyse de la DTS permet de décrire les modalités de transport des eaux souterraines et d'obtenir des informations sur la structure interne du système. Les traceurs artificiels sont considérés comme conservatifs lorsqu'ils ne subissent pas d'altération d'origine physique ou chimique (telle que la biodégradation ou l'oxydoréduction, par exemple) et n'interagissent pas avec la phase solide lors de leur transport à travers l'aquifère.

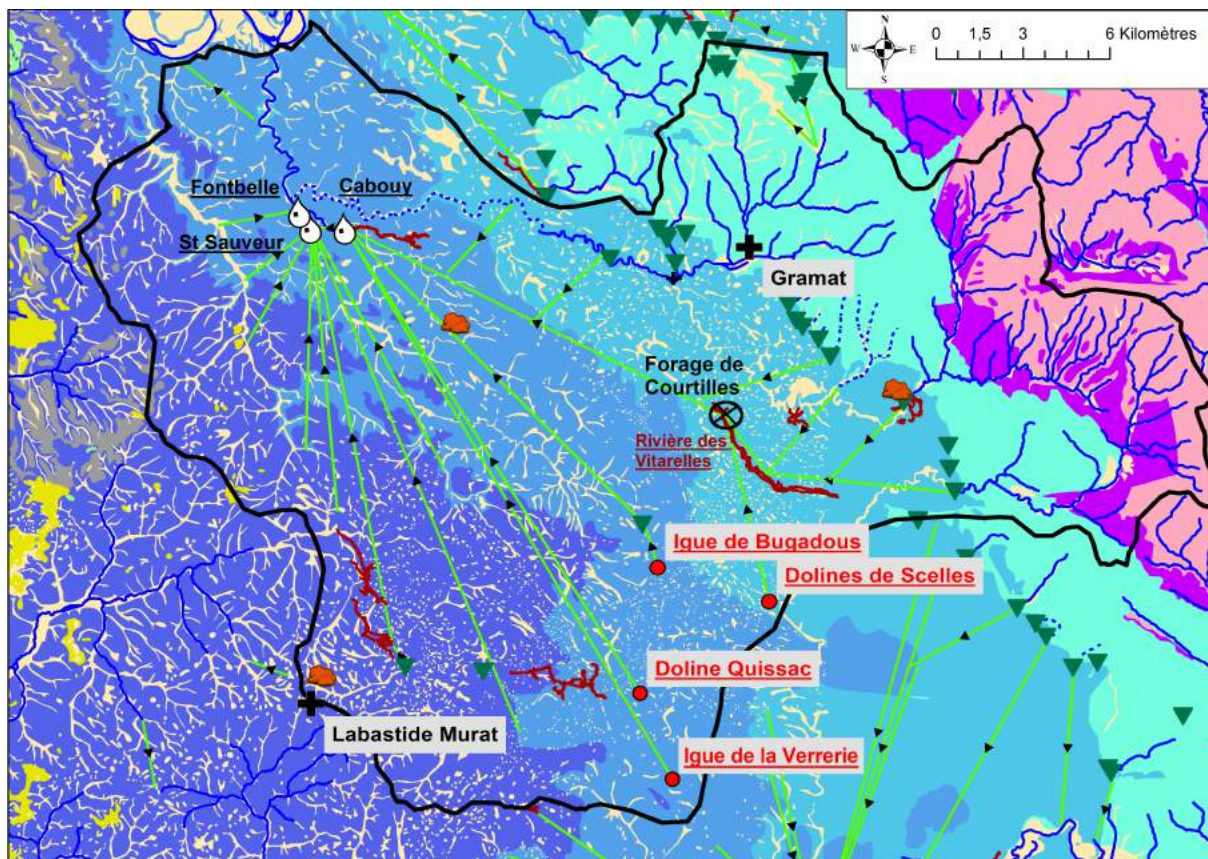
Cette étude porte sur l'analyse du transport dissous non-réactif à partir de traçages artificiels pour lesquels l'interprétation se base sur une approche novatrice et prometteuse en partitionnant le transport de masse en soluté entre les différentes composantes de l'écoulement, à savoir un écoulement lent ou rapide, selon la structure des sous-systèmes étudiés. L'application de cette nouvelle approche reste pour l'instant restreinte à des hydrosystèmes de petites tailles (≈ 10 km²) comme ceux du Baget en Ariège (Sivelle et Labat, 2019) ou de Norville en Normandie (Sivelle et al., 2020). L'objectif de cette étude consiste à tester cette approche sur un des plus grands hydrosystèmes de France : le système karstique de l'Ouyse (Lot, France).

3.3.2 Le système karstique de l'Ouyse, un fonctionnement complexe encore mal connu

Le système karstique de l'Ouyse est localisé sur le territoire du Parc naturel régional et Géoparc mondial UNESCO des Causses du Quercy, dans le département du Lot (46). Il est largement utilisé pour l'alimentation en eau potable du territoire et est composé de trois exutoires principaux : les sources de Cabouy, de St Sauveur, et de Fontbelle (Fig. 1). Ces sources pérennes sont plus ou moins connectées entre elles de manière encore mal déterminée et alimentent la même rivière en aval du système. Le cumul des débits peut dépasser 100 m³.s⁻¹ lors d'évènements pluvieux intenses.

Le contexte géologique (voir figure 1) fait affleurer des formations marneuses du Jurassique inférieur à l'Est (Domérien-Toarcien), puis progressivement du Jurassique moyen dans la partie centrale (calcaires du Bajocien-Bathonien), et du Jurassique supérieur à l'Ouest (calcaires de l'Oxfordien-Kimméridgien) (Soulé, 1981). Dans la partie Est du territoire, l'infiltration s'effectue préférentiellement à travers un réseau de pertes karstiques formées au contact entre le Jurassique inférieur et moyen. Dans la partie centrale et Ouest, l'infiltration se produit majoritairement par gravité à travers l'épikarst et la zone non saturée de l'aquifère (Ricard et al., 1988).

D'un point de vue hydrogéologique, le réseau souterrain est très fortement karstifié à la fois dans les zones non saturées et saturées permettant le développement de rivières souterraines telles que la rivière des Vitarelles (voir figure 1) qui récolte et participe au transfert de la majorité des eaux qui s'infiltré dans la partie Est de la zone d'étude.



Légende

- Lieu d'injection
- 🌳 Station météorologique
- Bassin d'alimentation
- 💧 Sources de l'Ouisse
- ▼ Pertes
- Réseaux karstiques souterrains
- ➔ Traçages hydrogéologiques
- Cours d'eau pérennes
- ⋯ Cours d'eau temporaires

Stratigraphie

| | |
|--|---|
| Quaternaire | Callovien - Oxfordien |
| Oligocène | Aalénien - Bajocien - Bathonien |
| Turonien | Domérien - Toarcien |
| Cénomanién | Trias |
| Kimméridgien | Socle Paléozoïque |

Figure 1 – Contextes géologique et hydrogéologique du système karstique de l'Ouisse

Chaque exutoire présente des dynamiques de réponses naturelles différentes, rendant difficile la compréhension précise du fonctionnement hydrogéologique de la zone d'étude. Des travaux dirigés par le Parc naturel régional des Causses du Quercy sont actuellement en cours pour préciser les origines des eaux alimentant chaque système et pour évaluer la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine karstique aux contaminations de surface pendant les événements pluvieux.

3.3.3 Une approche innovante pour caractériser le transport dissous en souterrain dans les systèmes karstiques

Dans cette étude, les traçages artificiels caractérisent le transport dissous entre plusieurs points d'infiltration du bassin et les deux principaux exutoires : la source de Cabouy et la source de St Sauveur. Le transport dissous conservatif est étudié à partir des DTS obtenues par traçages artificiels (Tab. 1). Les traçages effectués le 15 mai 2008 (traçages 1 à 5) ont eu lieu en période de fortes pluies afin d'assurer un écoulement suffisant dans les réseaux actifs pour entraîner le traceur vers la zone noyée. L'injection a été réalisée entre deux petites crues (12 et 16 mai 2008) et 10 jours avant une grande crue qui a duré une vingtaine de jours (Caligée, 2008). L'injection de traceur s'accompagne d'une injection d'eau avant et après afin de faciliter la transmission du traceur de la surface vers la zone noyée. Plusieurs points de suivi de restitution ont été équipés avec des préleveurs automatiques au niveaux des sources. Aussi, le forage des Courtilles a été instrumenté afin de suivre le réseau des Vitarelles. Les concentrations sont déterminées à partir de mesure par spectrofluorimétrie au CETRAHE (Orléans, France). L'acquisition des débits est réalisée à partir de mesure du niveau d'eau en continu avec des sondes installées par Caligée au niveau de Cabouy et de St Sauveur. A noter que les sites de mesure ne sont pas équipés de seuil calibré pouvant ainsi créer des incertitudes sur les mesures de débits et donc sur la DTS.

A la source de Cabouy (voir figure 1) les taux de restitution varient entre 29% et 78%, témoignant d'une continuité hydrologique entre les points d'injection et cette source. Cependant, les taux de restitution à la source de St Sauveur sont eux compris entre 0.6% et 2%, traduisant la faible capacité de cette source à drainer les eaux du bassin d'alimentation.

| N | Injection | Restitution | Date d'injection | Traceur | Masse (kg) | Distance (km) | Taux de restitution (%) |
|---|---------------------|-------------|-------------------|----------------|------------|---------------|-------------------------|
| 1 | Doline Quissac | Cabouy | 15/05/2008-11 :25 | Fluorescéine | 20 | 21.3 | 58.00 |
| 2 | Doline Quissac | St Sauveur | 15/05/2008-11 :25 | Fluorescéine | 20 | 22.7 | 0.60 |
| 3 | Doline de Scelles | Cabouy | 15/05/2008-10 :55 | Naphtionate | 30 | 17.4 | 78.00 |
| 4 | Igue de Bugadous | Cabouy | 15/05/2008-15 :30 | Sulforhodamine | 20 | 21.5 | 57.00 |
| 5 | Igue de Bugadous | St Sauveur | 15/05/2008-14 :30 | Sulforhodamine | 20 | 18.6 | 2.00 |
| 6 | Igue de la Verrerie | Cabouy | 29/11/2009-11 :00 | Sulforhodamine | 15 | 25.3 | 29.21 |
| 7 | Igue de la Verrerie | St Sauveur | 29/11/2009-11 :00 | Sulforhodamine | 15 | 26.4 | 0.88 |

Tableau 1 – Informations sur les opérations de traçages

Considérant que les écoulements s'effectuent dans des assemblages de réservoirs bien mélangés avec des temps de résidence plus ou moins grands, les concentrations mesurées à l'exutoire correspondent donc à une somme pondérée de plusieurs composantes participant au transport de masse en soluté (Eq. 1). Cette fonction de transfert permet de distinguer les écoulements dominés par un effet piston ou par un mélange parfait. Elle correspond, dans le plan de Laplace,

à la fonction :

$$H(p) = \sum_{i=1}^k \left[\alpha_i \cdot \left(\frac{1}{1 + A_i \cdot p} \right)^N \cdot e^{-\tau_i \cdot p} \right] \quad (1)$$

Avec p la variable complexe dans le plan de Laplace, k le nombre de composantes dans le transport dissous, α la contribution relative au transport de masse en soluté [%], A le temps de résidence moyen dans un réservoir parfaitement mélangé [h] et τ le temps de transit [h]. N correspond d'un point de vue conceptuel, à plusieurs réservoirs en cascade, également appelé cascade de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Par conséquent, pour $N = 1$, la DTS correspond à une distribution exponentielle, alors que $N > 1$ correspond à une somme de N distribution exponentielle dans le domaine temporel. Cela correspond alors à une distribution gamma (Cvetkovic 2012; Kirchner et al., 2000). Par ailleurs, la transformée de Laplace permet de travailler plus facilement avec des valeurs non-entière de N .

Ce type d'approche a été d'ores et déjà calibrée et validée sur des petits hydrosystèmes fortement karstifiés (Sivelle et al., 2020; Sivelle et Labat, 2019). Les paramètres du modèle sont calés avec un algorithme d'optimisation par essaim particulaire (Kennedy et Eberhart, 1995). La fonction coût à maximiser est le critère de Nash-Sutcliffe (1970) permettant de minimiser les erreurs quadratiques moyennes entre données simulées et observées.

3.3.4 Résultats et discussion

La déconvolution des DTS mesurées à la source de Cabouy permet de partitionner le transport de masse en soluté entre un écoulement rapide, noté C1, et un écoulement plus lent, noté C2 (Fig. 2 et Tab. 2). Les deux composantes se caractérisent par des temps de résidence moyen différents. La différence des temps de résidence entre la composante rapide et la composante plus lente permet de déterminer l'influence des effets retard sur le transport de soluté. Ce retard peut être lié aux effets de friction (Massei et al., 2006), à la présence de zones d'eaux mortes (Goldscheider, 2008) ou bien à une structuration complexe des écoulements (Field et Leij, 2012; Hauns et al., 2001). Il est à noter que les données exploitées ici, ne sont pas suffisantes pour étudier l'impact des variations dans les conditions aux limites sur les modalités de transfert de masse en soluté. La variabilité temporelle des états hydrologiques d'un système karstiques peut avoir des effets importants sur la dynamique du transport (Duran et al., 2016; Ender et al., 2018; Lauber et al., 2014) et ce même à court terme (Sivelle et Labat, 2019).

Les effets de retard entraînent une diminution du pic de concentration et implique un rélargage plus diffus d'une éventuelle pollution. Par ailleurs, un faible taux de restitution peut indiquer l'existence d'effets de piégeage. Les systèmes karstiques peuvent comporter des systèmes annexes au drainage (Mangin, 1975; Marsaud, 1997) pouvant jouer le rôle de zones d'eaux mortes, caractérisées par des temps de résidence des eaux plus élevés. L'existence de telles structures, lorsqu'elles sont connectées au système de drainage principal, se traduit généralement par la présence d'un effet de tailing observable sur la DTS (Goldscheider, 2008; Massei et al., 2006). Cet effet de tailing se traduit sur la DTS par une forte asymétrie, et un

| N | Injection | Date d'injection | Restitution | N | α_1 | A1 | τ_1 | α_2 | A2 | τ_2 |
|---|---------------------|-------------------|-------------|------|------------|------|----------|------------|-----|----------|
| 1 | Doline Quissac | 15/05/2008-11 :25 | Cabouy | 5.0 | 94.5 | 3.5 | 263.8 | 5.5 | 5.5 | 297.1 |
| 2 | Doline Quissac | 15/05/2008-11 :25 | St Sauveur | 8.7 | 100 | 2.4 | 267.8 | | | |
| 3 | Doline de Scelles | 15/05/2008-10 :55 | Cabouy | 2.6 | 86.6 | 17.3 | 290 | 13.4 | 35 | 460 |
| 4 | Igue de Bugadous | 15/05/2008-15 :30 | Cabouy | 3.8 | 82.1 | 3.8 | 249.3 | 17.9 | 9.5 | 259.4 |
| 5 | Igue de Bugadous | 15/05/2008-14 :30 | St Sauveur | 10.0 | 100 | 2.4 | 248.8 | | | |
| 6 | Igue de la Verrerie | 29/11/2009-11 :00 | Cabouy | 5.7 | 56.9 | 15 | 620 | 43.1 | 30 | 643.8 |
| 7 | Igue de la Verrerie | 29/11/2009-11 :00 | St Sauveur | 10.0 | 100 | 13.7 | 706.5 | | | |

Tableau 2 – Paramètres du modèle fonction de transfert

temps de restitution très grand par rapport au temps de résidence moyen. Cet effet n'étant pas présent sur les DTS étudiées, l'hypothèse d'un piégeage dans un système annexe mal connecté semble la plus réaliste. Cette hypothèse pourrait être étayée par des traçages complémentaires dans des conditions hydrologiques contrastées (hautes eaux et basses eaux). Aussi, un transfert par diffusion vers des eaux plus profondes au niveau de la source de Cabouy pourrait expliquer la perte de masse de soluté au niveau du point de mesure des concentrations.

Par ailleurs, il est possible d'estimer les vitesses de transport pour chacune des composantes. Les vitesses moyennes obtenues sont comprises entre 36 m/h et 82 m/h pour la composante rapide et entre 31 m/h et 73 m/h pour la composante plus lente. Il s'agit de vitesses de transfert fréquemment observées en domaine karstique (Worthington et Soley, 2017). Le ratio des vitesses moyennes peut constituer un indicateur du niveau de karstification : la composante lente sur le traçage 3 (Doline de Scelles) présente une vitesse inférieure de 39% à la vitesse moyenne de la composante rapide. Pour les autres traçages, le retard sur la composante lente et de l'ordre de 11 à 13%. Aussi, la DTS du traçage 3 présente une forme bimodale pouvant témoigner de la séparation du transport en deux chemins distincts. Cela peut être observé dans un réseau anastomosé (Jouves et al., 2017) au niveau de la zone épi-phréatique (à la limite entre la zone non-saturée et la zone saturée). Le traçage 3 a rejoint rapidement la rivière des Vitarelles pouvant causer un mélange initial plus faible et provoquant un transit du traceur dans un réseau de rivières avec des vitesses d'écoulement plus rapides. Ces conditions d'écoulement proches du point d'injection expliquent probablement la forme de la DTS mesurée à la source de Cabouy. Les autres DTS mesurées à Cabouy (traçages 1, 4 et 6) présentent des DTS unimodales avec un léger effet de tailing pouvant correspondre à un écoulement dans un réseau hiérarchisé avec des effets de retard lié à la friction sur les parois et un piégeage partiel dans des structures annexes plus ou moins bien connectées avec le réseau principal. Ce retard pourrait aussi être lié à des phénomènes de d'adsorption du traceur, notamment la sulforhodamine, sur les parois de la matrice rocheuse. Pour ces traçages, aucun traceur n'a été détecté dans la rivière des Vitarelles.

Les DTS mesurées à la source de St Sauveur possèdent toutes des formes unimodales et des taux de restitution très faibles (inférieur à 2%). Les traceurs apparaissent toujours après être détectés à la source de Cabouy. Le fonctionnement hydrogéologique est probablement responsable de ces restitutions et des DTS associées. Les relations hydrogéologiques entre ces deux exutoires sont complexes et encore mal connues. La source de Cabouy constitue l'exutoire principal de ce grand système karstique. L'apparition de traceur en quantité faible à la source de St Sauveur peut être dûe à : (i) un drainage d'une partie des eaux par la source de St Sauveur en amont de la partie terminale de la source de Cabouy ; (ii) une zone noyée à l'aval du système

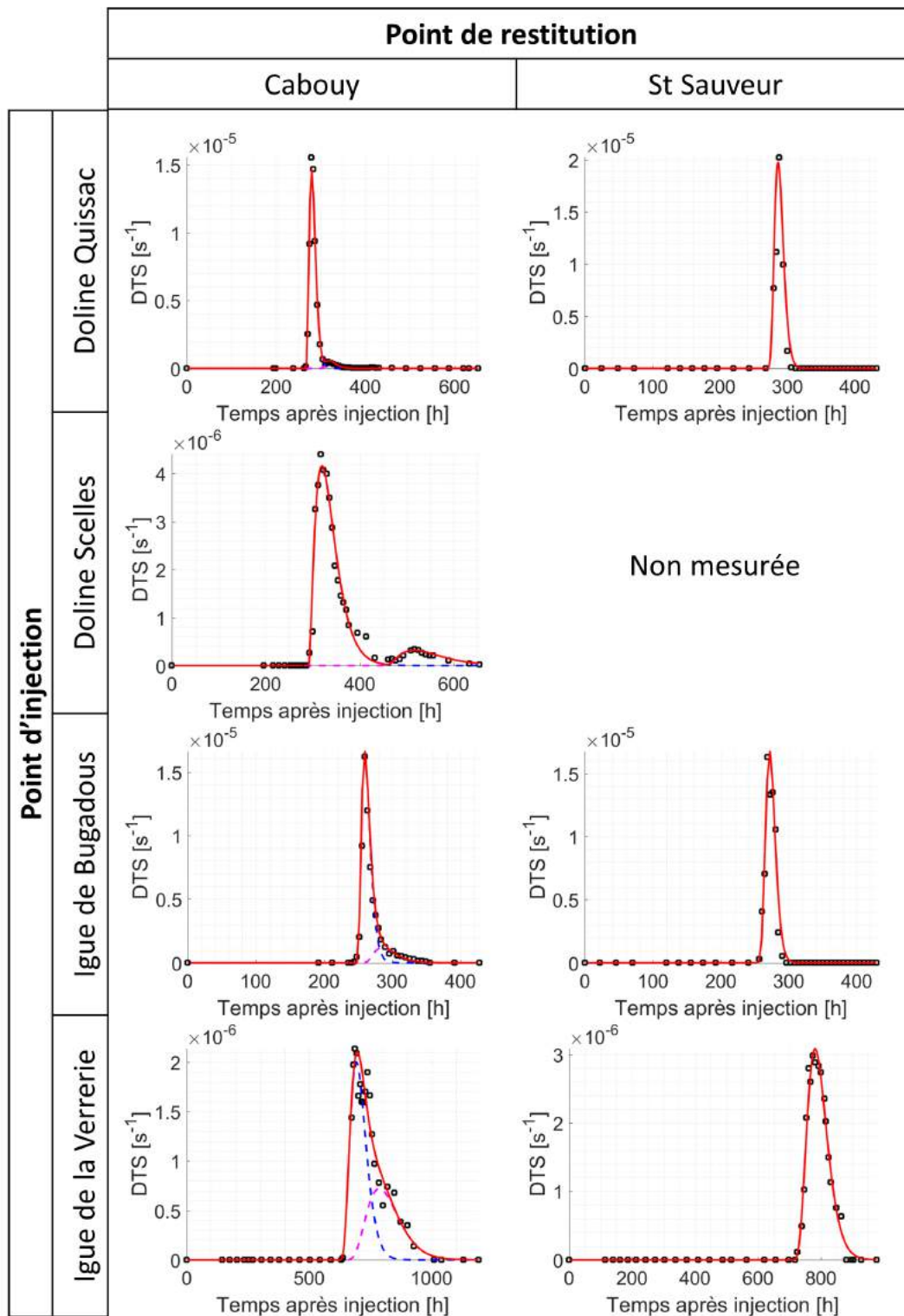


Figure 2 – Déconvolution des distributions des temps de séjour (DTS). Les DTS mesurées à la source de Cabouy sont décomposées en deux composantes C1 (composante rapide en bleu) et C2 (composante lente en magenta) et le signal total simulé est représenté en rouge. Les DTS mesurées à la source de St Sauveur sont modélisées avec une seule composante.

alimentant les deux exutoires en proportions variables suivant les conditions hydrauliques dans le système.

Le manque de charge hydraulique dans la partie aval du système ne permet pas de confirmer ces hypothèses. Les recherches menées actuellement doivent permettre de lever certaines interrogations sur le fonctionnement hydrogéologique du système karstique de l'Ouyse.

3.3.5 Conclusion

L'interprétation des traçages artificiels présentée ici constitue la première application d'une approche fonction de transfert sur un système karstique de grande taille (640 km²). Cette approche permet d'obtenir des premiers résultats sur le transfert de masse en soluté, en séparant les écoulements en deux composantes. L'influence des effets de retard a pu être estimée et a permis d'appréhender la structure interne du système karstique. Ces résultats permettent de formuler des hypothèses sur le fonctionnement hydrogéologique du système karstique de l'Ouyse et constituent une source d'information pour dimensionner les investigations futures.

De nouvelles campagnes de traçage pourront être réalisées dans différentes conditions hydrologiques pour évaluer les impacts de facteurs externes (tels que les précipitation, l'état des connexions hydrauliques entre les différentes parties du système karstique ou la piézométrie par exemple) sur les modalités de transfert de masses en solutés dans l'aquifère karstique de l'Ouyse. Les facteurs externes évoqués précédemment peuvent avoir une forte influence sur la dynamique du transport dissous et ce même à court terme. Un des enjeux majeurs consiste à quantifier l'influence de ces facteurs externes et à intégrer cette variabilité dans la caractérisation de la vulnérabilité des aquifères karstiques.

L'approche présentée ici peut être appliquée à d'autres systèmes karstiques et s'intègre dans les réflexions nationales menées par le Service National d'Observation du Karst (SNO Karst, INSU/CNRS).

Références

- Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Richts, A., Stevanovic, Z., Veni, G., Goldscheider, N., 2017. The World Karst Aquifer Mapping project : concept, mapping procedure and map of Europe. *Hydrogeology Journal* 25, 771–785. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3>
- Duran, L., Fournier, M., Massei, N., Dupont, J.-P., 2016. Assessing the Nonlinearity of Karst Response Function under Variable Boundary Conditions. *Ground Water* 54, 46–54. <https://doi.org/10.1111/gwat.12337>
- Ender, A., Goepfert, N., Goldscheider, N., 2018. Spatial resolution of transport parameters in a subtropical karst conduit system during dry and wet seasons. *Hydrogeol J* 1–15. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1746-x>

- Field, M.S., Leij, F.J., 2012. Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *Journal of Hydrology* 440–441, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.018>
- Ford, D., Williams, P.D., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc.
- Goldscheider, N., 2008. A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeology Journal* 16, 1311–1317. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0307-0>
- Goldscheider, N., Hötzl, H., Fries, W., Jordan, P., 2001. Validation of a vulnerability map (EPIK) with tracer tests. Presented at the Proc. 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, pp. 167–170.
- Hauns, M., Jeannin, P.-Y., Atteia, O., 2001. Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology* 241, 177–193.
- Jeannin, P.-Y., Cornaton, F., Zwahlen, F., Perrochet, P., 2001. VULK : a tool for intrinsic vulnerability assessment and validation. Presented at the Proc. 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, pp. 185–190.
- Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., Guglielmi, Y., 2017. Speleogenesis, geometry, and topology of caves : A quantitative study of 3D karst conduits. *Geomorphology* 298, 86–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.09.019>
- Kavouri, K., Plagnes, V., Dörfliger, N., Faycal, R., Pierre, M., 2011. PaPRIKa : a method for estimating karst resource and source vulnerability—application to the Ouisse karst system (southwest France). *Hydrogeology Journal* 19, 339–353. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0688-8>
- Kennedy, J., Eberhart, R., 1995. Particle swarm optimization, in : , IEEE International Conference on Neural Networks, 1995. Proceedings. Presented at the , IEEE International Conference on Neural Networks, 1995. Proceedings, pp. 1942–1948 vol.4. <https://doi.org/10.1109/ICNN.1995.488968>
- Lauber, U., Ufrecht, W., Goldscheider, N., 2014. Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 435–445. <https://doi.org/10.5194/hess-18-435-2014>
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (Thèse de Doctorat). Université de Bourgogne.
- Marsaud, B., 1997. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux (Thèse de Doctorat ès Sciences). Université de Paris XI Orsay, Paris.
- Massei, N., Wang, H.Q., Field, M.S., Dupont, J.P., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal* 14, 849–858. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0010-3>

- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Perrin, J., Pochon, A., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2004. Vulnerability assessment in karstic areas : validation by field experiments. *Environmental Geology* 46. <https://doi.org/10.1007/s00254-004-0986-3>
- Ricard, J., Sauty, J.-P., Astruc, J.-G., Baradat, J.-M., Bouziges, M., Vicente, A., Beaudoin, G., Getto, D., Coustou, J.-C., Tarrisse, A., 1988. Évaluation de l'épuration naturelle des eaux circulant dans un milieu karstique. Application à la protection des ressources en eau du réseau karstique de l'Ouyse. Causse de Grammat (Lot) Rapport BRGM 88 SGN 293 MPY.
- Sivelle, V., Labat, D., 2019. Short-term variations in tracer-test responses in a highly karstified watershed. *Hydrogeol J.* <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01968-3>
- Sivelle, V., Labat, D., Duran, L., Fournier, M., Massei, N., 2020. Artificial Tracer Tests Interpretation Using Transfer Function Approach to Study the Norville Karst System, in : Bertrand, C., Denimal, S., Steinmann, M., Renard, P. (Eds.), Eurokarst 2018, Besançon, Advances in Karst Science. Springer International Publishing, pp. 193–198.
- Soulé, J.-C., 1981. Réseau karstique de l'Ouyse, projet de réserve naturelle. Rapport BRGM 81 SGN 630 MPY.
- Worthington, S.R.H., Soley, R.W.N., 2017. Identifying turbulent flow in carbonate aquifers. *Journal of Hydrology* 552, 70–80. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.045>

3.4 Autres applications d'une approche fonction de transfert

Nous avons abordé précédemment deux applications de l'approche fonction de transfert sur des petits bassins versants karstifiés (Norville et Baget) et sur un système karstique de plus grande dimension, le système karstique de l'Ouyse. Cette approche permet de décrire de manière systémique le transport d'éléments dissous. Les paramètres du modèle peuvent être corrélés au débit à l'exutoire [Sivelle et al., 2020; Sivelle and Labat, 2019]. L'approche fonction de transfert présentée précédemment est maintenant appliquée à une base de données de traçages artificiels effectués sur les différents sites de l'observatoire national des hydrosystèmes karstiques (SNO Karst - labellisé INSU-CNRS) (Figure 3.1). Les sites présentés ici sont rattachés au SNO Karst à l'exception du système karstique de l'Ouyse qui est rattaché au Parc Naturel Régional et Géoparc mondial UNESCO des Causses du Quercy.

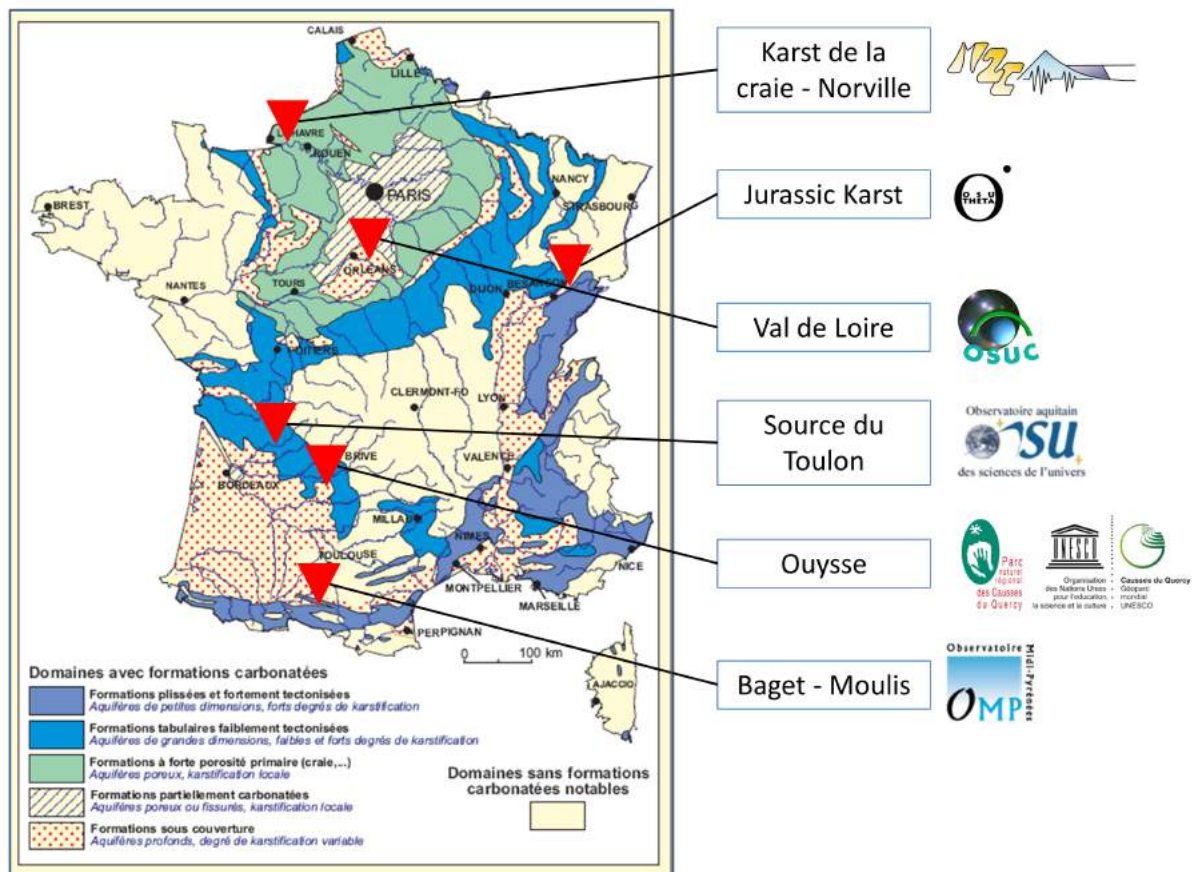


Figure 3.1 – Carte de localisation des systèmes karstiques étudiés. La carte est modifiée d'après Marsaud [1997]

3.4.1 Base de données

Le tableau 3.1 synthétise l'ensemble des données de traçages artificiels disponibles. Les sites et les campagnes de terrain seront brièvement présentés.

| Site | Localisation | Aire du BV (km ²) | Climat | Spécificités | Données |
|-------------------|--------------|-------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|
| Baget | Saint-Girons | 13 | Montagneux | Pertes | 21 traçages simples |
| Karst de la craie | Norville | 10 | Océanique | Pertes | 14 traçages simples |
| Jurassic Karst | Fourbanne | 25 | Continental et monta- gneux | Pertes et infiltration diffuse | 7 traçages simples 1 multi-traçage |
| Val d'Orléans | Orléans | 284 | Continental | Karst sous couverture | 5 traçages simples |
| Source du Toulon | Périgueux | 100 | Continental | Epikarst - ZNS | 1 traçage simple |
| Ouyse | Rocamadour | 600 | Continental | Perte et infiltration diffuse | 1 multi-traçage + 1 traçage simple |

Tableau 3.1 – Récapitulatif des données de traçages artificiels disponibles, modifié d'après Jourde et al. [2018]

3.4.1.1 Données disponibles sur le Baget

Sivelle and Labat [2019] présentent les résultats de traçages réalisés sur le Baget en avril 2018. La campagne avait été dimensionnée pour étudier les effets à court terme des variations des conditions aux limites sur la réponse aux opérations de traçages. Ces données viennent en compléments de traçages effectués dans les années 1970 par A. Mangin (CNRS) et publiés par Labat and Mangin [2015]. Les traçages sont effectués sur plusieurs systèmes traçages (Tableau 3.2) dans des conditions hydrologiques contrastées (Figure 3.2).

| Test | Injection point | Restitution point | Date | Mass injected (g) | Mean discharge (m ³ /s) | Sampling rate (min) | |
|----------------|-----------------|-------------------|------------|-------------------|------------------------------------|---------------------|--|
| Tracer test 1 | Moulo De Jaur | Las Hountas | 15/12/1977 | 50 | 0,275 | 7 | |
| Tracer test 2 | La Hillière | Las Hountas | 12/10/1977 | 160 | 0,095 | 15 | |
| Tracer test 3 | | | 07/11/1978 | 160 | 0,08 | | |
| Tracer test 4 | P2 Loss | Las Hountas | 07/03/1978 | 750 | 0,666 | 7 | |
| Tracer test 5 | | | 03/05/1979 | 700 | 0,59 | | |
| Tracer test 6 | | | 03/05/1979 | 700 | 0,33 | | |
| Tracer test 7 | | | 03/05/1979 | 700 | 0,3 | | |
| Tracer test 8 | La Peyrière | Las Hountas | 12/10/1977 | 160 | 0,07 | 15 | |
| Tracer test 9 | | | 23/11/1978 | 160 | 0,065 | | |
| Tracer test 10 | P3 Loss | Las Hountas | 26/01/1979 | 750 | 0,5 | 7 | |

Tableau 3.2 – Description des essais de traçages artificiels réalisés sur le système karstique du Baget (Ariège, France). La ligne pointillée rouge représente un chemin de passage potentiel avec un écoulement aérien et souterrain en fonction des conditions hydrologiques.

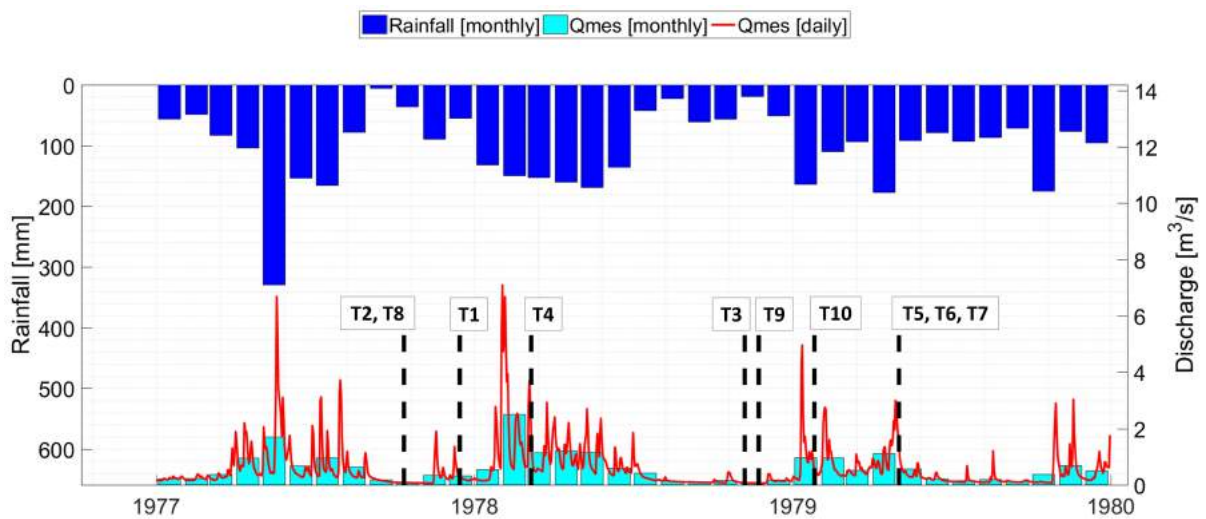


Figure 3.2 – Série temporelle pluie-débit sur le bassin versant karstique du Baget entre le 01/01/1977 et la 31/12/1979. Les mesures de débits sont effectuées au niveau de la station B1. Les essais de traçages artificiels sont reportés dans la série temporelle afin d'identifier les conditions hydrologiques au moment de l'injection du traceur.

3.4.1.2 Données disponibles sur Norville - Karst de la craie

Le système karstique de Norville est situé en Normandie (France), dans l'estuaire de la Seine. Le site est étudié depuis 1999 et est décrit dans diverses publications [Dussart-Baptista et al., 2003; Fournier et al., 2008; Massei et al., 2002, 2003, 2006a,b]. La banque de données compte 14 opérations de traçages effectués entre la perte du Bébec et la résurgence Hannetôt à Triquerville [Duran et al., 2016]. Les données sont reprises avec l'approche fonction de transfert utilisée par Sivel et al. [2020] (Section 3.1)

3.4.1.3 Données disponibles sur Fourbanne - Jurassic Karst

Jurassic Karst (<https://zaaj.univ-fcomte.fr/spip.php?article13>) constitue un dispositif d'observation rattaché à la zone atelier LTER France - Arc Jurassien et constitue un site des réseaux nationaux SNO Karst (INSU-CNRS) et SOERE RBV (réseau des bassins versants, labellisé Allenvi). L'observatoire se concentre sur le suivi de quatre sources karstiques dans le massif du Jura : le site de Fourbanne, le site de Lods, le site de Fertans et la source du Doubs. Dans cette étude, les données de traçages artificiels exploitées concernent le site de Fourbanne. Les opérations de traçages artificiels ont été réalisées sur ce système en 2015, sur deux stations de mesure localisées le long de l'axe de drainage principal : la rivière souterraine de Fontenotte, dans la zone non-saturée, et la source de Fourbanne, dans la zone saturée [Cholet, 2017]. Les données sont synthétisées dans le tableau 3.3.

| Tracer test | Date | Masse injectée (g) | Fontenotte Qmin - Qmax (m ³ /s) | Fourbanne Qmin - Qmax (m ³ /s) |
|-------------|-------------|--------------------|--|---|
| T1 | 21 Jan 2015 | 200 | 0.36 - 0.88 | 0.60 - 1.23 |
| T2 | 11 Feb 2015 | 200 | 0.23 - 1.69 | 0.34 - 1.35 |
| T3 | 10 Mar 2015 | 200 | 0.12 - 0.25 | 0.23 - 0.42 |
| T4 | 02 Apr 2015 | 200 | 0.32 - 3.59 | - |
| T5 | 02 Apr 2015 | 200 | 0.45 - 3.59 | - |
| T6 | 04 May 2015 | 200 | 0.38 - 1.74 | - |
| T7 | 15 Jui 2015 | 200 | 0.01 - 0.15 | 0.05 - 0.10 |

Tableau 3.3 – Résumé des différents traçages réalisés depuis la perte de la Verne et suivis dans la rivière souterraine de Fontenotte et à la source de Fourbanne [Cholet, 2017 - Communication personnelle]

3.4.1.4 Données disponible sur le Val d'Orléans

L'observatoire du Val d'Orléans constitue une vaste dépression située le long de la Loire, sur 37 km de long et sur 4 à 7 km de large. L'aquifère karstique est encaissé dans un calcaire lacustre carbonaté datant de l'Oligocène qui constitue l'unité du calcaire de Beauce [Guillocheau et al., 2000]. Cette unité structurale est recouverte par les alluvions du Quaternaire de la Loire. Les données de traçage sont présentées par Joodi et al. [2010]. Dans cette étude, seuls les traçages

réalisés entre la commune de Jargeau et la source du Bouillon seront exploités (Table 3.4).

| Tracer test | Date | Q (l/s) |
|-------------|-------------|---------|
| T1 | 5 Feb 1973 | 700 |
| T2 | 20 Feb 1998 | 300 |
| T3 | 25 May 2001 | 300 |
| T4 | 15 Nov 2001 | 300 |
| T5 | 16 Nov 2006 | 700 |
| T6 | 14 Nov 2007 | 470 |

Tableau 3.4 – Synthèse des informations pour les traçages entre Jargeau et la source du Bouillon (modifié d'après Joodi et al. [2010])

3.4.1.5 Données disponibles sur la source du Toulon

L'hydrosystème karstique qui alimente la source du Toulon est présenté par Lorette et al. [2018]. Il s'agit d'un système aquifère multi-couches dont la ressource en eau est exploitée pour l'alimentation en eau potable de la ville de Périgueux. L'unique traçage disponible sur ce système a été réalisé entre la perte de Michoux et la source du Toulon, sur une distance apparente de 4.98 km. L'opération a nécessité l'apport de 4 m³ d'eau pour faciliter l'infiltration du traceur dans le réseau de drainage souterrain. Malgré l'injection concomitante d'eau, l'infiltration du traceur en souterrain n'a pas été aussi efficace que sur les autres systèmes (injection directement dans des pertes comme pour le système de Norville ou du Baget). Cela peut causer un retard à l'infiltration et produire un effet de traîne sur la DTS.

3.4.1.6 Données disponibles sur le système de l'Ouyse

Les données disponibles sur le système karstique de l'Ouyse sont présentées en section 3.3. L'infiltration dans la partie est s'effectue préférentiellement à travers un réseau de pertes alors que l'infiltration s'effectue de manière plus diffuse dans l'épikarst et la zone non-saturée dans la partie centrale. Le système présente trois exutoires principaux dont deux qui ont été instrumentés lors des opérations de traçage : la source de Cabouy et la source de S^t Sauveur. Les taux de restitution sont assez bons au niveau de Cabouy (29 à 78%) mais demeurent très faibles au niveau de S^t Sauveur (0.6 à 2.0 %).

3.4.1.7 Synthèse des données disponibles

L'ensemble des données de traçages artificiels réalisés sur ces différents systèmes karstiques est regroupé dans une banque de données qui va pouvoir être interrogée en fonction des études réalisées. Dans la suite, ces données vont être utilisées pour proposer une première ébauche de classification des systèmes karstiques à partir de leur fonction de transfert en éléments dissous (section 3.4.2) et pour décrire la dynamique du transport dans les systèmes traçage (section

3.4.3). Enfin une dernière étude se focalisera sur la décomposition de la réponse impulsionnelle du système de Fourbanne (section 3.4.4).

3.4.2 Vers une nouvelle classification des systèmes karstiques

La méthode de calage des paramètres de la fonction de transfert présentée par Sivelles et al. [2020] est appliquée aux systèmes karstiques du Val de Loire et de Fourbanne. L'algorithme d'optimisation est présenté en figure 3.3. Pour chaque système traçage, la calibration du modèle permet de synthétiser les processus de transport d'éléments dissous non-réactifs (advection, dispersion, diffusion, mélange) à travers les deux paramètres de la fonction de transfert :

- Le système traçage est caractérisé par le paramètre N de la fonction de transfert. Sa valeur est déterminée à partir de l'ensemble des opérations de traçage effectuées sur le système traçage étudié. Ainsi, plus le nombre de traçage est grand, plus le paramètre N a un sens physique. Il caractérise la complexité du système et correspond d'un point de vue conceptuel à un nombre de réservoirs en cascade (cascade de Nash). Toutefois, le formalisme mathématique employé permet de travailler avec des valeurs de N non entières et suppose que les densités de probabilité des temps de séjour suivent une loi gamma et non une loi exponentielle. Par ailleurs, les opérations de traçage doivent être effectuées dans des conditions hydrologiques suffisamment contrastées pour que le paramètre N caractérise bien le système seul, indépendamment des conditions aux limites, et non ce même système dans des conditions aux limites particulières (c'est le cas lorsque l'interprétation se fait sur une seule opération de traçage)
- Les effets des variations des conditions aux limites sur les processus de transport dissous sont contenus dans la variabilité du paramètre A . Ce dernier est calculé pour chaque opération de traçage. Il correspond, d'un point de vue conceptuel, à un temps de résidence moyen dans un réservoir parfaitement mélangé. Le signal de sortie correspond alors à la convolution des signaux de N réservoirs parfaitement mélangés dont le temps de résidence moyen est A .

L'approche développée ici consiste à caler un modèle d'assemblage de réservoirs parfaitement mélangés pour différents systèmes traçages et à en extraire les informations sur la structure (N) et sur les effets des variations des conditions aux limites (A).

La figure 3.4 présente l'ensemble des DTS sur les différents systèmes traçages étudiés. Les opérations de traçage, pour chaque système, ont été réalisées dans des conditions hydrologiques contrastées. La variabilité des distributions des temps de séjour est la conséquence des variations des conditions aux limites. Les résultats des optimisations pour chaque système traçage sont reportés en annexe B.

Les paramètres de la fonction de transfert pour chaque système sont présentés dans la table 3.5. L'effet piston de la fonction de transfert, noté τ n'est pas optimisé puisqu'il correspond au temps d'apparition des premières concentrations, déterminé directement à partir de la courbe de concentration expérimentale. Aussi, la forme de la fonction de transfert utilisée ici inclut une seule composante dans l'écoulement ce qui impose parfois de négliger l'effet de traîne. C'est le cas, par exemple, pour le T-05 sur le système de Fourbanne ou encore pour les T-01, T-05, T-07,

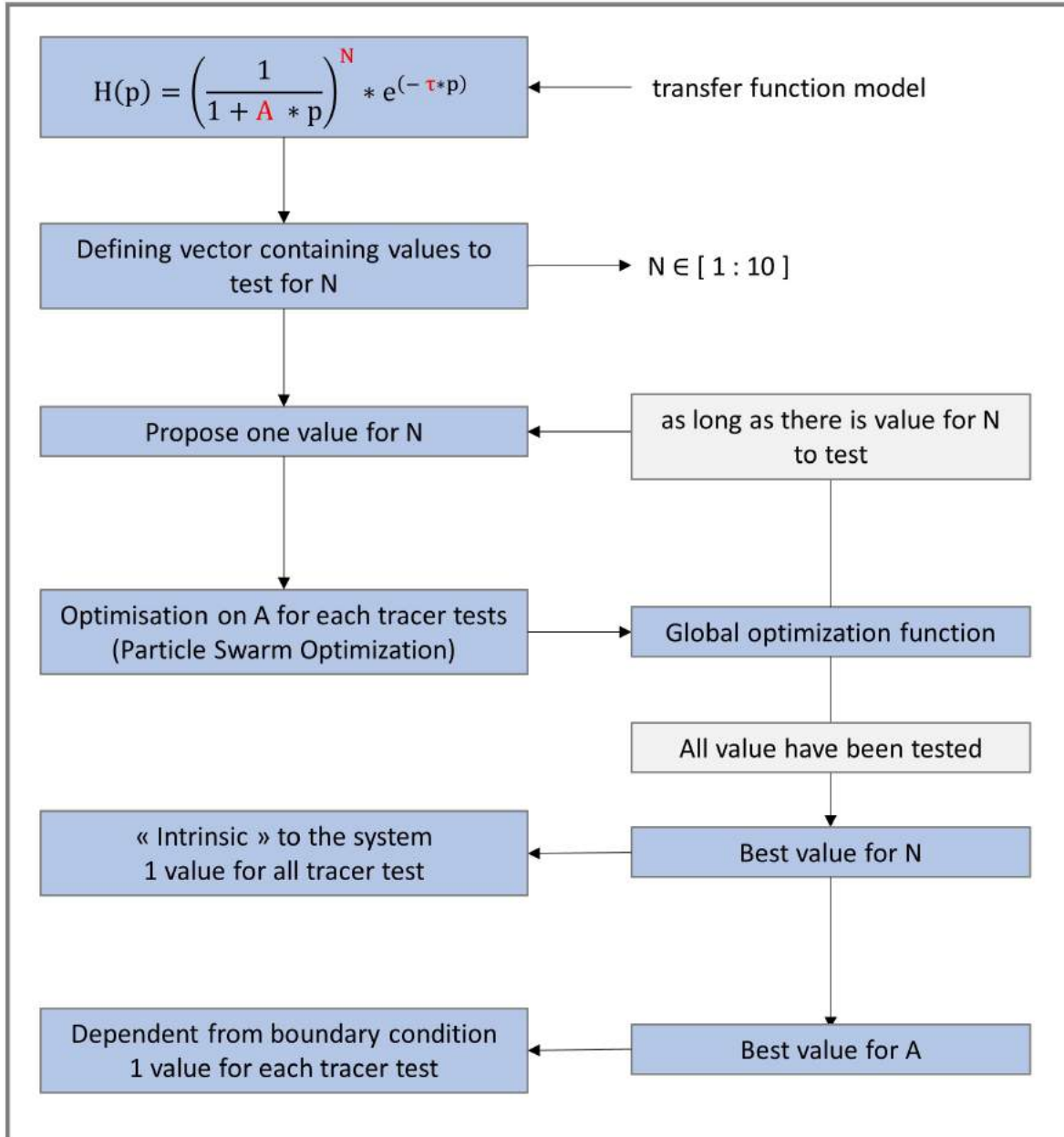


Figure 3.3 – Schéma synthétique de la méthode d’optimisation multi-traçages. Les opérations de traçage sont effectuées sur un même système traçage (information contenue dans N) avec des conditions aux limites différentes (information contenue dans A)

T-08 et T-13 sur le système de Norville. Toutefois, l'effet de traîne représente moins de 5% du bilan de masse et peut être négligé dans le cadre de cette étude. Aussi, le critère de validation (NSE) témoigne d'une bonne correspondance entre les données expérimentales et les données simulées ($NSE > 0.95$). Une analyse plus poussée, incluant une seconde composante dans le modèle pour les traçages qui présentent un effet de *tailing*, sera présentée en section 3.4.3.

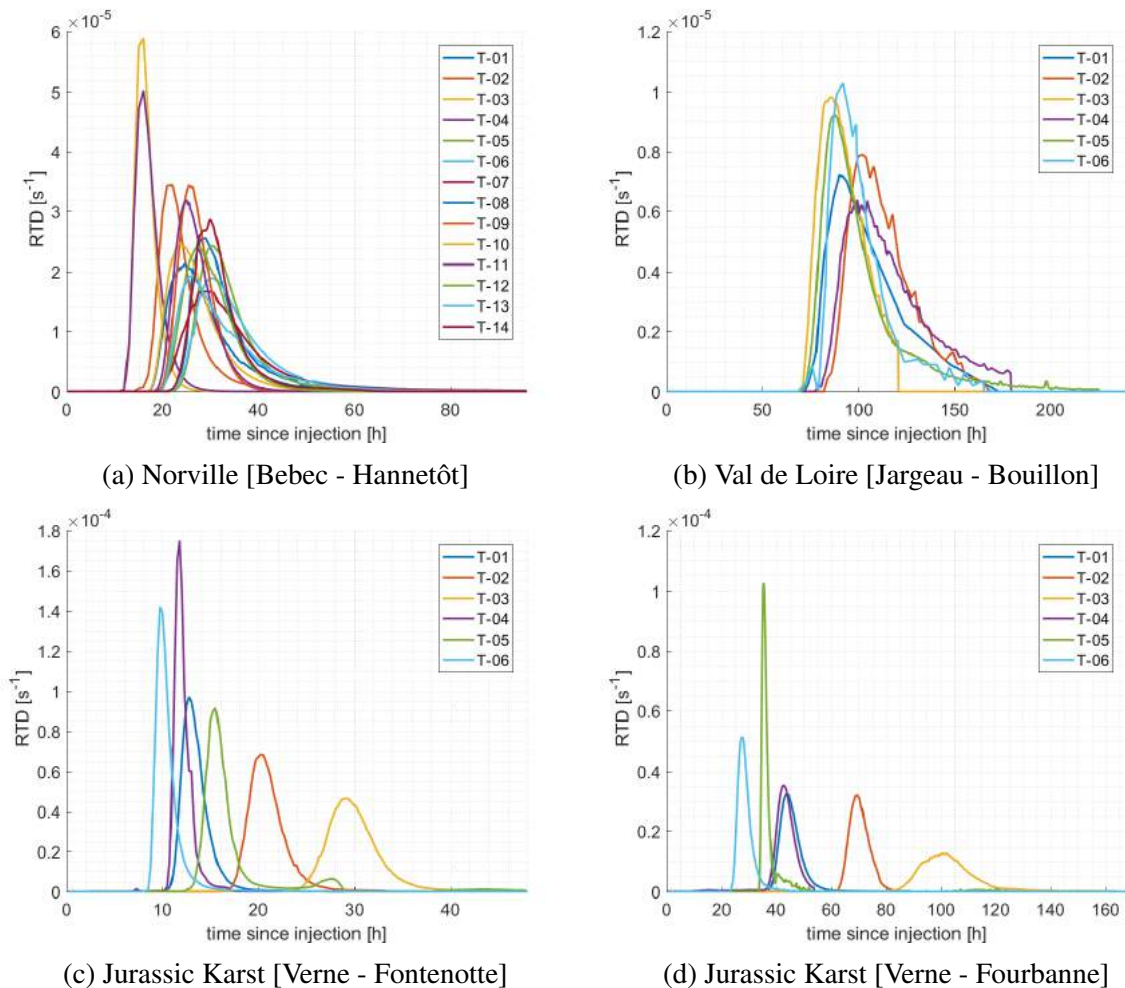


Figure 3.4 – Synthèse des distributions des temps de séjour obtenues lors des différentes opérations de traçage

Les résultats des optimisations de paramètres de la fonction de transfert avec une seule composante sont reportés en tableau 3.5. Les traçages non-renseignés présentent des DTS nécessitant plus d'une composante dans l'écoulement pour simuler de manière satisfaisante la DTS ou bien le nombre de traçages n'est pas suffisant pour appliquer la méthode. Les traçages répondant à ces deux critères sont dans un premiers temps retirés de la banque de donnée et seront exploités plus tard.

Pour l'observatoire *Jurassic Karst* les deux systèmes traçages étudiés permettent de caractériser la rivière souterraine de Fontenotte au niveau de la zone non-saturée puis de la zone saturée dont l'exutoire est la source de Fourbanne [Cholet, 2017]. Les paramètres de la fonction

de transfert pour ces systèmes traçage montrent une augmentation de N (nombre de réservoir) et de A (temps de résidence moyen dans les réservoirs) entre le système Verne-Fontenotte (rivière souterraine) et le système Verne-Fourbanne (rivière souterraine + zone non-saturée). Des analyses complémentaires seront fournies en section 3.4.4.

| Système | Injection | Restitution | Distance (m) | N | Amin-Amax (h) | τ_{\min} - τ_{\max} (h) | NSE |
|----------------|---------------|-------------|-----------------|------|------------------|--------------------------------------|------|
| Baget | Moulo de Jaur | Las Hountas | 511 | 5.10 | 0.2 | 1 | 0.99 |
| | La Hillère | Las Hountas | 692 | - | - | 1.2 - 1.5 | - |
| | P2 loss | Las Hountas | 777 | - | - | 1.5 - 1.6 | - |
| | La Peyrère | Las Hountas | 840 | - | - | 3.0 - 3.2 | - |
| | P3 loss | Las Hountas | 920 | - | - | 1.2 | - |
| Norville | Bebec | Hannetôt | 2200 | 3.75 | 1.0 - 3.9 | 11 - 22 | 0.99 |
| Val de Loire | Jargeau | Le Bouillon | 24000 | 2.25 | 9.1 - 15.2 | 70 - 83 | |
| Jurassic Karst | La verne | Fontenotte | 3610 | 5.60 | 0.3 - 1.1 | 23 - 80 | 0.99 |
| | La verne | Fourbanne | 8440 | 6.30 | 0.4 - 3.7 | 8 - 23 | 0.99 |

Tableau 3.5 – Paramètres de la fonction de transfert des systèmes traçages étudiés

La figure 3.5 reporte les systèmes traçages étudiés selon les paramètres de leur fonction de transfert (A et N). La barre d'erreur reportée pour chaque point correspond à l'écart-type sur les temps de résidence moyen dans les réservoirs et permet de quantifier la sensibilité du système aux variations dans les conditions aux limites. Pour chaque système, il est possible de reporter une courbe d'iso-temps de résidence moyen correspondant à l'espace des paramètres A et N permettant de simuler une DTS ayant un temps de résidence moyen identique. La position du point reporté sur cette droite dépend alors de la capacité de mélange du système. Plus un système tend vers une valeur de N proche de 1 et plus la capacité de mélange du système s'approche d'un mélange parfait. A l'inverse, lorsque le paramètre N tend vers des fortes valeurs, le système s'approche d'un système purement advectif (soit un système dominé par un effet piston).

Par exemple, sur le système de Norville, les paramètres de la fonction de transfert sont $N = 3.75$ et $A_{moyen} = 2$ h 30 min, soit un temps de résidence moyen de 9 h 27 min. Il est ensuite possible de générer un ensemble de DTS tel que $t_{moyen} = N \times A$ (Figure 3.5 - b). Toutes les DTS simulées sont ainsi caractérisées par un temps de résidence moyen identique. Toutefois, elles correspondent à la réponse impulsionnelle d'un panel de 1 à 128 réservoirs parfaitement mélangés avec des temps de résidence moyen identiques. Cela correspond à une gamme de systèmes allant d'un modèle parfaitement mélangé ($N = 1$) à un système purement advectif ($N = \infty$).

Cette nouvelle approche permet, d'une part, d'appréhender la prédominance des processus advectifs ou des processus de mélange et, d'autre part, de comparer les hydrosystèmes en se basant sur leur fonction de transfert en éléments dissous. Cela peut constituer une première ébauche de classification des hydrosystèmes karstiques. Toutefois, l'analyse présentée ici se base sur l'étude de quatre systèmes ayant été testés par traçages artificiels dans des conditions hydrologiques contrastées. La banque de données doit être complétée par des opérations de traçage sur d'autres systèmes. Il faut aussi s'assurer que pour chaque système traçage, les opérations de traçage artificiel permettent de caractériser les processus de transport dans des conditions hydrologiques bien contrastées. C'est pour cette raison que les données du Baget

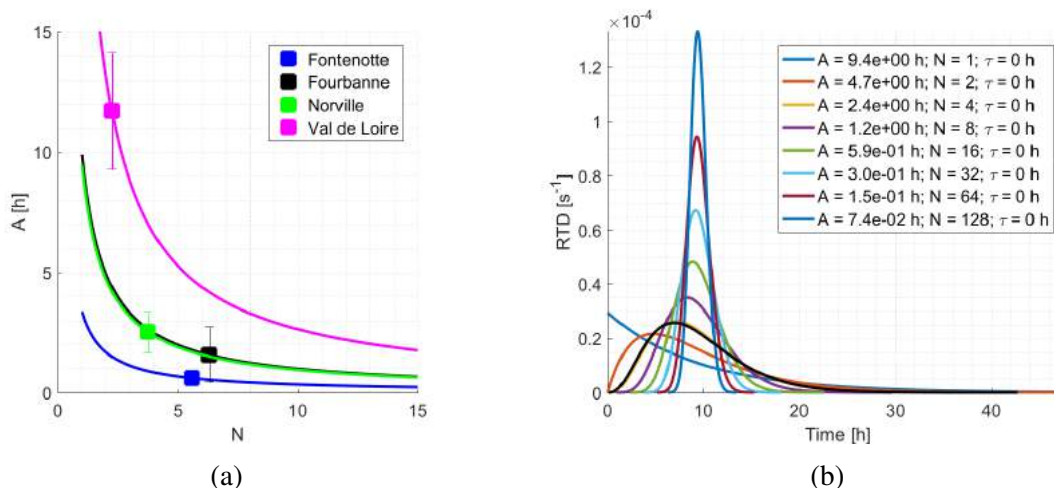


Figure 3.5 – Relation entre les paramètres A et N de la fonction de transfert : (a) Régression entre les paramètres de la fonction de transfert N et le temps de résidence moyen A avec l'écart-type associé à l'effet des variations des conditions aux limites et (b) ensemble de DTS correspondant à des assemblages de réservoirs parfaitement mélangés ayant le même temps de résidence moyen que le système karstique de Norville

présentées par Sivelle and Labat [2019] n'ont pas été exploitées ici puisque ces traçages ont été réalisés dans des conditions hydrologiques très proches, au cours d'une même décrue.

3.4.3 Description de la dynamique du transport dissous en domaine karstique

Nous avons vu précédemment que l'optimisation conjointe des paramètres de la fonction de transfert à partir de l'ensemble des traçages disponibles permet de décrire les systèmes et les effets des variations des conditions aux limites. Toutefois, cette analyse s'est restreinte à des systèmes traçages dont la réponse peut être simulée avec une seule composante dans l'écoulement. Labat and Mangin [2015] et Sivelle and Labat [2019] montrent que l'utilisation d'une fonction de transfert avec plusieurs composantes permet de partitionner le transport de masse en soluté entre différentes dynamiques d'écoulement, permettant ainsi de reproduire à la fois le transport rapide dans le drain principal (dominé par l'effet piston) et les effets de traîne ou de stockage temporaire au contact avec la matrice de la roche encaissante (qui se traduisent par des temps de résidence plus élevés).

Afin d'identifier la dynamique du transport dissous en domaine karstique, l'approche fonction de transfert est utilisée de manière systématique sur la base de données présentée précédemment. Les résultats sont ensuite traités statistiquement. L'algorithme d'optimisation inclut désormais la possibilité, lorsque cela est nécessaire, d'introduire des composantes supplémentaires dans la fonction de transfert. Il est ensuite possible d'analyser les relations entre les paramètres de description des DTS et les paramètres de la fonction de transfert.

Les paramètres de la fonction de transfert sont calibrés sur les 49 traçages de la banque de

données : 26 traçages sont modélisés avec une seule composante, 22 traçages sont modélisés avec deux composantes et un seul traçage nécessite trois composantes. La réponse pour chaque opération de traçage est donc décomposée en k composantes correspondant des assemblages de réservoirs en dérivation. Les temps de résidence moyens des sous-systèmes peuvent être estimés directement à partir des paramètres de la fonction de transfert tels que $t_{moyen} = N \times A + \tau$. Aussi, le temps de résidence moyen augmente proportionnellement au temps de transit τ (c.-à-d. le temps d'apparition des premières concentrations).

Dans le cas d'un réacteur PFR (*Plug-Flow Reactor*), le temps de résidence moyen est égal au temps de transit (courbe en traits noirs discontinus sur la figure 3.6) alors que pour les sous-système étudiés le temps de résidence moyen est supérieur à τ . Il existe une relation linéaire telle que $t_{moyen} = 1.4 \times \tau$ lorsque le temps de transit τ est inférieur à 200 heures (Figure 3.6 - a). Cela traduit l'influence des processus physiques autres que l'advection pure (diffusion, dispersion, mélange, turbulence) sans toutefois pouvoir différencier l'influence relative de chacun de ces processus.

Le système de la source du Toulon se démarque (en vert sur la figure 3.6 - a) avec un temps de résidence moyen largement supérieur à ce qui est attendu à partir de la régression (représenté en trait magenta discontinu, figure 3.6 - a). Il est à noter que le traçage sur la source du Toulon est le seul n'ayant pas été réalisé dans une perte opérationnelle. L'injection du traceur a nécessité une injection concomitante d'eau pour favoriser l'infiltration en souterrain. Le système de la source du Toulon est un système inertiel dont le débit à l'exutoire est dominé par les débits de base [Lorette et al., 2018] et présente des vitesses moyennes de transfert inférieures aux autres systèmes étudiés (Figure 3.7).

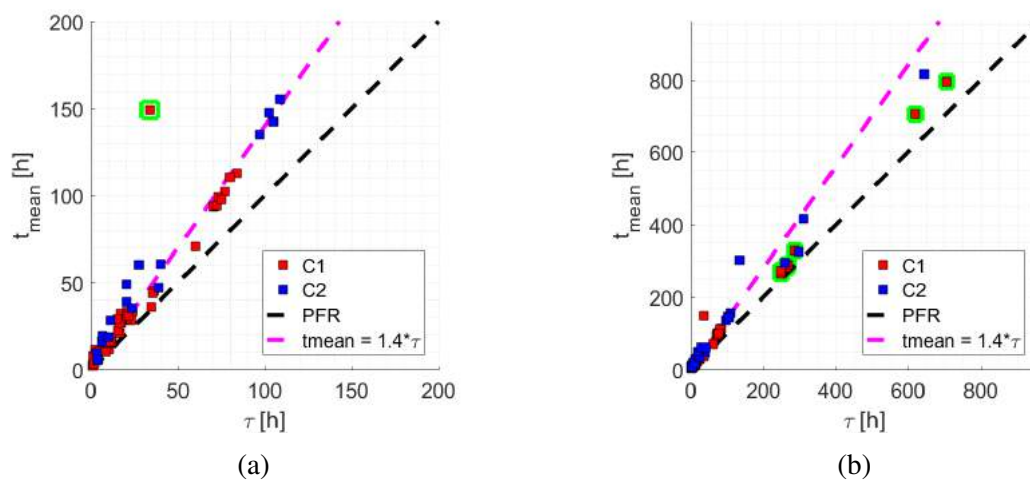


Figure 3.6 – Régression entre le temps de transit τ et le temps de résidence moyen \bar{t} . **(a)** Régression entre τ et \bar{t} pour des temps inférieurs à 200 heures. Le système de la source du Toulon se démarque, en vert, avec un temps de résidence \bar{t} moyen supérieur. **(b)** Régression entre \bar{t} et τ . Le modèle de régression proposé pour $t < 200$ h n'est plus valide pour des temps supérieurs. Le système de l'Ouyse se démarque avec des temps de résidence inférieurs aux temps de résidence estimés par régression linéaire.

La figure 3.7 présente la distribution des vitesses de transfert moyennes sur l'ensemble des systèmes traçage. Ce mode de représentation permet d'identifier la sensibilité de la dynamique du transport en soluté aux variations des conditions aux limites. Cela suppose que les opérations de traçages sont représentatives du système dans des conditions hydrologiques contrastées. Aussi, les retards entre la composante rapide (C1) et la composante lente (C2) peuvent être estimés, à supposer que la séparation du bilan de masse entre les deux composantes C1 et C2 tient d'une réalité physique. Nous avons vu précédemment que certaines opérations de traçages pouvaient être simulées avec une seule composante ou que l'autre composante pouvait être négligée lorsqu'elle contribuait faiblement au bilan de masse. Dans le cas présent, une deuxième composante n'est introduite que lorsque l'effet de traîne sur la DTS influence suffisamment l'asymétrie de la DTS.

La déconvolution de la DTS entre une composante rapide et une composante lente permet d'estimer l'influence des effets de retard sur les vitesses moyennes de transfert. Il est donc possible, de la même manière, d'estimer cette influence sur les vitesses apparentes. Les délais sur les vitesses peuvent être calculés à l'aide des formules suivantes :

$$\Delta V_{mean} = V_{mean}C1 - V_{mean}C2 \quad (3.1)$$

$$\Delta V_{app} = V_{app}C1 - V_{app}C2 \quad (3.2)$$

Avec $V_{mean} = t_{mean}/distance$ et $V_{app} = t_{app}/distance$, t_{mean} les temps de résidence moyens des composantes C1 et C2, $t_{transit}$ les temps de transit des composantes C1 et C2 et $distance$ la distance apparente entre le point d'injection et le point de restitution.

Les différences entre vitesses moyennes et vitesses apparentes sont ensuite normalisées par la distance d'écoulement (ou distance apparente entre le point d'injection et le point de restitution) pour aboutir à un facteur de retard :

$$T_{mean} = \Delta V_{mean}/distance \quad (3.3)$$

$$T_{app} = \Delta V_{app}/distance \quad (3.4)$$

Avec ΔV_{mean} la différence de vitesse moyenne entre les composantes C1 et C2 et ΔV_{app} la différence de vitesses apparentes entre les composantes C1 et C2.

Le facteur de retard présenté ici correspond à une perte de vitesse moyenne entre les deux composantes par mètre linéaire. La comparaison des facteurs de retard calculés sur les vitesses apparentes et vitesses moyennes permet d'appréhender la prédominance des processus advectifs (effet piston, représenté par le paramètre τ dans la fonction de transfert $H(p)$). En effet, les systèmes hautement karstifiés, tels que le Baget et Norville, présentent des valeurs de T_{app} et T_{mean} plus élevés que des systèmes inertiels comme le système du Val de Loire et le système

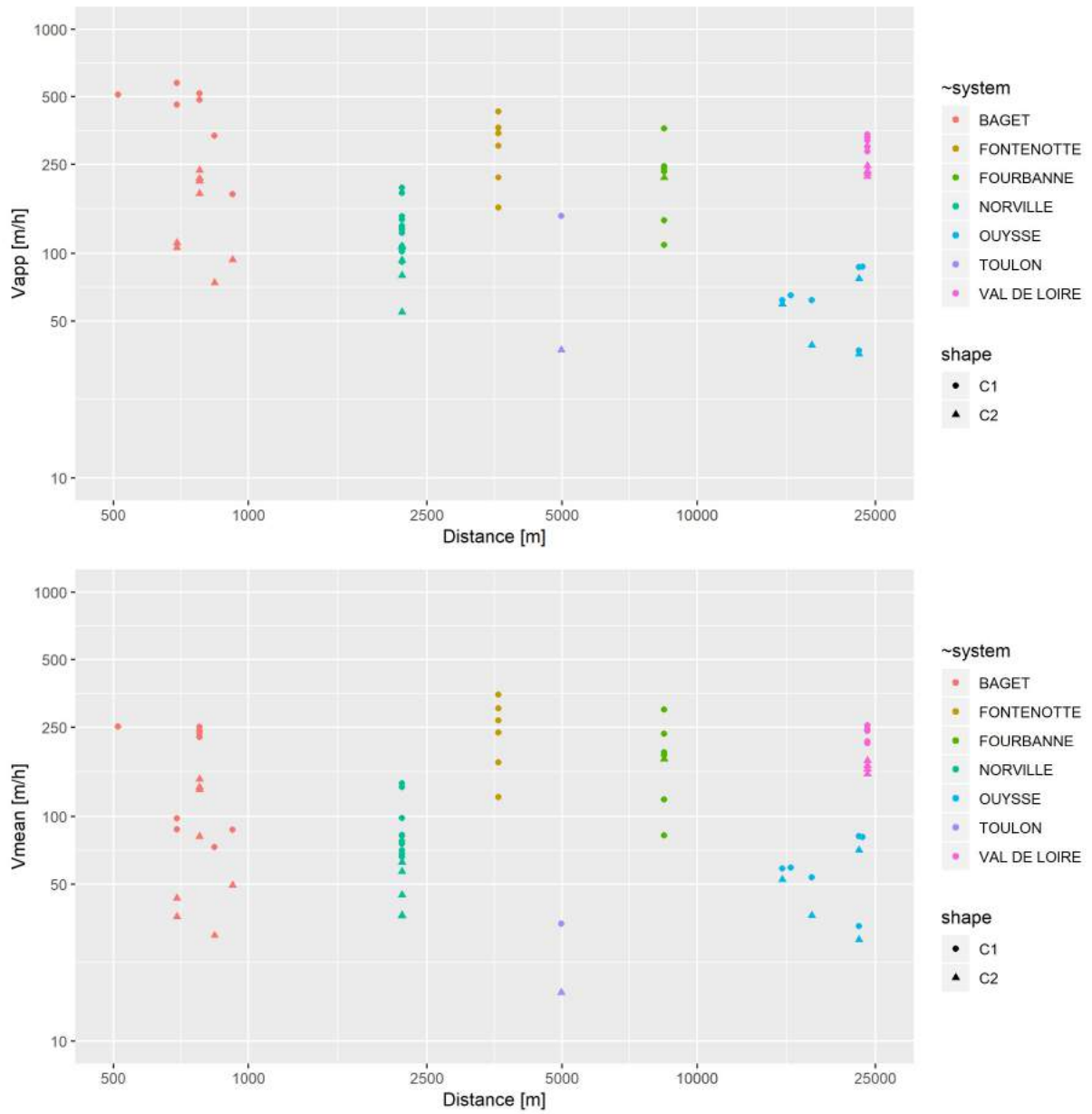


Figure 3.7 – Vitesses moyennes de transfert pour les composantes rapides (C1) et lentes (C2) des systèmes traçage étudiés.

de l'Ouyse (Figure 3.8). Cela témoigne d'un effet de retard plus important pouvant être causé par un fort contraste entre un écoulement rapide dans le conduit et un écoulement ralenti à l'interface avec la matrice de la roche encaissante. Dans des systèmes inertiels, les écoulements lents ont une importance relative plus grande, pouvant expliquer un contraste de vitesse moins prononcé entre les différentes composantes.

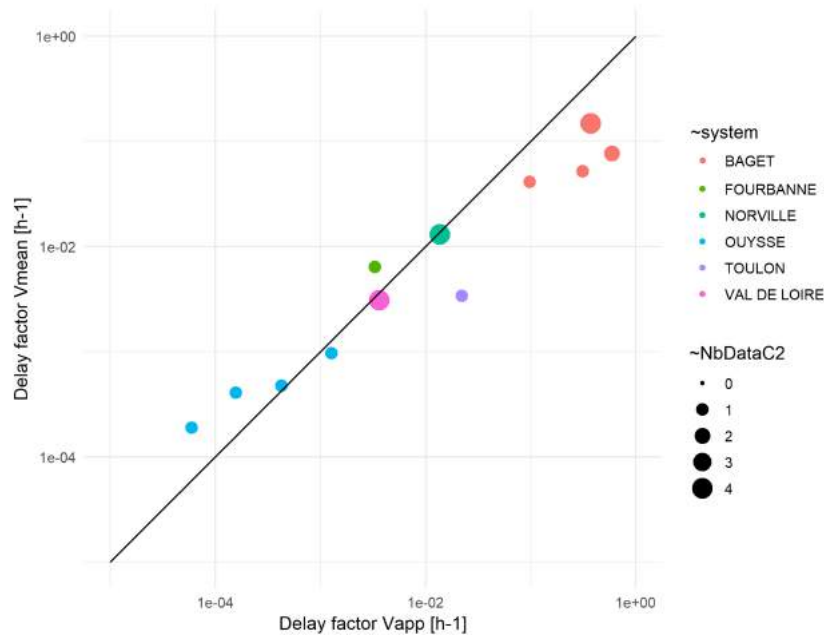


Figure 3.8 – Régression entre les facteurs de retard liés aux vitesses apparentes et vitesses moyennes. L'épaisseur des points est proportionnelle au nombre de données disponibles pour calculer les facteurs de retard.

3.4.4 Décomposition de la réponse impulsionnelle d'un système traçage

La figure 3.9 schématise le fonctionnement du système Verne-Fourbanne. Les stations de mesure des débits et des concentrations ($S1$ et $S2$) sont placées dans la zone saturée ($S1$) et à l'exutoire de la zone saturée ($S2$). Ainsi, la mesure en $S1$ intègre les processus de transport dans zone non saturée (ZNS) et une partie de la zone saturée (ZS) alors que la mesure en $S2$ intègre les processus de transport sur l'ensemble du parcours entre la perte de Verne et la source de Fourbanne.

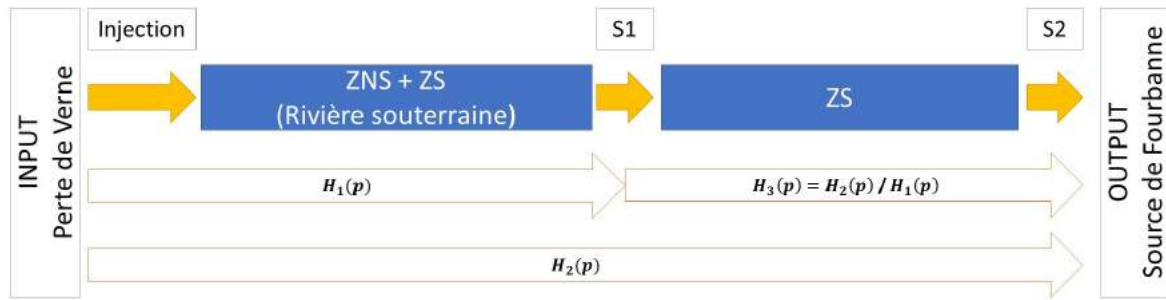


Figure 3.9 – Représentation systémique du fonctionnement du système Verne-Fourbanne

Les opérations de traçage disponibles permettent de déterminer les fonctions de transfert suivantes :

- $H_1(p)$ entre le point d'injection et la station $S1$,
- $H_2(p)$ entre le point d'injection et la station $S2$.

$H(p)$ est la notation générique pour exprimer la fonction de transfert, avec p la variable complexe dans le plan de Laplace. La fonction de transfert d'un système peut être exprimée comme étant le ratio des signaux d'entrée et de sortie exprimés dans le plan de Laplace [Walas, 2005; Levenspiel, 1999], soit :

$$H(p) = \frac{C_{out}(p)}{C_{in}(p)} \quad (3.5)$$

Pour les traçages artificiels, la durée d'injection est généralement suffisamment courte comparée au temps de transit pour considérer l'injection comme une fonction de Dirac δ . Lorsque le signal d'entrée est une fonction de Dirac δ , $C_{in}(p) = 1$ et la fonction de transfert correspond alors à l'expression dans le plan de Laplace du signal temporel mesuré à la sortie du système, soit :

$$H(p) = \frac{C_{out}(p)}{1} \quad \text{soit} \quad C_{out}(p) = H(p) \quad (3.6)$$

Dans le cas du système Verne-Fourbanne, il est possible d'estimer la réponse impulsionnelle du sous-système entre les station $S1$ et $S2$. Dans ce cas, $H_1(p)$ est pris comme signal d'entrée du système $S1-S2$ et la fonction de transfert est exprimée par :

$$H_3(p) = \frac{H_2(p)}{H_1(p)} \quad (3.7)$$

$H_3(p)$ correspond aussi à l'expression dans le plan de Laplace de la réponse du système $S1-S2$ à une injection de type δ . Il suffit ensuite de faire une transformation inverse $\mathcal{L}^{-1} \{H_3(p)\}$ pour estimer la DTS dans le domaine temporel.

La figure 3.10 présente les DTS mesurées sur les stations $S1$ (en bleu) et $S2$ (en orange) pour les opérations de traçage effectuées depuis la perte de Verne. L'approche fonction de transfert a permis d'estimer la réponse à une injection de type δ en $S1$ et une restitution en $S2$. La réponse impulsionnelle du système *injection* – $S2$ est donc décomposée en deux DTS correspondant aux deux systèmes *injection* – $S1$ et $S1$ – $S2$. Cette analyse permet de différencier le rôle de la zone non-saturée et de la zone saturée dans le transport dissous. En effet, la fonction de transfert du système *injection* – $S1$ intègre les processus de transport dans la ZNS et dans une partie de ZS alors que la fonction de transfert du système $S1$ – $S2$ intègre les processus de transport seulement dans la ZS.

Les opérations T-1, T-2 et T-6 présentent des DTS simulées pour le système $S1$ – $S2$ composée d'une montée rapide et d'un léger effet de traîne. Par opposition, les opérations T-3 et T-4 présentent des DTS avec une montée moins abrupte, pouvant témoigner d'une plus grande importance des effets de dispersion. Aussi, les temps de restitution semblent plus long et l'effet de traîne plus important, notamment sur pour l'opération T-3. Cela peut être mis en relation avec un temps de résidence moyen plus élevé en période de faible débit (Tableau 3.3).

Par ailleurs, on remarque que pour le T-5 le système $S1$ – $S2$ agit quasiment comme un effet piston pur : la DTS calculée pour une injection brève en $S1$ ressemble à une fonction de Dirac δ . La zone saturée opère donc simplement un décalage temporel du signal d'entrée. Cette interprétation reste tout de même limitée par les incertitudes liées au calage de la fonction de transfert et par les approximations numériques lors de l'inversion $\mathcal{L}^{-1}\{H_3(p)\}$. En effet, il n'existe pas de solution analytique de la transformée inverse de Laplace.

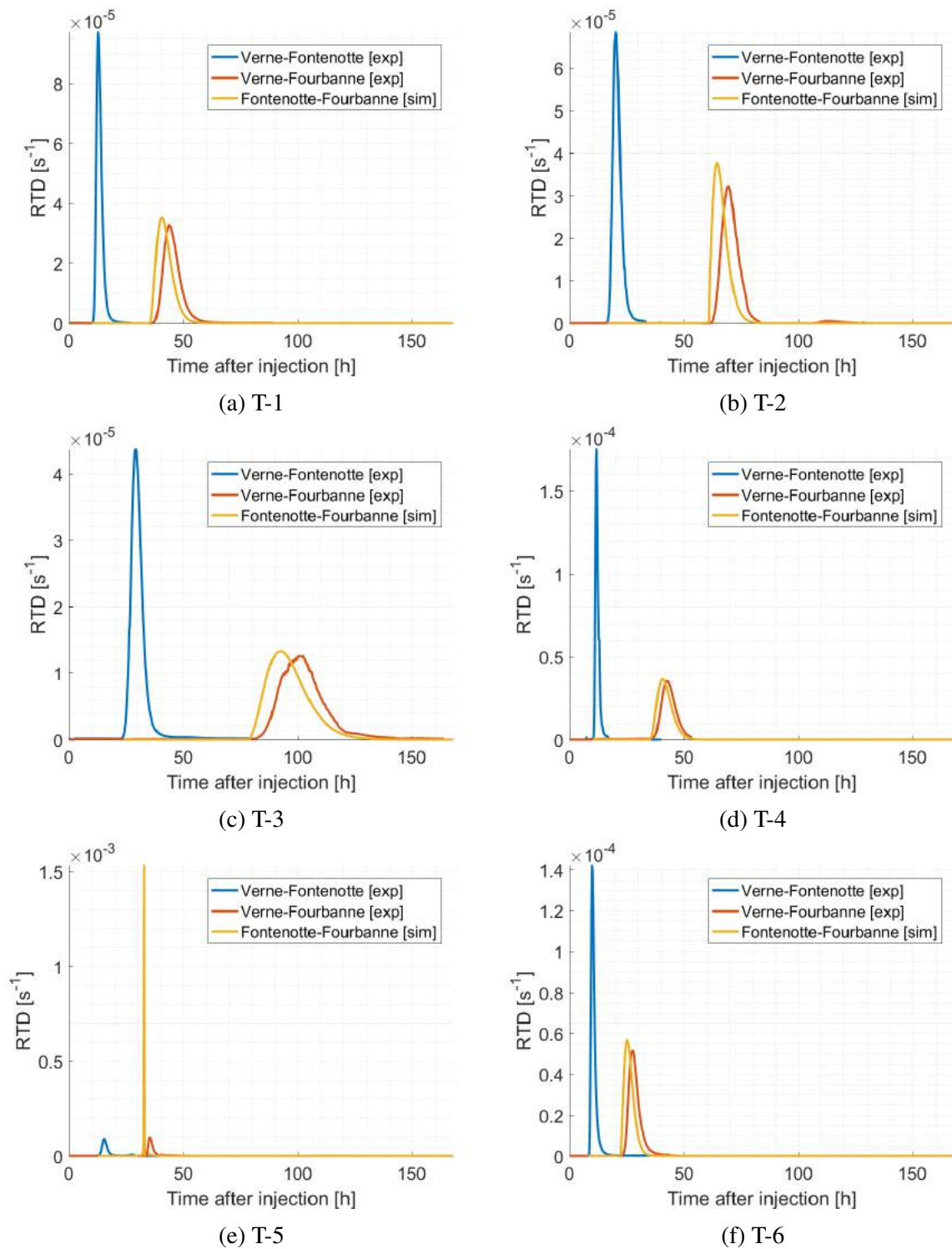


Figure 3.10 – Estimation de la réponse impulsionnelle du système Fontenotte-Fourbanne à partir des opérations de traçages sur les systèmes Verne-Fontenotte et Verne-Fourbanne. La station à Fontenotte constitue un point de mesure intermédiaire de la DTS entre la perte de Verne et la source de Fourbanne.

Chapitre 4

Synthèse

Dans cette partie, une approche fonction de transfert dédiée à l'interprétation des traçages artificiels en domaine karstique a été développée et appliquées. Cette approche se base sur un concept mathématique couramment utilisé pour l'interprétation des traçages en génie des procédés : la fonction de transfert définie dans le plan de Laplace. Les systèmes sont étudiés à partir des fonctions d'entrée et de sortie, c.-à-d. de manière systémique. L'approche consiste à définir la structure d'un assemblage de réservoirs parfaitement mélangés (structure en série ou en dérivation) et d'en déterminer les temps de résidence moyens. L'optimisation des paramètres se base alors uniquement sur la simulation de la densité de probabilité des temps de résidence du traceur dans le système étudié. Contrairement aux approches physiques dérivées de l'équation d'advection-dispersion, l'approche fonction de transfert ne nécessite pas de connaissance *a priori* sur la structuration des écoulements.

L'approche fonction de transfert est dans un premier temps appliquée au système karstique de Norville (Seine Maritime, France). Les opérations de traçage ont été réalisées dans des conditions hydrologiques contrastées, permettant de caractériser le transport de masse en soluté soumis à de fortes variations des conditions aux limites. Les paramètres de la fonction de transfert sont corrélés au débit à l'exutoire, permettant de proposer un modèle de réponse impulsionnelle fonction du débit mesuré à l'exutoire. Le modèle reste cependant limité à la gamme de conditions hydrologiques investiguées pendant les campagnes de traçage. Une simple extrapolation du modèle fournit des résultats sans réalité physique. L'extension du modèle à des périodes de fortes crues et/ou étiage prononcés nécessite alors de réaliser de nouvelles opérations de traçage.

Une approche similaire est appliquée sur le système karstique du Baget. A l'inverse de l'étude précédente sur le système de Norville, les opérations de traçage ont été réalisées dans des conditions hydrologiques très proches, au cours d'une décrue. Il en ressort que les variations à court terme des conditions aux limites, sans influence de la pluie, peuvent générer une modification importante sur la DTS. Par ailleurs, les paramètres de la fonction de transfert sont reliés au débit à l'exutoire puis le modèle est étendu à des tests de scénarios de pollution. Connaissant l'influence des variations de débit sur la DTS, il est possible d'intégrer les variations à court terme, pendant la restitution du polluant lorsque la durée d'infiltration est suffisamment longue pour que l'injection soit impactée par des variations de débits.

Enfin l'approche est aussi appliquée à d'autres systèmes karstiques : le système de l'Ouyse (Lot, France), le système de Fourbanne (Doubs, France), le système du Toulon qui alimente en eau potable la ville de Périgueux (Dordogne, France), le système du val de Loire (Loiret, France). L'approche est appliquée de façon systématique sur une banque de données comportant 49 opérations de traçages artificiels. Le traitement statistique des résultats permet d'une part de proposer une première ébauche de classification des hydrosystèmes karstiques en fonction des paramètres de leur fonction de transfert de masse en soluté et d'autre part, la déconvolution des DTS a permis de partitionner le transport de masse soluble entre deux composantes et d'estimer un facteur de retard lié à la structure interne du massif. Les bassins réactifs bien karstifiés, tels que le Baget et Norville présentent des facteurs de retard plus importants que des systèmes plus inertiels tels que le système du val de Loire ou le système de l'Ouyse.

Quatrième partie

Modélisation 3D des écoulements et spatialisation des processus de transport dissous

Chapitre 1

Introduction

Nous avons précédemment abordé la modélisation conceptuelle de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant sur le système karstique du Baget (partie II). Il est ainsi possible de partitionner les écoulements entre les différents compartiments qui composent le bassin versant (épikarst, matrice et conduit). Il est ressorti de ce modèle conceptuel que la matrice contribue assez peu au débit à l'exutoire (entre 3% et 25% sur les bilans de masse mensuels). Le Baget est un système réactif dominé par des écoulements en conduites, failles ou fractures. Aussi, cette première approche de modélisation du fonctionnement hydrodynamique constitue un outil efficace pour préciser les hypothèses en vue d'une modélisation distribuée des écoulements souterrains.

Nous avons ensuite abordé l'interprétation de traçages artificiels à l'aide d'une approche fonction de transfert (partie III). Cette approche permet d'étudier les processus de transport de façon systémique, et ne nécessite donc pas d'*a priori* sur la structuration spatiale des écoulements souterrains [Becker and Bellin, 2013; Labat and Mangin, 2015; Sivelle and Labat, 2019]. Toutefois, l'interprétation des traçages artificiels peut être source d'information sur la structure interne du massif [Massei et al., 2006b; Goldscheider, 2008; Lauber et al., 2014; Dewaide et al., 2017]. Aussi, la prise en compte des hétérogénéités au sein de l'aquifère permet de mieux contraindre l'interprétation des traçages artificiels [Ender et al., 2018]. Aussi, la spatialisation des écoulements permet d'affiner les modèles de transport de type *advection-dispersion* dans lequel le système traçage étudié est sub-divisé en zones, ou *reachs*, dans lesquelles les paramètres de transport peuvent être considérés comme homogènes [Runkel, 1998; Tinet et al., 2019]. Bien qu'ils intègrent les informations sur la structuration spatiale des écoulements, ces modèles ne permettent pas de décrire la structuration du réseau de drainage (orientation moyenne des axes de drainage, gradient hydraulique dans la conduite, entre autres).

Pour aller plus loin dans l'interprétation des traçage artificiels, Borghi et al. [2016] proposent une approche de type modélisation numérique pour tenter de répondre à la question suivante : "*Peut-on identifier la géométrie et les propriétés des réseaux de conduits karstiques à partir de données de tests hydrauliques et d'essais de traçages ?*". Cela revient *in fine* à résoudre le problème inverse suivant : connaissant les conditions aux limites (piézométrie, débit) et connaissant la réponse du système à l'infiltration d'une masse soluble (injection de traceur), peut-on en dé-

duire de manière univoque la structure interne du massif? Cette question met en exergue de nombreux axes de modélisation numériques sur les points suivants :

1. La simulation des réseaux de conduits : parmi les différentes approches numériques qui ont été développées pour générer des modèles synthétiques de conduits karstiques, c'est l'approche pseudo-génétique qui a été retenue dans le cadre de cette partie.
2. La simulation des écoulements : cela consiste à résoudre numériquement les équations aux dérivées partielles qui régissent le transfert de masse. Dans cette partie, le modèle Storm Water Management Model (SWMM) a été retenu pour sa facilité d'utilisation. De plus, les échanges matrice-conduit sont négligés dans le cadre de ce travail. Le fonctionnement hydrologique global du système du Baget (partie II) et les résultats des traçages (partie III) montrent que cette hypothèse peut être acceptable et semble constituer un bon compromis entre simplification du modèle et réalité physique. Par conséquent, le modèle SWMM a été privilégié aux modèles maillés tels que FEFLOW [Trefry and Muffels, 2007] ou MODFLOW [Harbaugh, 2005].
3. La modélisation du transport de masse en soluté : l'approche retenue ici consiste à considérer un mélange instantané et parfait. Les concentrations sont ensuite calculées en résolvant numériquement l'équation de continuité [Metcalf, 1971].

Cette partie abordera, dans un premier temps, la caractérisation géophysique de la zone aval du bassin versant karstique du Baget. Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées afin d'identifier et de caractériser les structures pouvant contribuer au drainage des eaux souterraines et donc constituer un chemin de passage du traceur lors d'une opération de traçage. Ensuite, une nouvelle approche de modélisation des réseaux de conduits karstiques à partir de données de traçage sera présentée. Cette approche se base sur le couplage de deux outils numériques [1] *Stochastic Karst Simulator* (SKS) pour générer des réseaux de conduits et SWMM pour résoudre les équations d'écoulement et de transport dans les réseaux de conduits synthétiques, et simuler la DTS associée à un traçage artificiel. Les résultats de simulations numériques seront ensuite confrontés aux données de Sivelles and Labat [2019] pour calibrer et valider cette approche sur le bassin versant du Baget.

Chapitre 2

Contribution des méthodes géophysiques à la caractérisation des structures de drainage sur le bassin versant karstique du Baget

Sommaire

| | | |
|------------|---|------------|
| 2.1 | État de l'art de la géophysique appliquée à l'étude des systèmes karstiques | 191 |
| 2.2 | Les méthodes géophysiques utilisées | 193 |
| 2.2.1 | Tomographie de résistivité électrique | 193 |
| 2.2.2 | La méthode Slingram avec l'EM38 | 196 |
| 2.3 | Acquisition et traitement des données géophysiques | 197 |
| 2.4 | Apport de la géophysique à la description de la structure interne du système | 204 |

2.1 État de l'art de la géophysique appliquée à l'étude des systèmes karstiques

La géophysique appliquée constitue une discipline qui consiste à étudier les propriétés physiques du sous-sol à partir de mesures non-destructives depuis la surface. Il existe différentes méthodes selon le principe physique exploité. Pour chacune de ces méthodes plusieurs techniques peuvent être mises en œuvre (Tableau 2.1). Par exemple, la tomographie de résistivité électrique (ERT - *Electrical Resistivity Tomography*) permet de reconstituer la distribution des résistivités électriques dans un plan 2D vertical au droit du dispositif d'acquisition. Il s'agit alors d'une combinaison des techniques de traîné électrique, permettant de caractériser les variations horizontales de résistivité électrique, et de sondages, permettant de caractériser les variations verticales de résistivité électrique. Ces techniques se basent sur la mesure d'une différence de potentiel liée à des courants de conduction. Les champs électriques sont générés par un opérateur (injection de courant dans le sol), on parle de techniques actives. A l'inverse, la polarisation spontanée mesure une différence de potentiel électrique naturel, il s'agit d'une technique passive. Les techniques électromagnétiques mesurent la permittivité et la susceptibilité magnétique à partir du signal électromagnétique lié à l'induction (VLF - *Very Low Frequency*, Slingram, TDEM - *Time Domain Electromagnetic Method*) ou à partir des temps de propagation des ondes électromagnétiques (GPR - *Ground Penetrating Radar*). La méthode sismique s'intéresse à la mesure des temps de propagation des ondes sismiques pour en déduire la densité et les modules d'élasticité des formations traversées. La densité peut aussi être déterminée par la méthode micro-gravimétrie à partir des variations locales du champ de pesanteur. Enfin, la résonance magnétique de protons mesure le signal émis par les noyaux atomiques de la molécule d'eau. Le signal est alors directement lié à la teneur en eau dans les sols. L'ensemble des techniques présentées ici sont plus ou moins sensibles à la présence d'eaux souterraines, qui constituent l'objet d'étude principal des études hydrogéophysiques.

L'hydrogéophysique consiste à étudier les variations spatio-temporelles des propriétés physiques liées à la présence d'eaux souterraines. Cela concerne à la fois l'évaluation des volumes et la caractérisation de leurs déplacements. Les investigations peuvent s'effectuer à plusieurs échelles spatiales (de l'échantillon en laboratoire jusqu'à une partie de l'aquifère). Les techniques d'acquisition sont en constante évolution et doivent s'adapter aux spécificités des hydro-systèmes karstiques et aux objectifs de ces études. Chalikakis [2006] et Chalikakis et al. [2011] proposent une synthèse bibliographique exhaustive des méthodes et techniques géophysiques pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique.

La première étape d'une étude hydrogéophysique consiste à déterminer les structures souterraines pouvant contribuer au stockage ou au transfert des masses d'eau tels que les conduits, les cavités, les failles ou les fractures. De nombreuses études ont prouvé l'efficacité des méthodes géophysiques pour répondre à cette problématique. Sirieix et al. [2014] ont pu déterminer la structure du conduit principal alimentant la fontaine d'Orbes par méthode électrique (ERT). Beres et al. [2001] ont pu caractériser des cavités en couplant des mesures GPR et des mesures micro-gravimétriques. Boucher et al. [2006] ont couplé des mesures ERT et RMP pour localiser un conduit saturé dans les causses de Gramat. Enfin, la sismique peut être utilisée pour la détection des cavités souterraines [Sheehan et al., 2005; Gan et al., 2017].

| Méthode géophysique | Technique de mesures | Paramètre géophysique mesuré | Propriété physique opérationnelle | Influence de l'eau souterraine |
|---|--|---|---|--------------------------------|
| Electrique | Traîné | Différence de potentiel due au courants de conduction | Résistivité électrique | Oui |
| | Sondage | | | |
| | Panneau | | | |
| | Polarisation spontanée | Potentiel électrique naturel | Conductivité électrique, différence de pression | Oui |
| Electromagnétisme | VLF (mode inclinaison et résistivité) | Signal électromagnétique du à l'induction | Conductivité électrique (susceptibilité magnétique et permittivité) | Oui |
| | Slingram | | | |
| | TDEM | | | |
| | Radar | Temps de propagation des ondes électromagnétiques | Permittivité diélectrique (susceptibilité magnétique et résistivité électrique) | Secondaire |
| Sismique | Profil sismique | Temps de propagation des ondes acoustique | Densité et module d'élasticité | Secondaire |
| Micro-gravimétrie | Profil ou carte du champ de pesanteur | Champ de pesanteur | Densité | Secondaire |
| | « Surface to depth » | Variation temporelle du champ de pesanteur | | Oui |
| Magnétisme | Profil ou carte du champ magnétique terrestre ou d'un gradient de ce champ | Champ géomagnétique | Susceptibilité magnétique | Non |
| Résonance Magnétique des Protons | Sondage | Signal RMP | Signal émis par les noyaux atomiques de la molécule d'eau | Oui |
| Radon | Carte de concentration | Concentration en radon | Radioactivité naturelle | Secondaire |

Figure 2.1 – Méthodes et techniques géophysiques usuelles de surface pour l'hydrogéologie d'après Chalikakis [2006] et Carrière [2014].

Lorsque les structures impliquées dans le transfert des masses d’eaux souterraines sont connues, le suivi temporel des propriétés physiques permet de mettre en évidence le déplacement des masses d’eau. Cela peut ensuite permettre de caractériser le rôle de ces structures dans les écoulements souterrains. Par exemple, Xu [2015] et Xu et al. [2017] ont identifié le chemin de passage des eaux qui alimentent la source temporaire à l’entrée de la grotte de Lascaux à partir de l’infiltration en surface via un suivi temporel des résistivités électriques (*Time-Lapse ERT inversion*)

2.2 Les méthodes géophysiques utilisées

2.2.1 Tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique (ERT) est une méthode géophysique non destructive permettant de construire un panneau 2D vertical des résistivités électriques d’un sol. La résistivité électrique est la propriété intrinsèque d’un matériau qui quantifie sa capacité à s’opposer au passage d’un courant électrique, exprimée en $\Omega.m$. Cela correspond à la résistance électrique équivalente pour un objet aux dimensions unitaires. Les matériaux naturels présentent une forte variabilité de résistivité électrique en fonction de différents facteurs tels que, entre autres, la porosité, la saturation par un fluide, la nature du fluide de saturation, la lithologie et la température. Les ordres de grandeur vont de quelques $\Omega.m$ pour des argiles à plusieurs dizaines de milliers de $\Omega.m$ pour des roches indurées saines (gneiss, calcaires).

Le principe général consiste à injecter un courant d’intensité connue, notée I , entre deux électrodes d’injection (A et B) et à mesurer la différence de potentiel associée entre deux électrodes de mesure (M et N) (Figure 2.2).

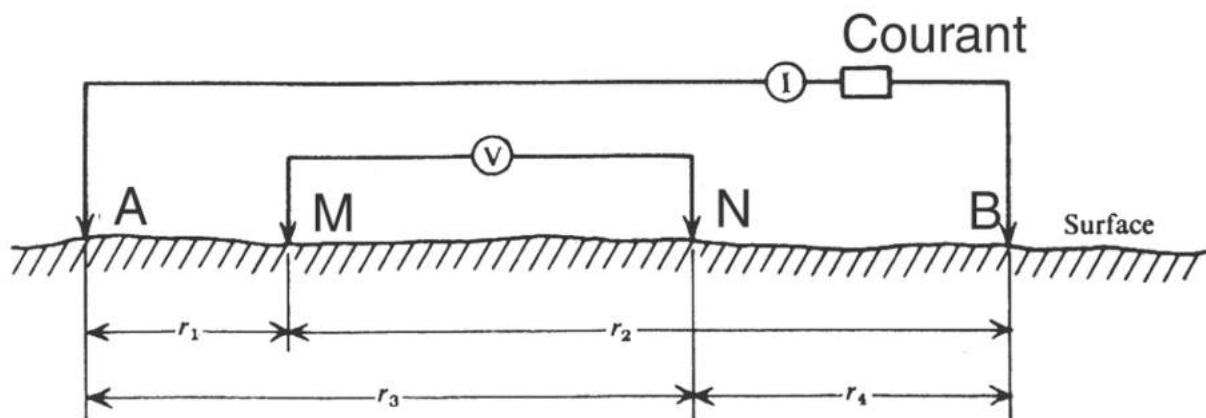


Figure 2.2 – Arrangement des électrodes de courant (A et B) et de potentiel (M et N) à la surface d’un terrain homogène et isotrope (d’après les cours de M. Chouteau et B. Giroux)

Dans un milieu supposé homogène, le potentiel autour des électrodes M et N est obtenu par l'équation de Poisson en électrostatique :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) \quad (2.1)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \quad (2.2)$$

Avec I l'intensité du courant injecté, ρ la résistivité mesurée et AM , MB , AN et NB les distances qui séparent les électrodes. La différence de potentiel entre les électrodes M et N telle que $\Delta V = V_M - V_N$, permet de calculer la résistivité ρ :

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right)^{-1} \quad (2.3)$$

Dans la réalité, les matériaux étudiés sont hétérogènes, la résistivité mesurée est alors dite "apparente" et correspond à la somme des contributions de chaque volume élémentaire sollicité lors du passage du courant dans le sol. Ainsi, la résistivité apparente dépend, en partie, de l'agencement spatial des électrodes lors de la mesure. Plusieurs agencements d'électrodes, aussi appelés dispositifs, peuvent être employés (Figure 2.3).

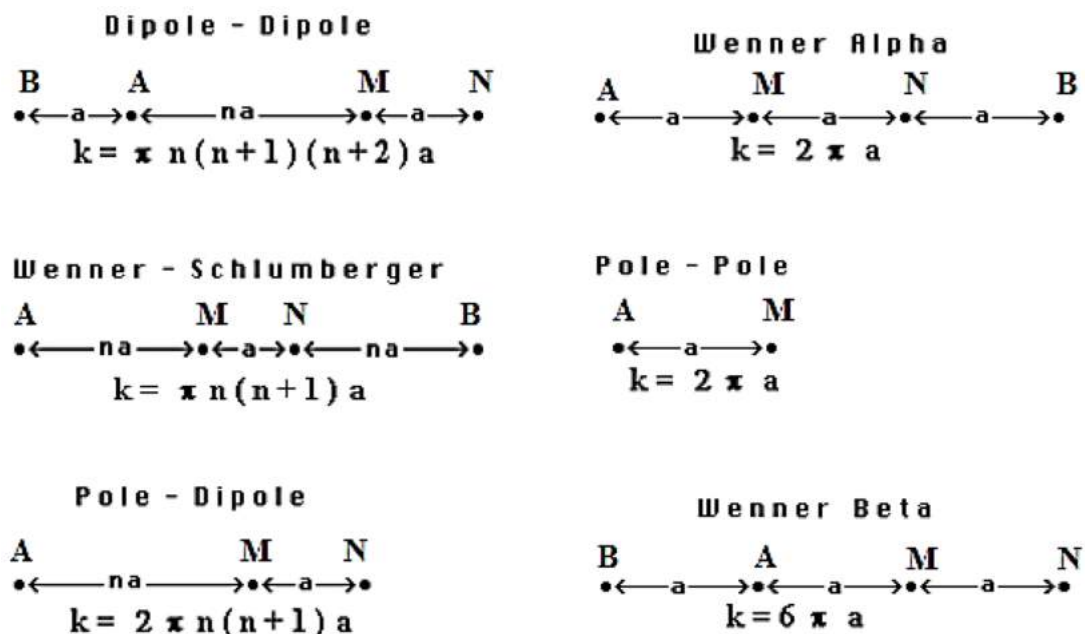


Figure 2.3 – Récapitulatif des dispositifs couramment utilisés pour l'acquisition des données des panneaux ERT. Avec k le facteur géométrique, n le facteur de séparation entre les électrodes et a l'espace inter-électrode [Loke and Barker, 2010]

Pour chaque dispositif, l'équation 2.3 doit être corrigée en fonction de la géométrie du dispositif d'acquisition. On introduit alors le facteur géométrique K tel que :

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right)^{-1} \quad (2.4)$$

L'équation 2.3 devient alors :

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (2.5)$$

La construction d'un panneau ERT nécessite les étapes suivantes :

- **Construction d'une pseudo-section** : un ensemble d'électrodes est aligné sur un même axe et sont espacées d'un intervalle constant, appelé espace inter-électrode, noté a . Classiquement, une pseudo-section est construite avec 24, 48 ou 96 électrodes. Chacune des électrodes peut servir soit à l'injection du courant soit à la mesure du potentiel électrique. La programmation d'une séquence d'acquisition permet de modifier la géométrie des quadripôles d'acquisition et de mesurer une résistivité apparente pour chaque point d'une maille (Figure 2.4).
- **L'Inversion des données** de résistivité apparente permet de proposer un modèle de résistivités vraies et de calculer l'erreur moyenne associée. Ce qui est mesuré sur le terrain correspond à la réponse d'un ensemble de formations aux propriétés électriques intrinsèques avec un agencement spatial défini. Or, à une réponse mesurée peut correspondre un ensemble de couples géométries-propriétés (principe d'équivalence et principe de suppression). L'indétermination qui en résulte rend instable la résolution du problème inverse (pour une observation donnée plusieurs solutions peuvent être retenues). La démarche consiste alors à résoudre le problème direct de manière itérative en cherchant à minimiser les écarts entre les résistivités apparentes calculées et les résistivités apparentes mesurées via une fonction coût à minimiser telle que le RMSE (*Root Mean Square Error*).

La tomographie de résistivité électrique (ERT) est une méthode de prospection géophysique adaptée à la caractérisation des structures en domaine karstique notamment pour la détection des dolines [van Schoor, 2002], la détection des cavités remplies d'eau [Zhou et al., 2002; Mastrocicco et al., 2010; Zhu et al., 2011; Sirieix et al., 2014; Hermawan and Putra, 2016; Saribudak and Hauwert, 2017] ou remplies d'air [Martínez-Moreno et al., 2014; Bermejo et al., 2017] et la délimitation des remplissages sédimentaires [Kaufmann et al., 2012]. Les panneaux ERT permettent aussi de caractériser les processus d'infiltration dans la zone non-saturée [Carrière et al., 2013; Xu et al., 2015; Watlet et al., 2018].

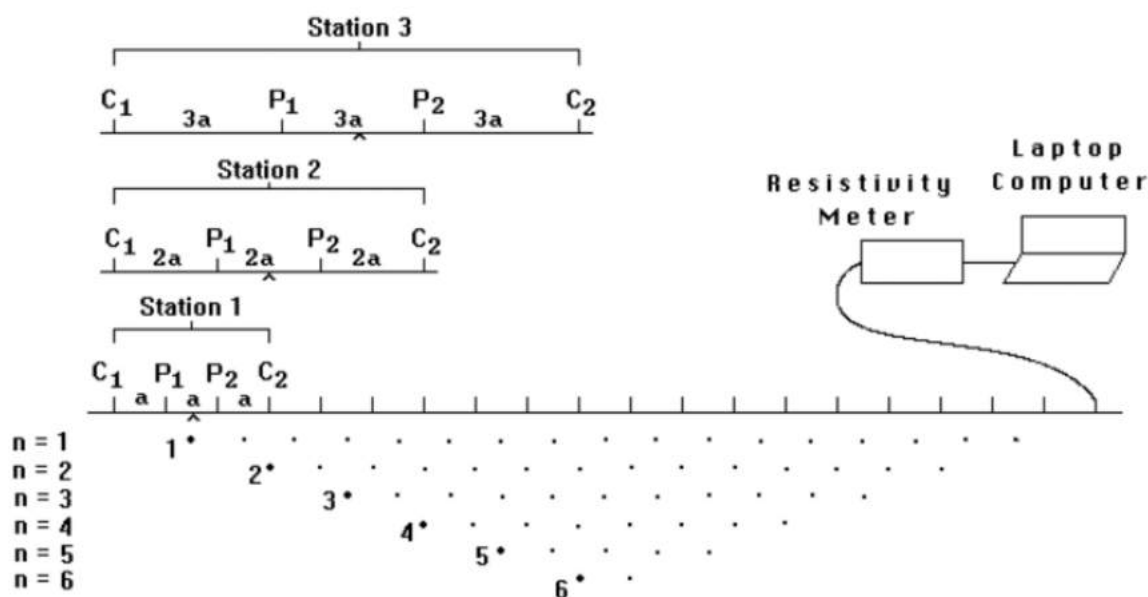


Figure 2.4 – Séquence de mesures de résistivités apparentes assistée par ordinateur [Loke et al., 2003]

2.2.2 La méthode Slingram avec l'EM38

Les méthodes électromagnétiques (EM) basses fréquences se basent sur l'étude de la propagation des ondes électromagnétiques dans le sol. Un champ EM est généré par une bobine émettrice, ce champ EM se propage dans les éléments conducteurs du sol qui produisent alors un champ secondaire (Figure 2.5). Une bobine réceptrice mesure le signal du courant induit lié à la propagation dans le sol d'un champ EM. La profondeur d'investigation du dispositif dépend de la fréquence d'émission de la bobine émettrice et de l'écartement avec la bobine réceptrice. L'EM38 est un dispositif qui permet de sonder jusqu'à 1.50 m de profondeur au maximum. La mesure intègre donc les propriétés électriques sur les formations superficielles et permet ainsi de mesurer la résistivité apparente de la première couche de sol. Si cette couche est homogène et d'épaisseur supérieure à la profondeur d'investigation du dispositif utilisé, la résistivité apparente mesurée peut être assimilée à la résistivité vraie de la première couche de sol. Cette information peut être couplée au panneau ERT pour valider les résistivités vraies des formations les plus superficielles.

Les méthodes EM sont classiquement utilisées pour détecter des discontinuités telles que des failles ou des fractures, des objets enfouis ou des conduites. Les méthodes EM sont plus sensibles à la présence de corps conducteurs tels que les argiles ou l'eau. Bien que les propriétés mesurées par méthode EM ne puissent pas être directement reliées à la teneur en eau des sols, il est possible de rattacher des variations de conductivité électrique à des variations locales de teneurs en eau dans le sol [Jardani et al., 2007; Valois et al., 2010].

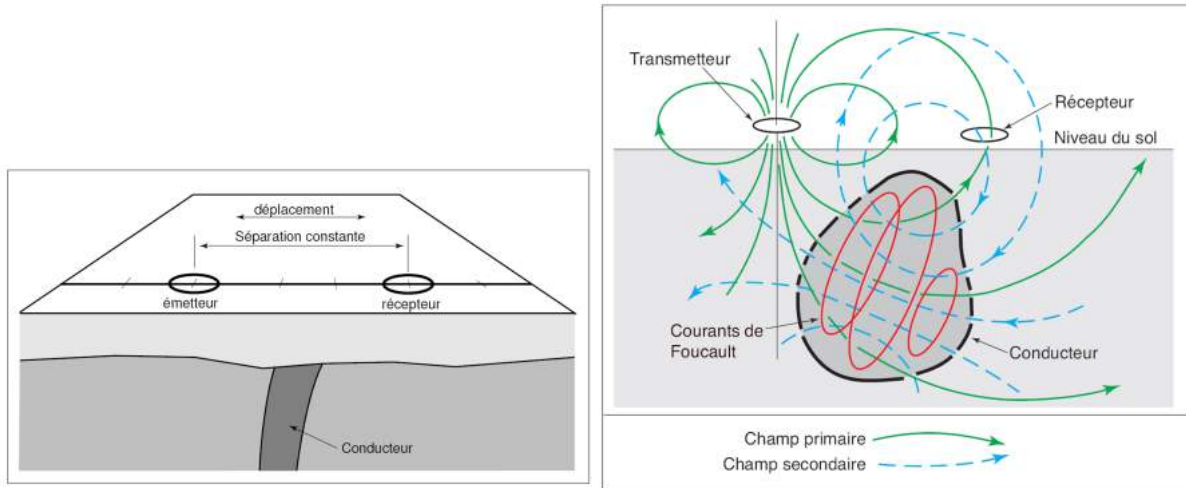
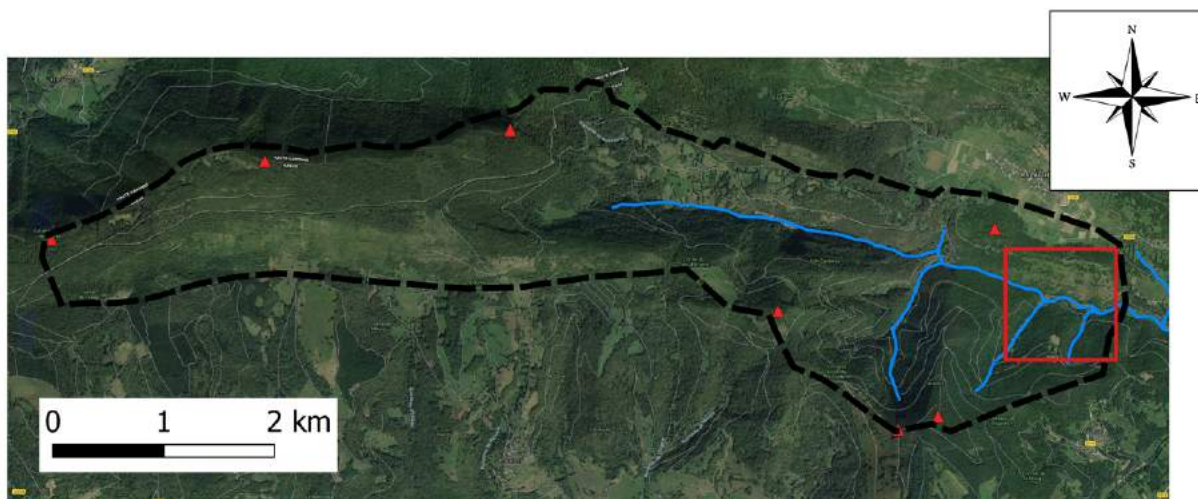


Figure 2.5 – Représentation schématique de la prospection électromagnétique et dispositif pour la méthode EMH (d’après les cours de M. Chouteau et B. Giroux)

2.3 Acquisition et traitement des données géophysiques

Nous avons abordé en section 3.2 l’interprétation des tracés réalisés sur le bassin versant du Baget en avril 2018, entre la perte P2 et la station de mesure de débits (située environ 100 m en aval de l’exutoire pérenne du bassin - Las Hountas). Par ailleurs, les travaux de Labat and Mangin [2015] ont mis en évidence une très bonne connexion hydrologique entre différents points du bassin et l’exutoire. Les vitesses de transferts déterminées par traçage des eaux souterraines sont de l’ordre du kilomètre par jour témoignant d’un transfert rapide dans des structures de type conduits ou fractures [Worthington and Soley, 2017]. Les taux de restitution sur les opérations de traçage artificiel sont excellents (supérieur 90%) et permettent d’étayer cette hypothèse. Toutefois, la connaissance actuelle du réseau de drainage sur le bassin versant du Baget se limite à la description conceptuelle du transfert des masses d’eau à l’échelle du bassin versant [Sivelle et al., 2019] et à la description systémique du transport d’éléments dissous non-réactifs [Sivelle and Labat, 2019]. La prospection géophysique sur le bassin versant du Baget a pour objectif de caractériser la structuration spatiale des écoulements souterrains entre la perte P2 et l’exutoire pérenne du bassin (Las Hountas). Les prospections géophysiques se limitent à la zone aval du bassin (Figure 2.6).

L’ensemble des informations concernant les prospections électriques réalisées sur le terrain sont reportées dans le tableau 2.1 et l’implantation des panneaux ERT est reportée dans la figure 2.7. Il faut noter que les panneaux ont été réalisés sur trois années consécutives pendant le mois d’avril, dans des conditions hydrologiques contrastées. Les panneaux ERT07 à ERT11 ont été réalisés entre le 15 avril 2019 et le 18 avril 2019. Le 15 avril 2019 aucun écoulement n’a été observé en surface : le Lachein est asséché, il n’y a pas de débordement au niveau du trop-plein de Moulo de Jaur et il n’y a pas d’infiltration au niveau de la perte P2. Un épisode de pluie a été observé dans la nuit du 15 au 16 avril 2019. Le 16 avril le lit du Lachein est en eau dans la partie amont et se perd intégralement au niveau de la perte P2. Le trop-plein au niveau de Moulo de Jaur est alors opérationnel et les eaux rejoignent le cours d’eau en surface. Le ruisseau du Lachein est donc en eau et s’écoule en surface jusqu’à l’exutoire du bassin



□ Zone à modéliser ▬ Limite BV — Réseau hydrographique ▲ Pics

Figure 2.6 – Vue aérienne du bassin versant du Baget. Les prospections géophysiques se limitent à la zone à modéliser délimitée en rouge.

versant. En moins de 24 heures, le niveau d'eau est redescendu : l'infiltration au niveau de P2 est encore opérationnelle (écoulements depuis la partie amont du bassin), le trop-plein de Moulo de Jaur n'est plus opérationnel et le lit du Lachein est à sec dans la partie aval du bassin. Ces observations de terrains sont similaires à celles reportées par Sivelles and Labat [2019] lors d'une campagne de traçages réalisée en avril 2018. Aussi, les panneaux ERT01 à ERT03 ont été réalisés alors que le trop plein à Moulo de Jaur est opérationnel alors que les panneaux ERT04 et ERT05 ont été réalisés alors que le trop plein n'est plus opérationnel. L'implantation des panneaux ERT et les conditions hydrologiques observées lors des mesures permettent d'investiguer le réseau de drainage pouvant être considéré comme non-saturé lorsque le trop plein n'est pas actif et considéré comme saturé dans la zone aval. Cette hypothèse repose sur une interprétation de l'hydrologie locale du bassin : le trop plein de Moulo de Jaur est considéré comme un témoin de l'état de saturation du réseau de drainage en souterrain. Si le trop plein est actif alors le système peut être considéré comme saturé et inversement lorsque le trop plein n'est plus actif le réseau de drainage n'est plus considéré comme étant saturé en eau.

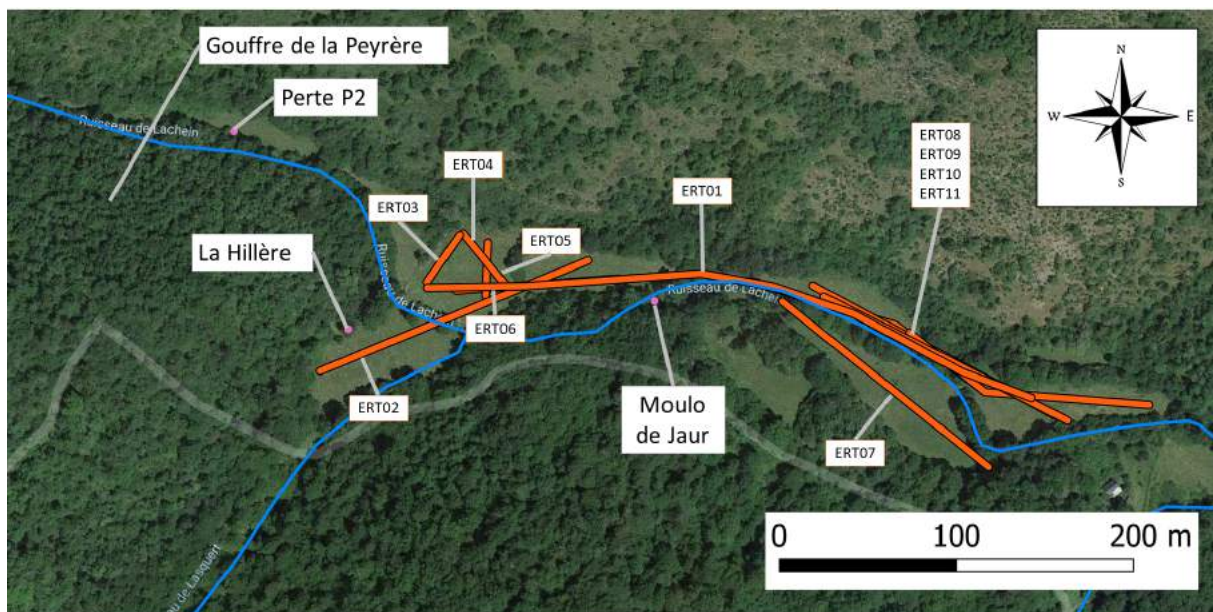
Les observations de terrain sur les conditions hydrologiques du bassin lors des mesures de résistivité électrique sont de première importance. Il est essentiel de considérer les éléments suivants :

- L'hydrogéophysique permet de caractériser les structures contribuant au stockage ou au transfert des masses d'eau. Toutefois, les méthodes géophysiques consistent à interpréter la réponse du système à des sollicitations (naturelles ou provoquées) telles que la propagation d'ondes (sismiques ou électromagnétiques) ou le passage d'un courant électrique. L'interprétation des données géophysiques doit être couplée à d'autres sources d'informations pour confirmer ou infirmer l'interprétation de ces données.
- L'eau présente dans les sols constitue un élément à part entière et modifie les propriétés physiques des sols. Dans le cadre de cette étude, l'exemple le plus pertinent concerne

la résistivité électrique : la présence d'eau entraîne généralement une diminution de la résistivité apparente. L'influence de l'eau est d'autant plus grande lorsque l'eau est chargée en éléments solubles (minéralisation) ou si elle comporte des polluants (tels que des lixiviats).

| Name | N | a [m] | Dispositifs | Date | Conditions hydrologiques |
|-------|----|-------|---------------|---------------|---|
| ERT01 | 96 | 5.0 | Wen-Sch DDP | 9 avril 2018 | Infiltration à P2 + Trop plein à MdJ |
| ERT02 | 32 | 1.5 | Wen-Sch | 16 avril 2018 | Infiltration à P2 + Trop plein à MdJ |
| ERT03 | 32 | 1.5 | Wen-Sch | 17 avril 2018 | Infiltration à P2 + Trop plein à MdJ |
| ERT04 | 32 | 1.5 | Wen-Sch DDP | 18 avril 2018 | Infiltration à P2 |
| ERT05 | 32 | 1.5 | Wen-Sch DDP | 19 avril 2018 | Infiltration à P2 |
| ERT06 | 64 | 2.0 | Wen-SchWenSch | 13 avril 2017 | Pas d'écoulement en surface |
| ERT07 | 32 | 5.0 | Wen Sch | 15 avril 2019 | Infiltration à P2 |
| ERT08 | 32 | 5.0 | Wen Sch | 15 avril 2019 | Infiltration à P2 |
| ERT09 | 32 | 5.0 | Wen Sch | 16 avril 2019 | Infiltration à P2 + écoulements dans le Lachein |
| ERT10 | 32 | 5.0 | Wen Sch | 18 avril 2019 | Infiltration à P2 |
| ERT11 | 32 | 5.0 | Wen Sch | 18 avril 2019 | Infiltration à P2 |

Tableau 2.1 – Récapitulatif des panneaux ERT réalisés sur le bassin versant du Baget. N = nombre d'électrodes et a = espace inter-électrodes [m]. Dispositifs : Wen = Wenner / Sch = Schlumberger / DDP = Dipôle-Dipôle



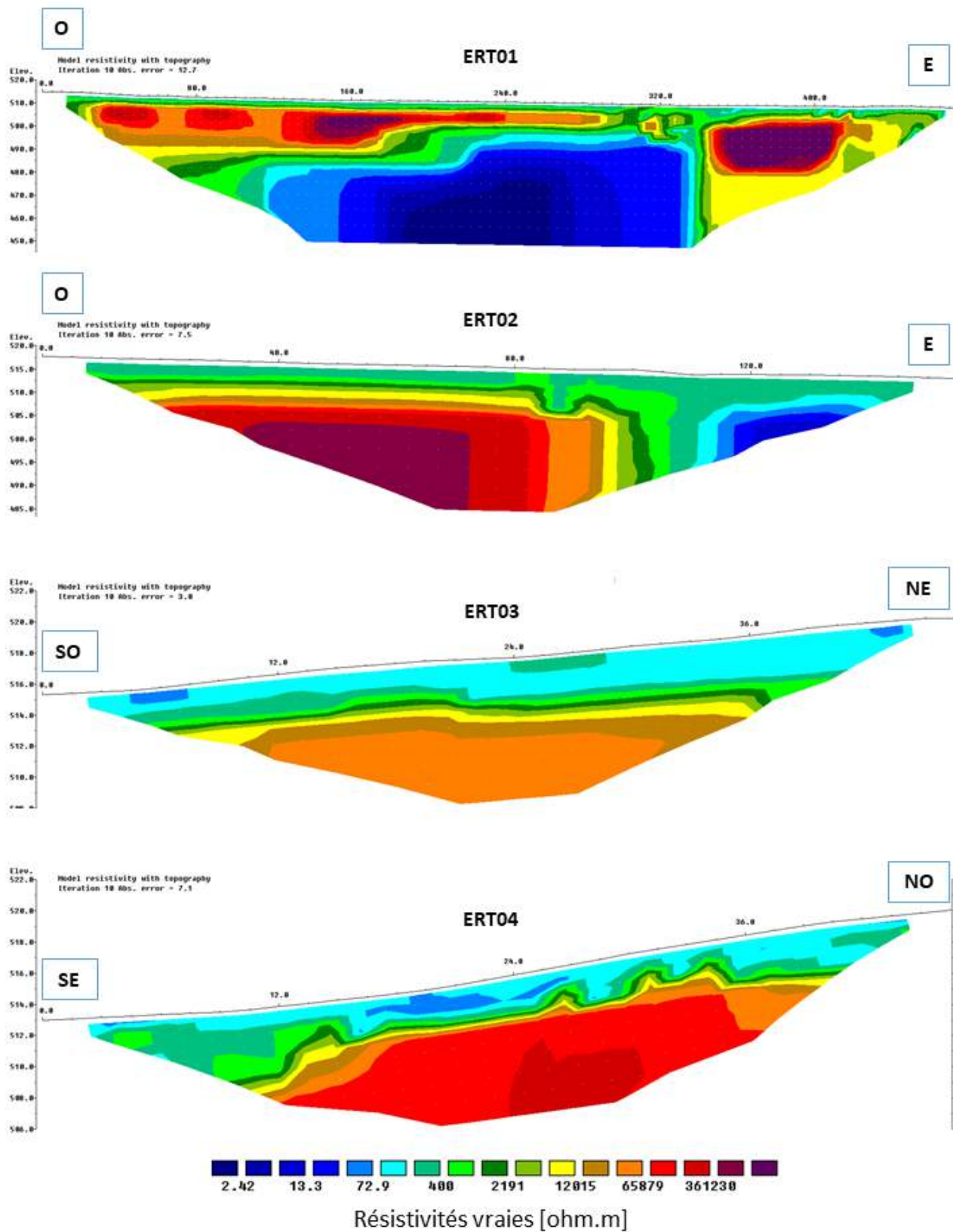
— Panneaux ERT — Réseau hydrographique

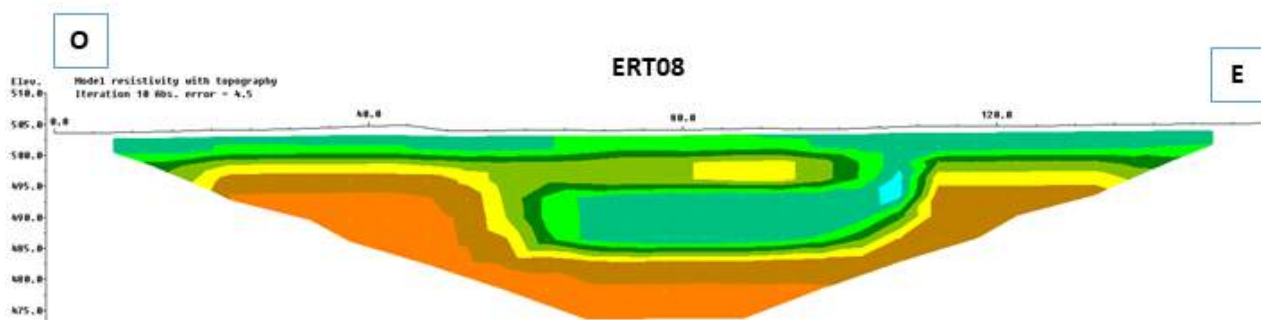
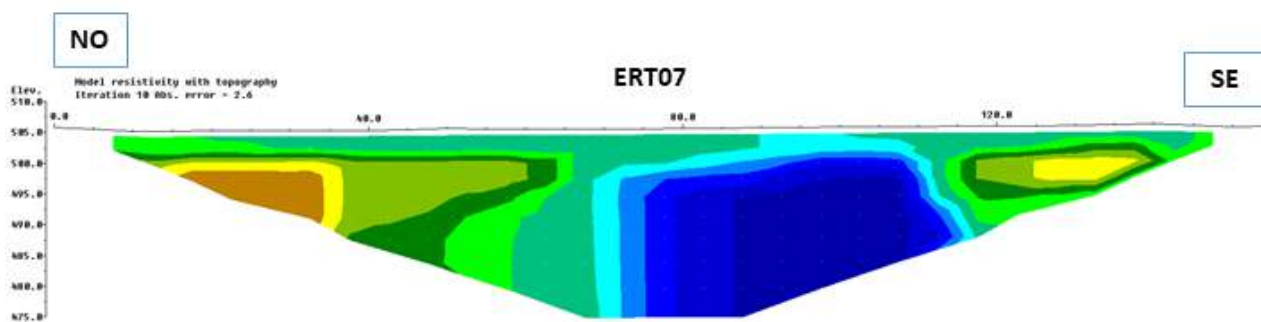
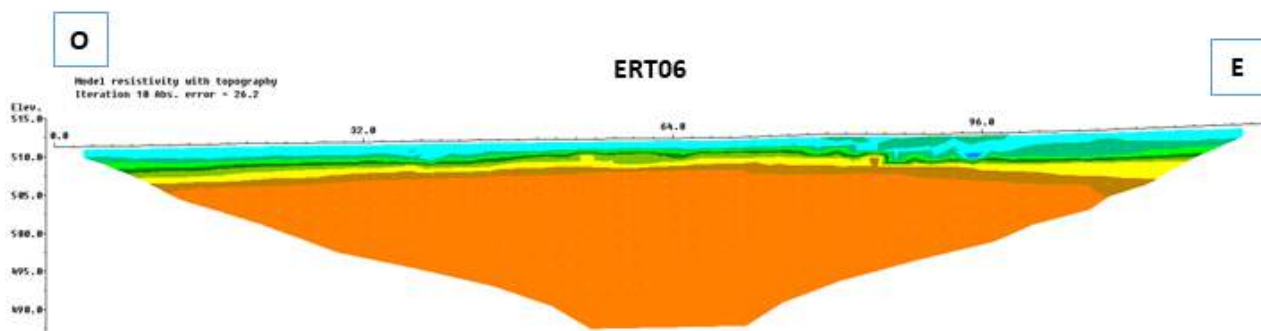
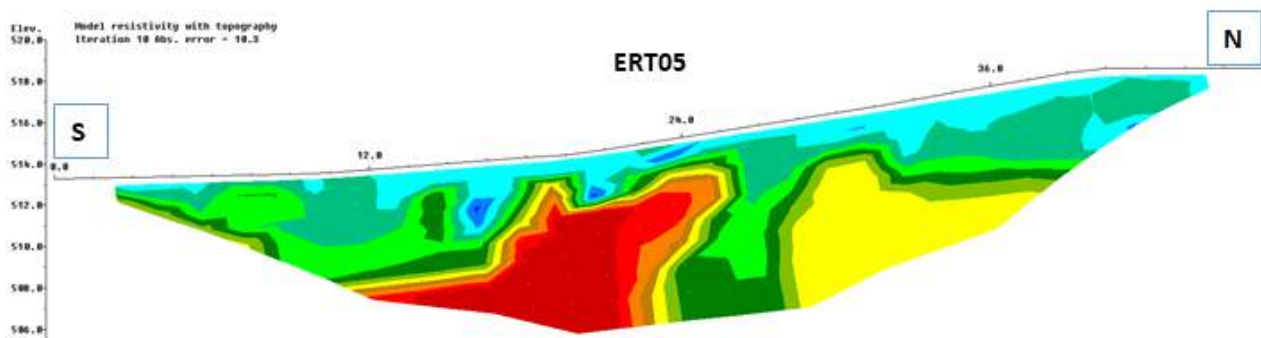
Figure 2.7 – Implantation des panneaux ERT sur la zone d'étude

Les données de résistivités apparentes mesurées sur le terrain sont inversées par la méthode des moindres carrés implémentée dans RES2DINV [Loke and Barker, 2010] avec la norme

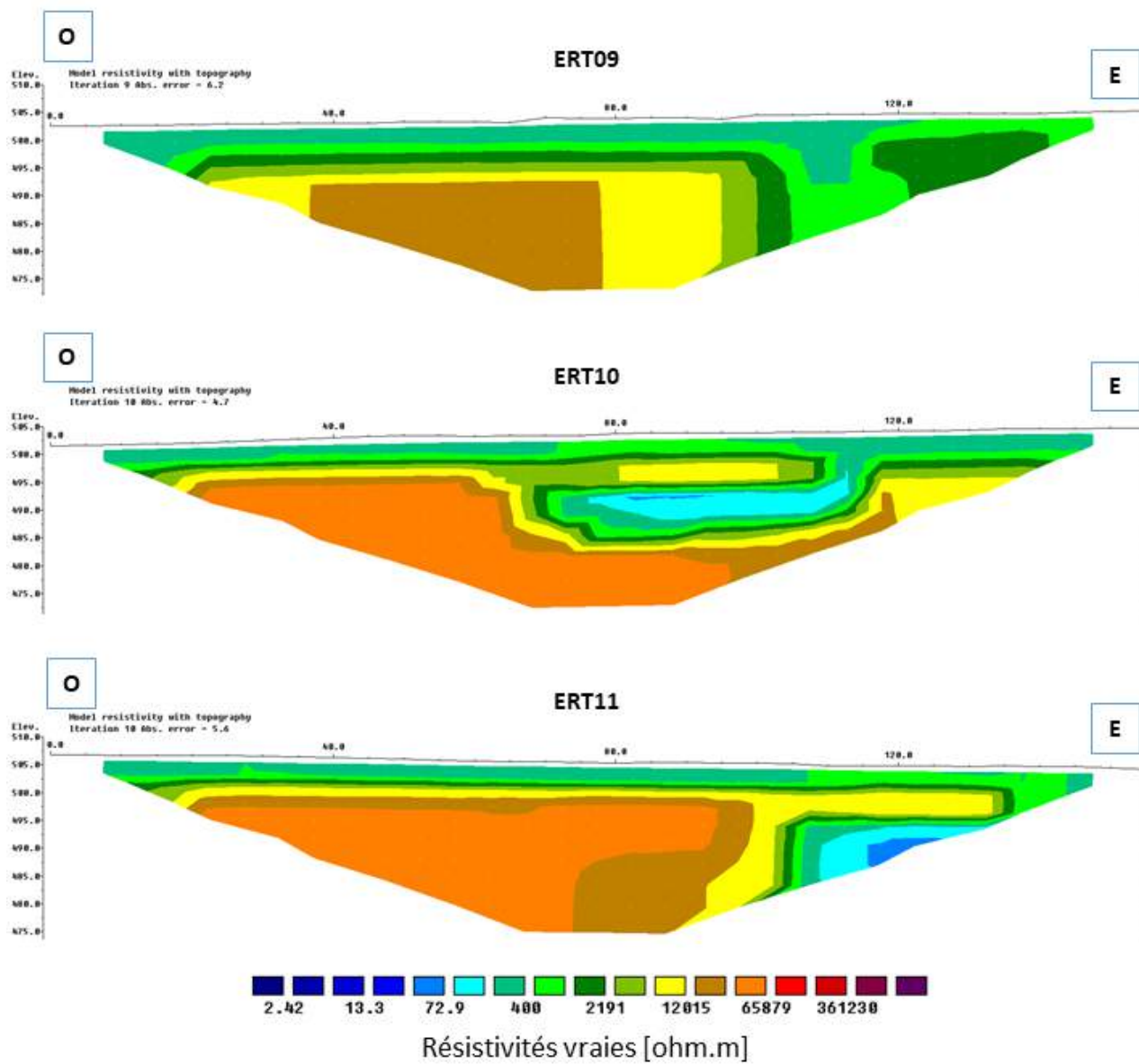
robuste. Les données ont été acquises avec différents arrangements d'électrodes (dispositifs) permettant ainsi de densifier les mesures et d'assurer une complémentarité dans la sensibilité des dispositifs aux structures présentes dans le sol. Lorsque cela est possible, les données sont inversées en concaténant les données mesurées avec les différents dispositifs d'acquisition. Les contraintes de terrains ont parfois rendu impossible l'acquisition avec plusieurs dispositifs sur un même panneau. Ainsi, l'ensemble des panneaux ERT a été doublé (Tableau 2.1) exceptés les panneaux ERT02 et ERT03 inversés sans concaténation. Les panneaux de résistivités vraies obtenus après inversion des données de résistivités apparentes mesurées sur le terrain sont reportés dans la figure 2.8. La topographie des panneaux ERT est réalisée en couplant les données d'un modèle numérique de terrain construit par photogrammétrie (Figure 2.9) et des données de positionnement GPS différentiels. L'influence de la canopée sur les altitudes du MNT est filtrée lors de la construction de profil topographique rattaché à chaque panneau ERT.

Figure 2.8 – Panneaux de résistivités vraies obtenus après inversion des données de résistivités apparentes mesurées sur le terrain. Les informations relatives à l’acquisition des données sur le terrain sont reportées en tableau 2.1.





Résistivités vraies [ohm.m]



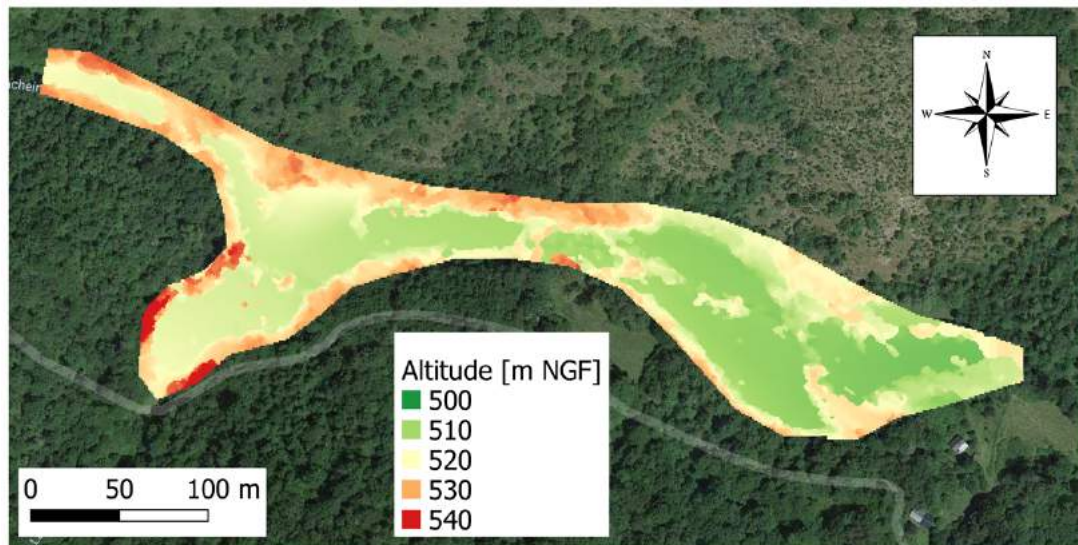


Figure 2.9 – Modèle numérique de terrain construit par photogrammétrie à partir d’images prises depuis un drone

2.4 Apport de la géophysique à la description de la structure interne du système

Le panneau ERT01 (Figure 2.8) est orienté ouest-est, dans l’axe de la vallée du Lachein. Pendant les mesures, le ruisseau est en charge en aval du trop plein de Moulo de Jaur et en amont de la perte P2. Entre la perte P2 et le trop plein de Moulo de Jaur, il n’y pas d’écoulement en surface (Figure 2.10). Les observations de terrain et l’interprétation des données géophysiques laissent à supposer que l’écoulement souterrain se fait dans un réseau de drainage non-saturé. En effets, des hétérogénéités fortement résistives ont été identifiées dans la zone située entre la perte P2 et le trop plein de Moulo de Jaur. Les fortes résistivités observées peuvent être le témoin de la présence de cavités remplies d’air. En théorie, la résistivité de l’air est infinie. Pour des raison liées à la résolution numérique du problème d’inversion par la méthode des moindres carrés, il n’est pas possible d’imposer numériquement cette contrainte. On observe donc un effet de lissage qui tend à étendre les zones d’hétérogénéités. Dans la partie centrale du panneau ERT01, on observe un fort gradient de résistivité passant d’une zone fortement résistive à une zone conductrice. La transition se fait au niveau du trop plein de Moulo de Jaur, où des courants ascendants ont été observés pouvant témoigner localement de la saturation par l’eau souterraine du réseau de drainage. En aval, le panneau ERT01 recoupe un plan de fracturation orienté N160° qui affecte le massif calcaire. Ce plan délimite une zone conductrice à l’ouest et une zone résistive à l’est (avec possiblement la présence de cavités remplies d’air). Cette fracture pourrait être impliquée dans le drainage des eaux souterraines et accommoder localement le chemin de passage des masses d’eau.

Le panneau ERT01 permet ainsi d’identifier trois structures principales :

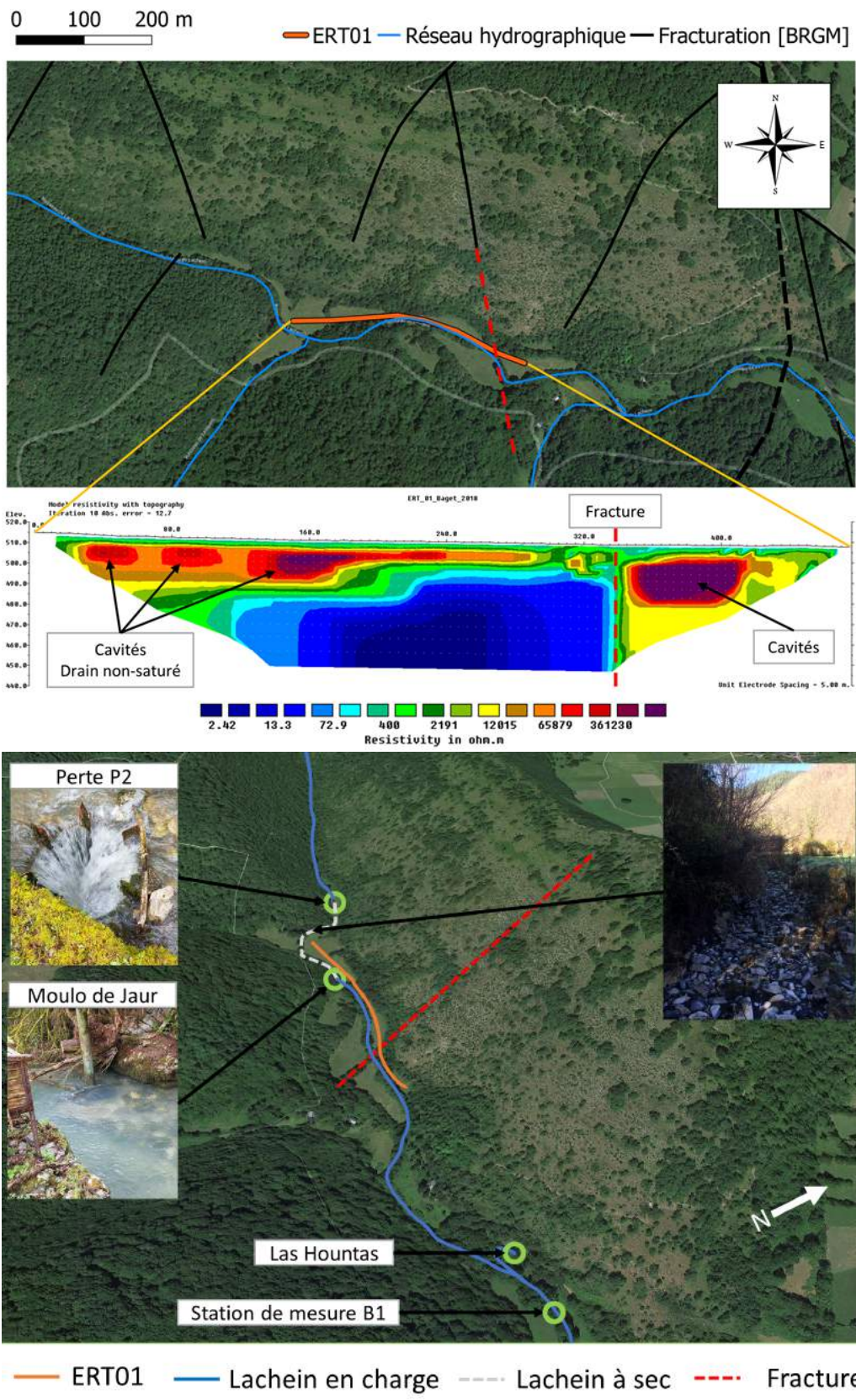


Figure 2.10 – Interprétation du panneau ERT01 et calage avec la géologie et l’hydrologie de la zone (images satellites Google Earth - 04/10/2018 - et photos présent le 09/04/2018, date d’acquisition des données du panneau ERT01)

1. La première couche de sol semble relativement homogène avec une résistivité électrique de l'ordre de 100 à 200 Ω .m sur les 3 premiers mètres. Des profils EM38 ont été réalisés sur le secteur et n'ont pas montré de variations significatives la conductivité électrique mesurée (environ 7-8 mS/m soit une résistivité électrique de l'ordre de 125 à 150 Ω .m). Les profils ne sont pas présentés ici car ils ne présentent pas un intérêt significatif dans cette étude. Toutefois, cela permet d'appuyer l'assertion d'une couche homogène sur les deux premiers mètres correspondant au dépôts superficiels du Quaternaire reportés sur la carte géologique (Figure 2.3).
2. Dans la partie Est, la roche mère encaisse un ensemble de cavités remplies d'air ou d'eau selon les conditions hydrologiques locales. Un gradient de propriété électrique entre une zone résistive à l'ouest et une zone conductrice à l'est, marque la saturation progressive du réseau de drainage vers l'aval du bassin. Par ailleurs, il n'est pas possible de détailler correctement la position et la dimension des structures rattachées ici au terme de "*cavité*". En effet, la présence de structures remplies d'air peut aussi être rattachée à des segments de conduits non saturés ou à des plans de fracturation ou de failles non colmatés.
3. La partie Est du panneau ERT01 est marquée par une signature du signal électrique pouvant être rattachée à un plan de faille affectant le massif.

Le panneau ERT02 recoupe le panneau ERT01 dans sa partie Ouest. On retrouve à proximité du trop plein de la Hillère une signature électrique pouvant correspondre à une roche mère encaissant un ensemble de cavités remplies d'air. Ces cavités ont été reconnues dès le début de l'instrumentation du site [Mangin, 1975]. La résolution de la technique de mesure employée ici ne permet pas de distinguer les cavités présentes. Les propriétés électriques sont moyennées sur l'ensemble de la zone. De l'autre côté du lit du Lachein, on retrouve une zone de faible résistivité électrique correspondant à la structure observée sur le panneau ERT01 à proximité du trop plein de Moulo de Jaur.

Les panneaux ERT03, ERT04, ERT05 et ERT06 caractérisent la zone entre la perte P2 et le trop plein de Moulo de Jaur. On retrouve sur ces panneaux une première couche assez homogène, avec des résistivités électriques de l'ordre de 150 à 200 Ω .m. La deuxième couche se caractérise par des résistivités élevées, pouvant correspondre aux calcaires sous-jacents contenant des zones de vides (conduits, cavités, fractures non colmatées).

Les panneaux ERT07 à ERT11 se concentrent sur la zone de faille identifiée sur la partie Est du panneau ERT01. Le panneau ERT07 est implanté sur la rive gauche du Lachein et permet de caractériser une hétérogénéité conductrice. Cette hétérogénéité est contrainte en surface par une cartographie des propriétés électriques avec l'EM38 (Figure 2.11). Les résistivités apparentes calculées à partir des mesures à l'EM38 sont du même ordre de grandeur que les résistivités vraies calculées pour le panneau ERT07. La variabilité latérale des propriétés électriques peut localement témoigner d'un changement de lithologie ou bien d'une saturation en eau plus importante. Aussi, l'ensemble des données géophysiques tendent à confirmer la présence d'une couverture de dépôt aux propriétés électriques homogènes dans le fond de la vallée du Lachein. Cette couche de remplissage est observable par endroit depuis le lit du Lachein et constitue les berges de ce même cours d'eau. L'hypothèse d'une variation de la teneur en eau est alors

privilegiée avec la présence d'une zone d'infiltration plus importante.

Les techniques de cartographie EM et de panneaux ERT sont complémentaires et peuvent être couplées pour contraindre au mieux l'évolution en 3D des propriétés électriques [Guerrero, 2015] avec une modélisation de proche en proche. Toutefois ce couplage nécessite la réalisation de plusieurs panneaux ERT parallèles, opération difficilement réalisable dans cette zone.

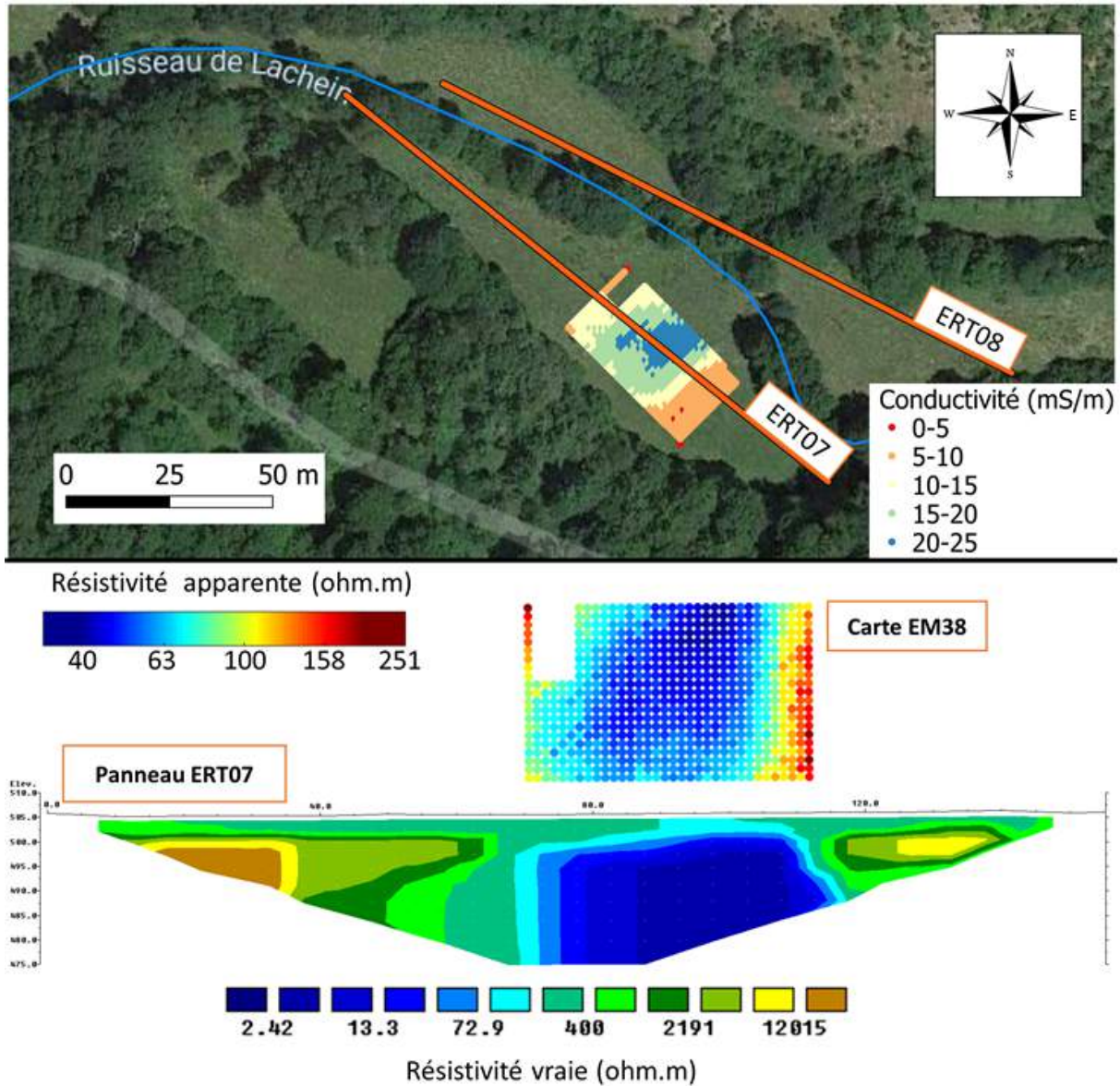


Figure 2.11 – Positionnement des panneaux ERT07 et ERT08 et interprétation conjointe du panneau ERT07 et de la cartographie EM38

L'ensemble des données géophysiques acquises dans la partie aval du bassin versant du Baget a permis de caractériser certaines structures pouvant contribuer au transfert des masses d'eau souterraines. Aussi, les interprétations des données géophysiques ont été couplées avec des observations de terrain et des observations sur le fonctionnement hydrogéologique global du

bassin. Une structure de type conduit a été mis en évidence, avec une saturation progressive du réseau entre sa partie amont et aval. La saturation locale du réseau de drainage a été mise en évidence par ailleurs notamment avec la mise en charge du trop plein au niveau de Moulo de Jaur. Cependant, le trop plein de la Hillère n'est pas en activité pendant l'acquisition des mesures de résistivités. Ces observations de terrain permettent de mieux contraindre les interprétation du panneaux ERT01 sur lequel les réseaux apparaissent comme résistifs à l'Ouest et conducteurs à l'Est. Cette structure semble constituer la continuité du réseau entre le gouffre de la Peyrère et le trop plein de la Hillère [Bréhier, 2019 - Communication personnelle].

Ainsi, l'ensemble des investigations géophysiques permet d'apporter des précisions sur la structure interne du massif avec notamment l'identification d'une zone de fort contraste de résistivité électrique pouvant correspondre soit à une fracture du massif soit à un plan de faille. Ce plan jouerait alors le rôle de limite de flux qui accommode localement le réseau de drainage souterrain. Toutefois, les interprétations menées ici manquent de robustesse et doivent être couplée à d'autres outils d'investigations. En effet, la méthode ERT est une méthode volumétrique. Elle intègre en effet les propriétés physiques du sol sur un volume qui, par principe d'équivalence, peut avoir une réponse géophysique identique pour une large gamme de couple *volume-résistivité*. Cela peut être contraignant pour correctement déterminer les position et les dimensions des structures souterraines. Le recours à une méthode surfacique, c.à.d. qui favorise la mise évidence des effets d'interface, serait pertinent. Les premiers essais avec un géoradar (antenne à 400 MHz) n'ont permis de caractériser que la couche superficielle sur les deux premiers mètres (résultats croisés avec une cartographie EM38). Un couplage avec des méthodes radar et sismique pourrait tout à fait compléter les interprétations présentées ici afin d'infirmier ou de confirmer la nature des structure à l'origine des variations de résistivité électrique. Par ailleurs, un suivi temporel par méthode *time lapse* pourrait affiner la connaissance interne du massif et partitionner le signal géophysique entre une partie du signal liée à la lithologie de la roche et une partie du signal liée aux mouvements des masses d'eau souterraine [Xu et al., 2017; Verdet, 2019].

Chapitre 3

Modélisation 3D du transport dissous à partir de données de traçage artificiels

Sommaire

| | | |
|------------|--|------------|
| 3.1 | Approche méthodologique pour la modélisation 3D du transport dissous sur le bassin versant du Baget | 211 |
| 3.1.1 | Simulation des réseaux de conduits | 212 |
| 3.1.2 | Simulation des écoulements dans les conduits | 214 |
| 3.1.3 | Simulation du transport dissous | 214 |
| 3.1.4 | Tests préliminaires du couplage SKS - SWMM pour la modélisation 3D d'essais de traçage | 216 |
| 3.2 | Vers une caractérisation de la géométrie des conduits à partir des données de traçages artificiels | 218 |
| 3.2.1 | Analyse statistique des simulations | 218 |
| 3.2.2 | Comparaison avec les résultats d'une approche fonction de transfert . | 223 |
| 3.2.3 | Discussion sur les limites de l'approche proposée | 223 |

3.1 Approche méthodologique pour la modélisation 3D du transport dissous sur le bassin versant du Baget

La modélisation distribuée d'un hydrosystème consiste à construire un modèle synthétique de propriétés physiques spatialement distribuées puis à simuler les écoulements de masses d'eau par la résolution d'équations aux dérivées partielles. Dans les dernières décennies, de nombreux codes de calculs ont été développés tels que MODFLOW [Harbaugh, 2005] qui utilise une résolution numérique par différences finies, BIGFLOW [Ababou and Bagtzoglou, 1993] et FEFLOW [Trefry and Muffels, 2007] qui utilisent une résolution numérique par éléments finis. Classiquement, le volume total de l'objet hydrologique à modéliser est divisé en éléments auxquels sont rattachés des propriétés physiques influençant les conditions d'écoulements (perméabilité, porosité, tortuosité). Le champ de propriétés ainsi proposé doit tenir compte des hétérogénéités internes du système (unités morphologiques, plans de discontinuités hydrologiques - failles, fractures, par exemple, et les conditions aux limites du système). La simulation des écoulements s'effectue ensuite par résolution numérique des équations qui régissent localement la perte de charge hydraulique (par exemple, la loi de Darcy pour des écoulements laminaires en milieu saturé). La détermination des transferts de masses entre toutes les mailles du modèle permet *in-fine* de spatialiser les écoulements à l'échelle de l'hydrosystème étudié.

Kiraly [1975] a été le précurseur de l'application de cette approche à l'étude des systèmes karstiques en s'intéressant à la modélisation des débits à la source de l'Areuse. Les hétérogénéités structurales sont à l'origine d'une forte variabilité spatiale des propriétés physiques qui régissent les écoulements. Il est bien souvent impossible de définir un volume élémentaire représentatif (VER) et de transcrire les hétérogénéités à partir de mesures de terrain (essais de pompage, essais d'infiltration). Aussi, la distribution des vides (pour lesquels les lois de perte de charge seront différentes des écoulements dans la matrice rocheuse) n'est, le plus souvent, que partiellement connue (via des investigations spéléologiques et/ou géophysiques). Les modèles synthétiques de propriétés pour les aquifères karstiques se basent dans un premier temps sur une distribution "*binnaire*" : la maille du modèle est elle constituée de roche ou de vide ?

Différentes approches de modélisation des distribution de vides ont été développées :

- Discrete Fracture Network Approach (D.F.N.)
- Discrete Channel Network Approach (D.C.N.)
- Equivalent Porous Medium Approach (E.P.M.)
- Double Continuum Approach (D.C.)
- Combined Discrete Continuum Approach (C.D.C)

Bailly [2009] propose une description synthétique de ces différentes approches. Le choix de la stratégie de modélisation des écoulements doit être guidé par les objectifs de l'étude et par les hypothèses de travail. En particulier, la méthode utilisée doit être adaptée à l'échelle d'observation. Selon Sahimi [2011] il existe trois échelles d'observations des écoulements :

1. **L'échelle microscopique** : les écoulements sont décrits par les équations de Stokes (la taille considérée est l'échelle du pore).

2. **L'échelle locale** : les écoulements sont décrits par des équations homogénéisées, telle que la loi de Darcy (la taille considérée varie entre une carotte de sol et un puits).
3. **L'échelle macroscopique** : les écoulements sont décrits par une équation de bilan de masse (la taille considérée est celle du réservoir).

Dans la suite, nous aborderons plus spécifiquement les méthodes qui seront employées sur le bassin versant du Baget pour simuler des réseaux de conduits en accord avec les résultats de traçages artificiels réalisés sur le terrain.

3.1.1 Simulation des réseaux de conduits

Plusieurs approches peuvent être mises en œuvre pour simuler des réseaux de conduits karstiques. de Rooij et al. [2013] et Saller et al. [2013] proposent une version améliorée des modèles E.P.M. classiques en incluant un couplage entre les écoulements turbulents dans les conduits et les écoulements laminaires dans la matrice rocheuse. La prise en compte d'un réseau de conduits discrets permet d'améliorer considérablement la qualité des modèles d'écoulements. L'application de cette approche implique que la position et les dimensions des conduits sont connus et que l'interface entre les deux domaines (conduit/matrice) soit connue, notamment avec des mesures de niveau piézométrique. Une autre approche consiste à tenir compte des processus physico-chimiques à l'origine de la mise en place des conduits. Les modèles de spéléogénèse permettent de tenir compte des processus et permet de générer des géométries réalistes [Annable, 2003; Dreybrodt et al., 2005; Gabrovšek and Dreybrodt, 2001; Filipponi, 2009]. Ces modèles sont bien adaptés à la modélisation des processus de mise en place et d'élargissement progressif des drains mais deviennent très gourmands en temps de calcul lorsqu'il s'agit de modéliser un réseau de conduits à l'échelle d'un bassin versant. Par conséquent, l'intégration de données conditionnelles reste délicate sur ce type d'approche.

Les méthodes géostatistiques offrent une alternative à la simulation de réseaux de conduits en accord avec les données géologiques [Jaquet and Jeannin, 1994; Fournillon et al., 2010]. Cette approche permet de conditionner les simulations avec des données de terrain mais reste limitée sur la capacité à produire des structures de réseaux de conduits bien hiérarchisés. D'autres méthodes numériques ont été adaptées à la simulation de réseaux de conduits discrets telles que les automates cellulaires - *lattice-gas automaton* - [Jaquet et al., 2004] ou des modèles de percolation [Ronayne and Gorelick, 2006].

Enfin, les modèles pseudo-génétiques [Borghi et al., 2012; Collon-Drouaillet et al., 2012; Henrion et al., 2008] permettent de reproduire des résultats semblables à ceux obtenus avec des modèles de spéléogénèse sans considérer l'ensemble des processus chimiques. Borghi et al. [2012, 2016] proposent un modèle pseudo-génétique basé sur l'hypothèse de Groves and Howard [1994] : l'écoulement de l'eau s'effectue selon un chemin qui minimise l'énergie. Les simulations ne respectent pas nécessairement les processus physico-chimiques pendant la "mise en place" du réseau de conduits synthétiques mais les structures simulées demeurent en accord avec les observations de terrain. L'algorithme de Borghi et al. [2012], *Stochastic Karst Simulator* (SKS) se compose des étapes suivantes :

1. construire un modèle géologique 2D ou 3D ;
2. générer par méthode stochastique un ensemble de fractures pour reproduire les hétérogénéités dans le modèle synthétique ;
3. générer des conduits avec une approche pseudo-génétique, basée sur l'utilisation de l'algorithme "*Fast Marching*" (F.M.A.) [Sethian, 1996].

La figure 3.1 présente deux exemples de simulations 2D avec l'algorithme SKS. Le résultat est une grille binaire dans lequel chaque maille est affectée, ou non, à une structure de type conduit. Il est possible d'en extraire le réseau de conduits sous une forme simplifiée contenant la position xyz des nœuds du réseau et la liste des liens entre les nœuds.

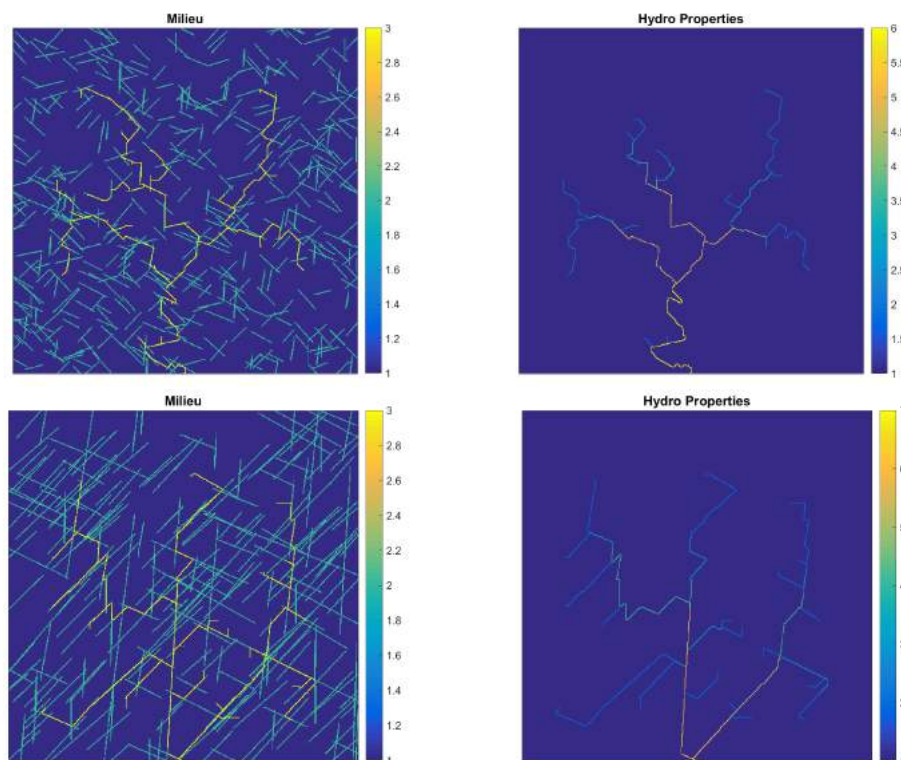


Figure 3.1 – Exemples de simulation 2D de réseaux de fractures et réseaux de conduits avec l'algorithme SKS

Pour assurer la réalité physique des réseaux de conduits simulés, les observations de terrains doivent être prises en compte. Les points d'infiltration et les parties du réseau de conduits reconnues par méthodes spéléologiques ou méthodes géophysiques peuvent être utilisées comme données conditionnelles dans les simulations. Numériquement, les points d'entrée sont pris comme bases pour la résolution numérique de l'algorithme F.M.A., imposant de fait le passage d'un conduit au niveau de ces points. Les conduits sont générés de manière itérative. A chaque itération, les conduits simulés précédemment constituent un axe de drainage préférentiel. Cela aboutit à la construction d'un réseau de conduits hiérarchisés, caractéristiques des aquifères karstiques.

3.1.2 Simulation des écoulements dans les conduits

La conservation de masse et de quantité de mouvement pour un écoulement superficiel à travers un canal ou un tuyau est régi par les équations de St. Venant :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + g.A \frac{\partial H}{\partial x} + g.A.S_f = 0 \quad (3.2)$$

Avec x la distance [m], t le temps [s], A l'aire de la section d'écoulement [m^2], Q le débit [m^3/s], H la hauteur d'eau dans le conduit, S_f le coefficient de friction (perte de charge par unité de distance) et g la constante d'accélération de pesanteur [m/s^2].

Le coefficient de friction S_f permet de tenir compte des effets de turbulence et de viscosité dans l'écoulement. Il est calculé via l'équation de Manning :

$$S_f = \frac{Q^2}{\frac{1}{n^2} A^2 R^{4/3}} \quad (3.3)$$

Avec n le coefficient de rugosité de Manning [$s.m^{-1/3}$]; R le rayon hydraulique [m].

La résolution numérique des écoulements dans un réseau de conduits est implémenté dans la plateforme de modélisation de l'USGS *Storm Water Management Model* [Metcalf, 1971]. Il s'agit d'un ensemble de codes de calcul développé pour simuler les écoulements et le transport de masses dans les systèmes d'égouts. Selon Peterson and Wicks [2006] plusieurs hypothèses doivent être formulées pour pouvoir utiliser SWMM pour simuler les écoulements dans un système karstique. Tout d'abord, la géométrie des drains doit être connue pour pouvoir transformer un réseau de conduits karstiques réels en un réseau de tuyaux inter-connectés. Pour chaque section de tuyau les paramètres physiques doivent être connus : la forme de la section d'écoulement (circulaire, carré, rectangulaire, irrégulière,...), les dimensions de la section d'écoulement, le coefficient de friction de Manning (qui dépend de la nature des parois de la section d'écoulement).

3.1.3 Simulation du transport dissous

La plateforme de modélisation SWMM inclue un module de simulation de transport d'éléments solubles. Le transport en soluté est simulé en considérant un mélange instantané et parfait au sein de chaque élément du réseau. Cette hypothèse introduit une dispersion artificielle : considérer un mélange parfait instantané dans un conduit de grande dimension entraîne nécessairement une sur-estimation des vitesses de transfert dans le système. Aussi, lorsque le nombre d'éléments est suffisamment grand, le transport simulé est dominé par des effets d'advection

pure [James et al., 2002]. Le transport de soluté dans les systèmes synthétiques est simulé à partir du calcul des bilans de masse et les concentrations sont calculées en résolvant l'équation de continuité [Metcalf, 1971].

$$\frac{\partial(Vc)}{\partial t} = Q_i c_i - Q_o c_o - kcV + s \quad (3.4)$$

Avec c la concentration dans le volume [g/m^3]; V le volume [m^3], t le temps [s], Q_i et Q_o les débits d'entrée et de sortie [m^3/s], c_i et c_o les concentrations entrantes et sortantes [g/m^3], k le constante de décroissance (égale à 0 pour les éléments conservatifs) et s un terme de source ($s > 0$) ou de perte ($s < 0$) [g/s].

La résolution par différence finie de l'équation 3.4 donne :

$$c_{j+1} = \frac{(c_j(V_j(\frac{2}{\Delta t} - (D_1 + D_2)) - Q_{o,j}) + (C_{i,j} \cdot Q_{i,j}) + (C_{i,j+1} \cdot Q_{i,j+1}) + D_2 \cdot S(V_j + V_{j+1}))}{(V_{j+1} \cdot (\frac{2}{\Delta t} + (D_1 + D_2)) + Q_{o,j+1})} \quad (3.5)$$

Avec j l'instant t considéré; D_1 la constante de décroissance [s^{-1}]; D_2 la constante de croissance [s^{-1}]; S la croissance maximale [g/m^3]; Δt l'intervalle de temps.

Dans le cas d'un traçage artificiel, la concentration au temps t_0 est supposée égale au rapport de la masse injectée sur le volume d'eau infiltrée pendant la durée de l'injection. Le plus souvent les injections s'effectuent sur un intervalle de temps court (négligeable comparé au temps de résidence moyen du traceur dans le système) pour se rapprocher au mieux d'une fonction de Dirac. Cela constitue l'hypothèse de base pour l'interprétation des opérations de traçage des eaux souterraines en domaine karstique. Nous avons abordé précédemment le comportement des réacteurs parfaitement mélangés (*Perfect Mixed Flow Reactor*, partie III) et la DTS associée. Dans le cas d'un système soumis à un débit constant, le taux de décroissance de la concentration à la sortie ne dépend que du temps de résidence moyen du traceur dans le système. L'approche fonction de transfert présentée précédemment (partie III) permet une description systémique d'un assemblage de réservoirs considérés comme des réacteurs parfaitement mélangés [Sivelle and Labat, 2019; Sivelle et al., 2020]. Dans le cas d'un modèle d'écoulement distribué, dans lequel le mélange est considéré comme parfait et instantané, les temps de résidence moyens ne sont plus explicités directement mais sont la conséquence d'une combinaison de plusieurs facteurs : section d'écoulement, vitesse d'écoulement et longueur du conduit. La réponse du système synthétique à une opération de traçage artificiel sera la convolution de l'ensemble des modifications du signal "concentration" opérées par chaque partie du système, c.-à-d. chaque conduit traversé par le traceur avant d'atteindre l'exutoire du réseau.

Outre la description de la structure des écoulements, l'approche proposée ici permet de partitionner le système traçage en sous-systèmes dans lesquels les conditions de transport peuvent être considérées comme homogènes. On retrouve dans la littérature le terme de "reach" [Runkel, 1998; Dewaide et al., 2016; Tinnet et al., 2019]. Aussi, la description de ces structures doit être contrainte par des observations de terrains, ou par la mesure de DTS intermédiaires, permettant

par exemple, de partitionner le transport entre la zone non saturée et la zone saturée [Dewaide et al., 2016; Cholet, 2017] ou d'identifier l'influence d'un lac souterrain [Dewaide et al., 2017] pouvant jouer le rôle d'une zone de stockage temporaire.

3.1.4 Tests préliminaires du couplage SKS - SWMM pour la modélisation 3D d'essais de traçage

La méthodologie proposée ici consiste donc à simuler des essais de traçages artificiels dans des réseaux de conduits synthétiques. Les données simulées seront ensuite confrontées à des données de terrain afin d'identifier les structures de réseau de drainage qui reproduisent au mieux les données de terrain. Afin de tester l'efficacité de cette approche de modélisation, quelques cas synthétiques sont d'abord réalisés.

Un exemple de modélisation couplée SKS et SWMM est reporté en figure 3.2. Dans un premier temps, un ensemble de fractures est généré sur une maille de 1000×1000 m, avec une taille de maille égale à 1 m^2 , permettant de construire un réseau synthétique dont les dimensions sont identiques à la partie du bassin versant du Baget ayant fait l'objet d'investigations par traçage artificiel [Sivelle and Labat, 2019]. Le réseau de conduits est extrait dans un volume 3D. La pente moyenne du réseau de conduits est de 1 :1000. La géométrie des drains ainsi que les conditions aux limites sont fixées de la manière suivante :

- Les simulations considérant une section de conduit rectangulaire donnent des résultats satisfaisants, et offrent une meilleure stabilité des simulations numériques. Cela est aussi remarqué dans d'autres études [Peterson and Wicks, 2006; Vuilleumier, 2017]. Afin de reproduire une certaine hétérogénéité d'un système naturel, les dimensions de la section sont tirées selon une loi normale telles que $H \in [0.9 : 1.1]$ m et $L \in [0.05 : 0.10]$ m. De la même manière le coefficient de Manning n pour chaque conduit est issu d'une loi normale avec $n \in [0.045 : 0.055]$.
- Un débit constant égal à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ est imposé au niveau du point d'injection du traceur. Dans cette simulation, l'eau ne circule que dans la partie sollicitée par le transfert de l'élément soluble.
- L'injection est implémentée dans le modèle en imposant une concentration constante sur un intervalle de temps (5 minutes) court comparé au temps de résidence moyen du traceur dans le système.

La courbe de concentration simulée à l'exutoire du système présente une forme gaussienne caractéristique d'un transport de type advection-dispersion dans une structure simple avec un débit constant. Le modèle présenté en figure 3.2 correspond, d'un point de vue modélisation numérique, à un unique *reach* : le débit est constant dans tous les sous-systèmes. La continuité hydraulique du système et les conditions aux limites imposent ici un débit à l'exutoire égal au débit au point d'injection. Or, il s'agit de conditions rarement observées sur les systèmes naturels. Les injections de traceur se font classiquement dans une perte (ou gouffre), qui constitue un point d'infiltration préférentiel, mais ne constitue par l'intégralité de l'apport en eau dans le réseau de conduits souterrains.

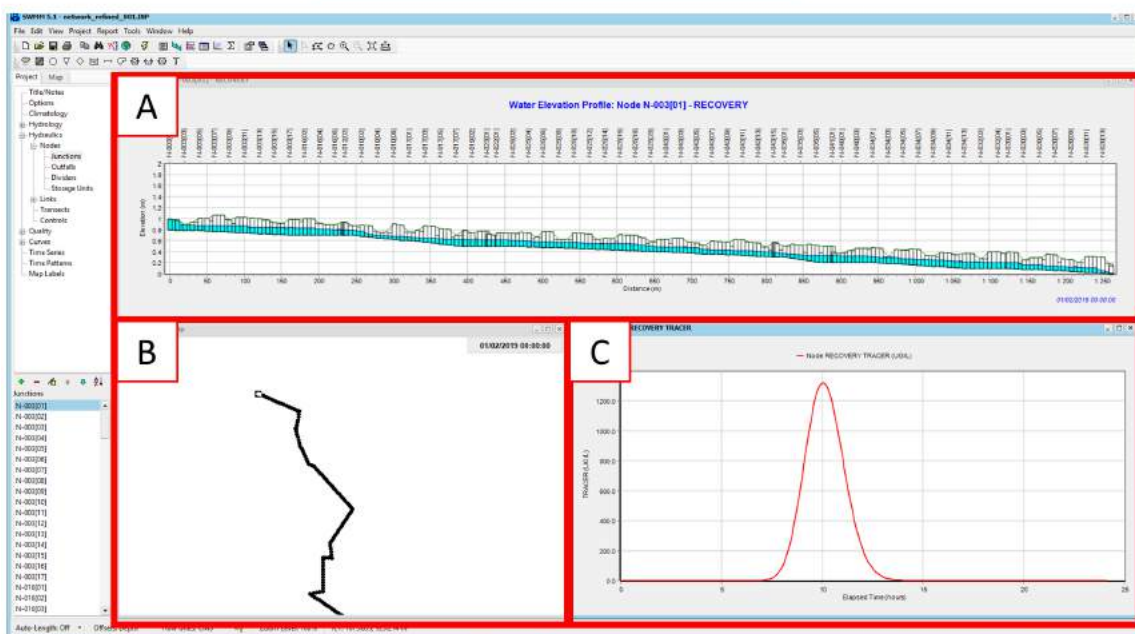
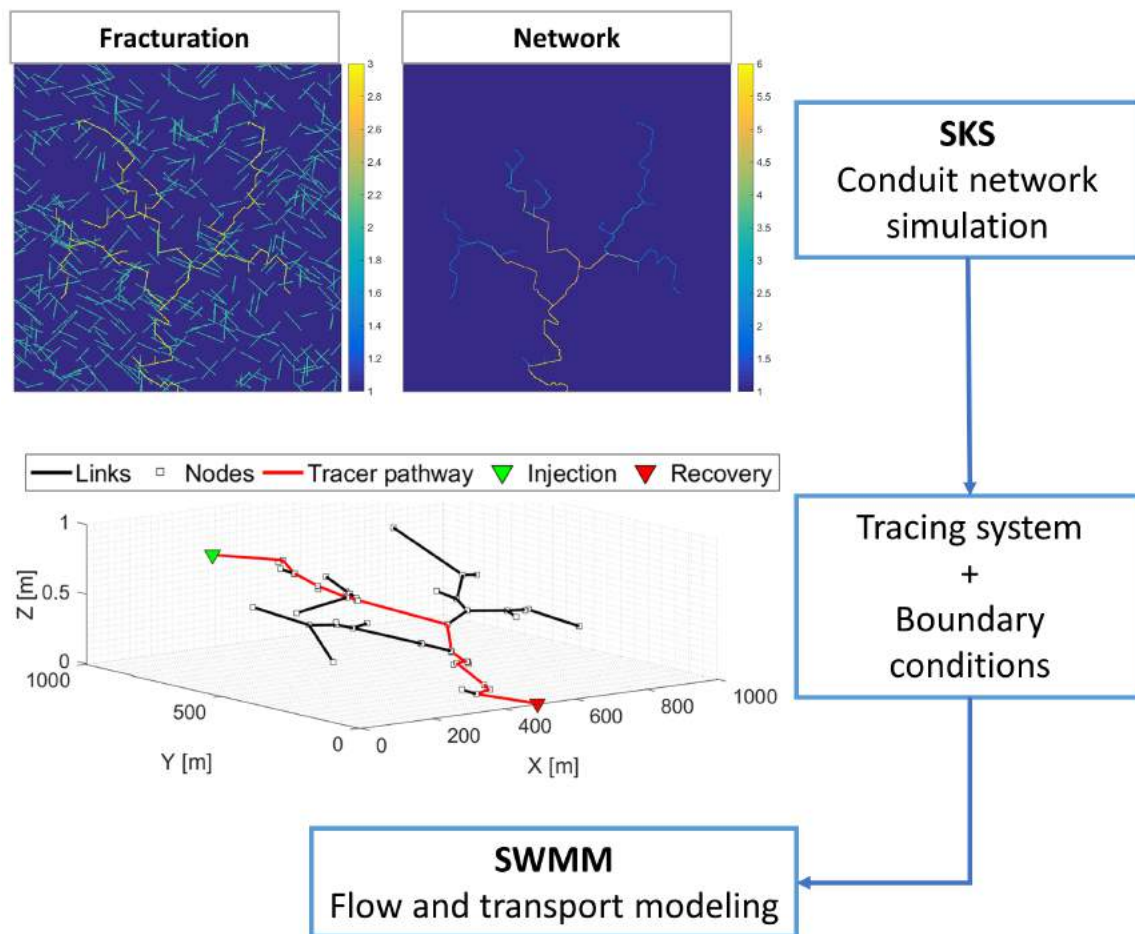


Figure 3.2 – Exemples de simulations couplées SKS et SWMM. A : vue en coupe du chemin de passage du traceur entre le point d’injection et le point de restitution, B : vue en plan du chemin de passage du traceur entre le point d’injection et le point de restitution et C : concentration en fonction du temps à l’exutoire du système

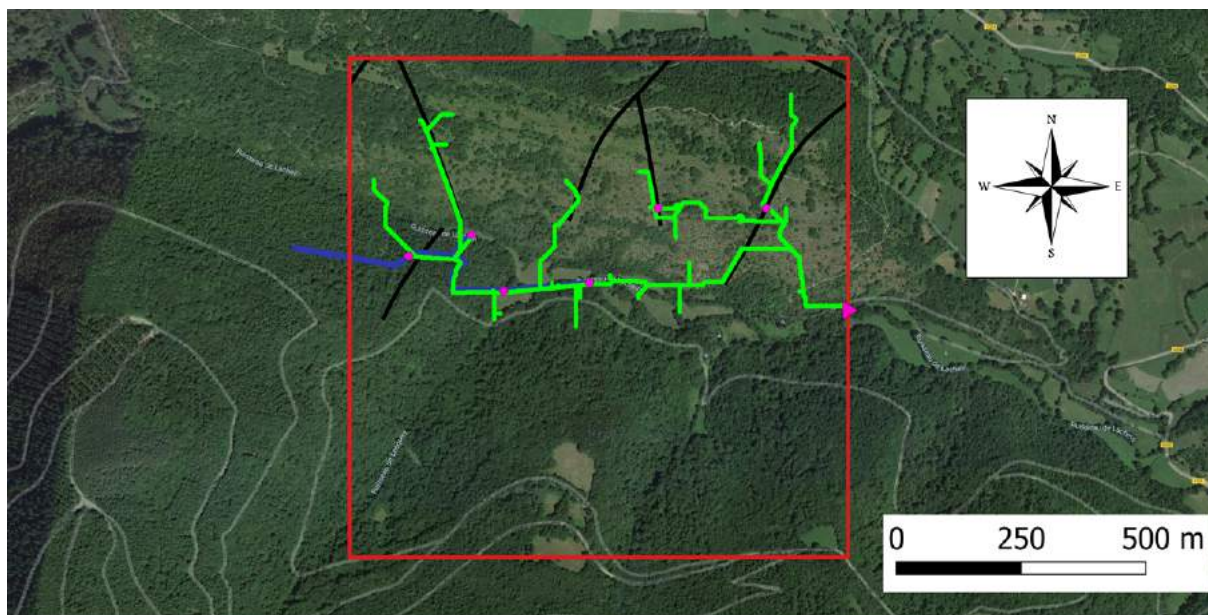
Par exemple, sur le système du Baget, le débit observé au niveau de la perte P2 (point d'injection de traceur) représente moins de 10% du débit observé à l'exutoire du système. De plus, il a été observé, par des observations spéléologiques, que le conduit de la perte P2 (localisé dans le talweg) rejoint le conduit principal souterrain qui s'aligne avec le gouffre de la Peyrère, le trop plein de la Hillère et le trop plein de Moulo de Jaur. Le conduit principal connecté au gouffre de la Peyrère constitue donc un axe de drainage souterrain majeur, drainant les eaux d'infiltration dans la partie amont des formations dolomitiques qui constituent le système karstique du Baget. Afin de contraindre au mieux les simulations de réseau de conduits avec les données de terrain, les fractures reportées par le BRGM et le tracé du réseau spéléologique dans la partie amont de la zone étudiée sont utilisées comme données conditionnelles dans les simulations de réseau de conduits avec SKS. Un exemple de simulation intégrant les données de terrain est reporté en figure 3.3.

3.2 Vers une caractérisation de la géométrie des conduits à partir des données de traçages artificiels

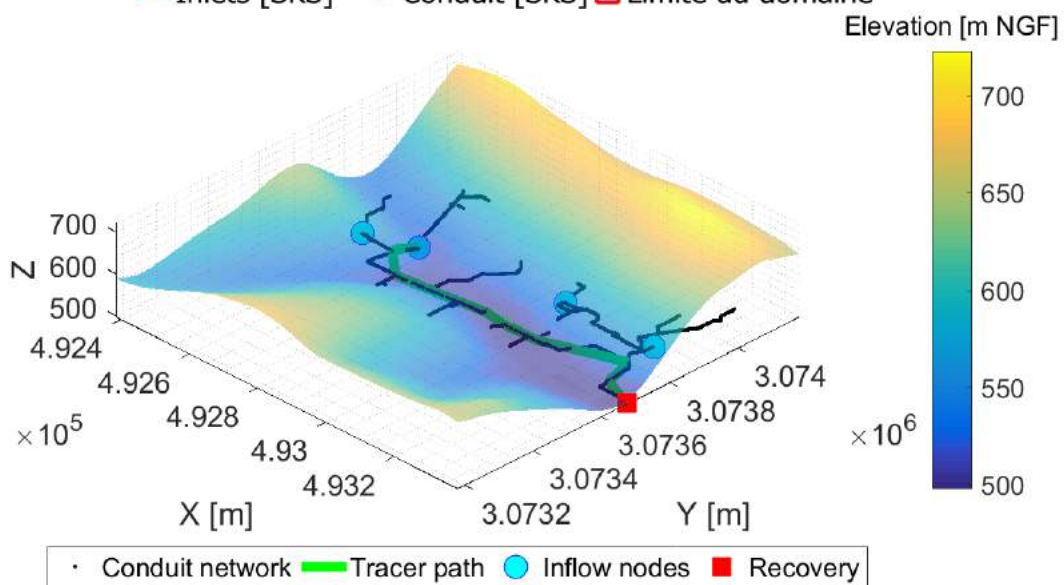
3.2.1 Analyse statistique des simulations

Nous avons développé précédemment une approche permettant de modéliser numériquement une opération de traçage artificiel dans un réseau de conduits synthétiques. Cette approche consiste à simuler un réseau de conduits en tenant compte des données de terrain avec le modèle SKS puis à simuler les écoulements et le transport d'éléments dissous avec le modèle SWMM. L'objectif est désormais de calibrer cette approche sur le système karstique du Baget à partir de données de traçages réalisés sur le terrain. Pour répondre à cet objectif, la campagne de traçage réalisé par Sivelle and Labat [2019] est réutilisée ici comme données conditionnelles pour résoudre le problème inverse. Connaissant la réponse du système à des injections successives de traceur, l'approche consiste à proposer des géométries de drainage et des conditions aux limites permettant de reproduire le signal observé sur le terrain. En réalité, l'approche présentée ici se concentre sur la modélisation de la partie du réseau de drainage qui contribue au transport de masse en soluté. Ainsi, les conditions aux limites (débits imposés dans certaines parties du bassin) et les réseaux annexes au chemin de passage du traceur ne sont pas pris en compte pour l'interprétation finale des résultats. En revanche, c'est la contribution de ces structures au transport de traceur qui constitue une information importante, en particulier les apports en eaux via des drains hiérarchisés au cours du transport vers l'exutoire. En effet, ces apports peuvent localement faire varier la vitesse d'écoulement et contribuer à la diminution des concentrations et donc impacter le transport d'éléments dissous.

L'approche retenue ici consiste à générer un grand nombre de configurations (c.-à-d. des combinaisons de réseau de drainage et de conditions aux limites), d'en extraire les variables qui peuvent influencer le transport (vitesse, distance et section d'écoulement) et d'identifier les géométries pour lesquelles le signal simulé se rapproche le plus du signal mesuré sur le terrain. Le critère de comparaison mesuré/simulé retenu ici est le critère *NSE* [Nash and Sutcliffe, 1970].



— Drain [spéléo] ▶ Outlet [SKS] — Fracturation [BRGM]
 • Inlets [SKS] • Conduit [SKS] □ Limite du domaine



• Conduit network — Tracer path ● Inflow nodes ■ Recovery

Figure 3.3 – Exemples de simulations SKS sur le bassin versant du Baget. La vue aérienne correspond à des images satellites Google Earth (04/10/2018) et le modèle numérique de terrain est construit par interpolation linéaire sur les données MNT IGN à 25m

La figure 3.4 présente les résultats de 719 simulations couplées SKS-SWMM. Le chemin de passage du traceur est extrait pour chaque simulation avec l'algorithme Dijkstra [Aryo, 2012], permettant ainsi d'identifier le trajet le plus court dans le réseau de drainage entre le point d'injection et le point de restitution. Les débits et les concentrations simulés à l'exutoire sont utilisés pour calculer la DTS associée à chaque simulation (reportée en vert dans la figure 3.4). Il est ensuite possible de traiter statistiquement les résultats et valider la pertinence de l'approche présentée ici. La majorité des simulations fournissent des résultats physiquement acceptables, avec un critère $NSE > 0.5$ et 113 simulations aboutissent à un $NSE > 0.8$, soit environ 15% des simulations (Figure 3.5). Les histogrammes des distances d'écoulement et des vitesses moyennes d'écoulement dans les réseaux de drainage synthétiques sont reportés en figure 3.5. La distribution statistique des distances d'écoulement présente 3 modes : 875 m, 920 m et 960 m. Idem, la distribution des vitesses moyennes présente 3 modes : 0.10 m/s, 0.25 m/s et 0.45 m/s. La distance apparente (à vol d'oiseau) entre le point d'injection et de restitution est de 850 m. La tortuosité des réseaux synthétiques est alors comprise entre 1.02 et 1.12. Ce sont des valeurs assez faibles comparées à ce qui est observé dans d'autres systèmes karstiques [Jouves et al., 2017].

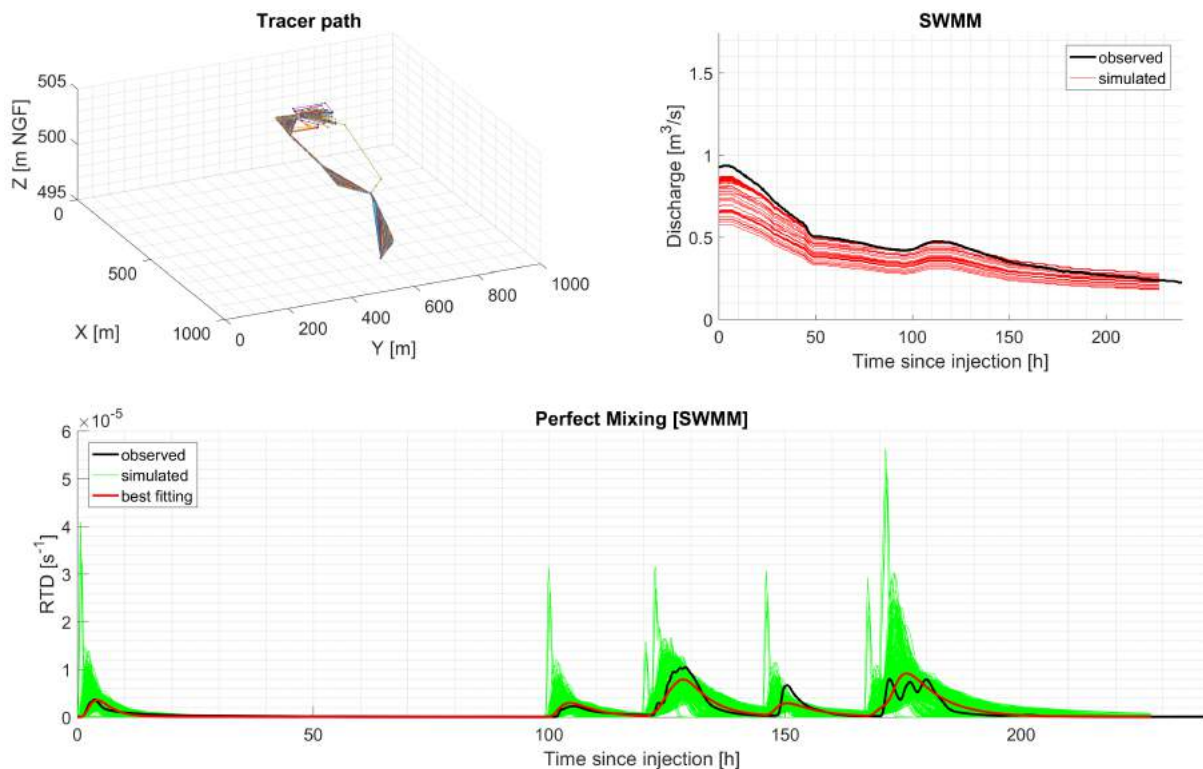


Figure 3.4 – Résultats de 719 simulations couplées SKS-SWMM. Le trajet du traceur correspond au chemin le plus court entre point d'injection et point de restitution. Les débits et les concentrations simulés au point de restitution sont utilisés pour calculer les DTS simulées, en vert. La DTS simulée qui présente le NSE le plus élevé est reporté en rouge ($NSE = 0.82$)

Les réseaux de drainage simulés paraissent assez proches au niveau de leur structure spatiale (Figure 3.4). La géométrie de ces réseaux de drainage est contrainte pour la première fois par des données de terrain, notamment la géologie et la fracturation du massif. De plus, dans la partie

amont de la zone, la géométrie est imposée à partir des observations spéléologiques. Toutefois la longueur totale des systèmes traçage simulés présente une certaine variabilité (Figure 3.5). Cette variabilité est de l'ordre de 5% avec une distance de transport comprise entre 900 et 1000 m pour les simulations répondant un critère de performance tel que $NSE > 0.8$.

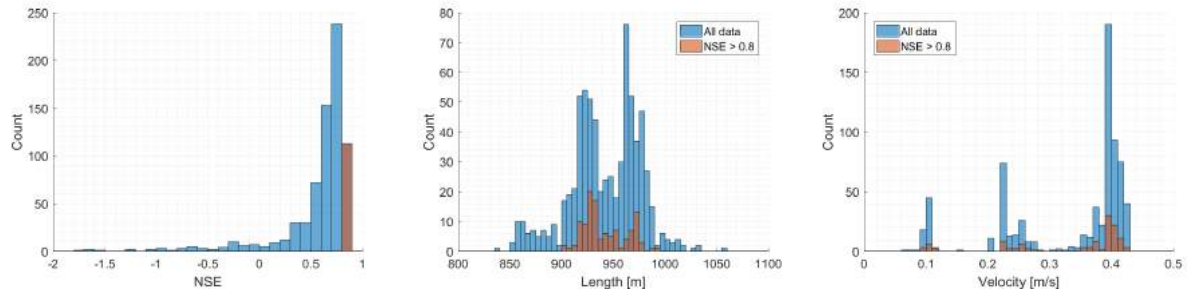


Figure 3.5 – Histogrammes des critère NSE entre données simulées et la DTS expérimentale, des longueurs d'écoulement et vitesses moyennes d'écoulement dans les réseaux de conduits synthétiques

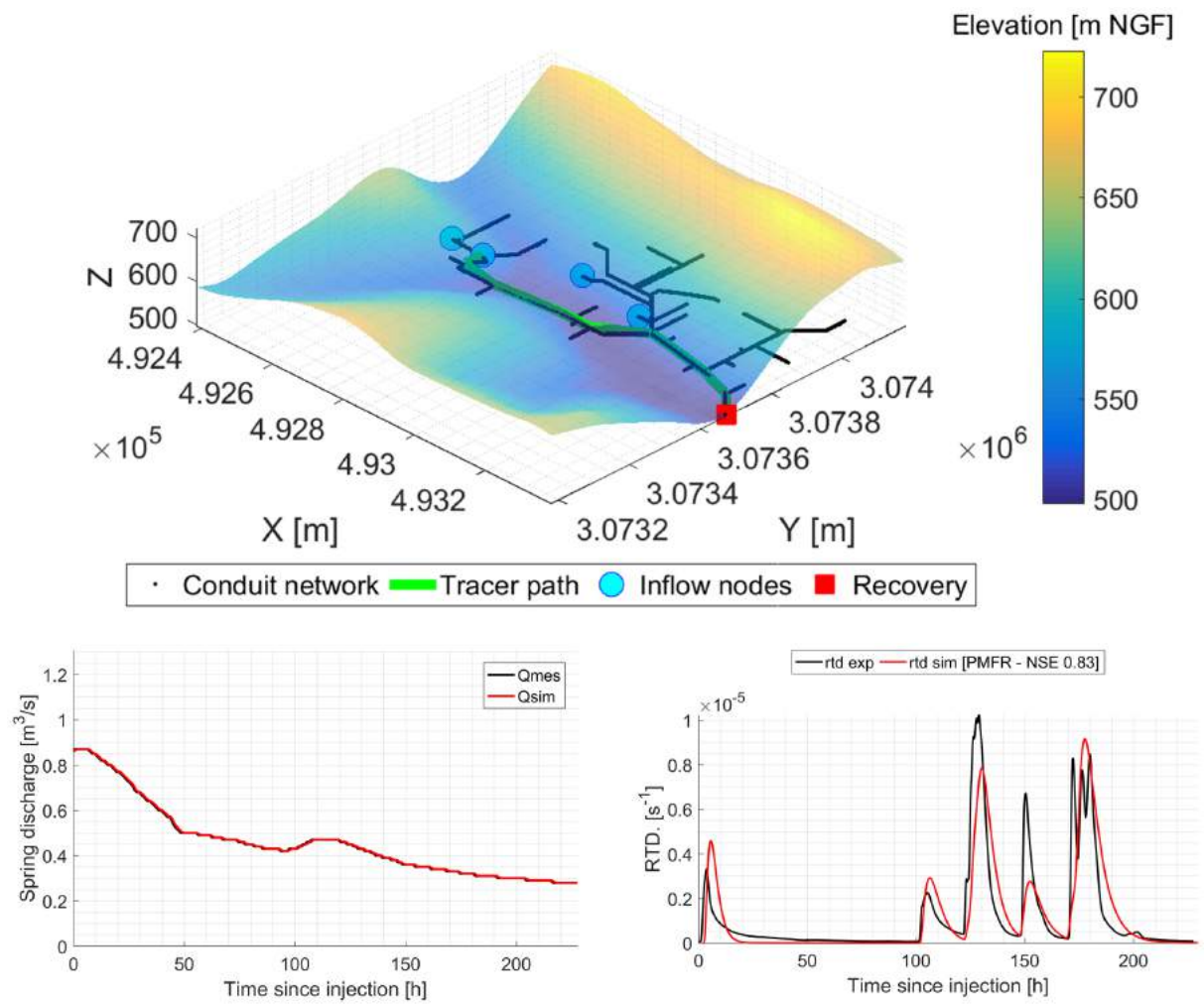


Figure 3.6 – Résultats de la simulation présentant le meilleur critère *NSE* parmi les 719 simulations

3.2.2 Comparaison avec les résultats d'une approche fonction de transfert

La déconvolution de la DTS avec une approche fonction de transfert avait permis de partitionner le transport entre trois dynamiques dans l'écoulement avec des vitesses apparentes associées $V_1 = 0.18$ m/s, $V_2 = 0.15$ m/s et $V_3 = 0.13$ m/s (section 3.2). Ces vitesses de transfert sont déterminées en se basant sur la première injection de traceur, lorsque le débit est la plus élevé. Ensuite, le système se vidange, le débit diminue et donc la vitesse de transfert diminue aussi. Au minimum, les vitesses de transport déterminées avec l'approche fonction de transfert sont de l'ordre de 0.03 m/s. Parmi les 113 simulations qui reproduisent la DTS avec un critère $NSE > 0.8$, la vitesse minimale est de 0.01 m/s et la vitesse maximale est de 0.42 m/s. Les vitesses de transfert simulées numériquement sont dans le même ordre de grandeur que les vitesses déterminées à partir d'une approche systémique. Toutefois, l'hypothèse sous-jacente considère que la distance d'écoulement est égale à la distance apparente entre le point d'injection et le point de restitution. Ainsi, cette hypothèse tend à surestimer la vitesse puisque la distance réelle est toujours supérieure à la distance apparente. La tortuosité des réseaux de conduits karstiques peut varier entre 1.10 et 1.4 en fonction du type de morphologie du réseau de conduits [Jouves et al., 2017]. La modélisation 3D du système traçage sur le système karstique du Baget a permis d'estimer une tortuosité comprise entre 1.02 et 1.12, se rapprochant des valeurs observées sur des morphologies de réseaux de type "angular maze" [Jouves et al., 2017].

Par ailleurs, l'analyse des vitesses de transit se base sur des vitesses moyennes lorsque le système est appréhendé de manière systémique (approche fonction de transfert). Dans le cas d'un modèle distribué, il est possible de partitionner les écoulements entre plusieurs unités du réseau de conduits et de considérer une vitesse donnée pour chaque segment (Figure 3.7). On observe ainsi une certaine variabilité de la vitesse d'écoulement au cours du transport de traceur. Le système traçage peut finalement se décomposer en deux grandes unités : une première, sur une distance d'environ 600 m avec une vitesse moyenne de 0.05 m/s, et une seconde sur une distance d'environ 300 m avec une vitesse moyenne de 0.7 m/s. Cette variation de vitesse d'écoulement est rattachée à la connexion de deux parties du réseau de drainage, avec un apport d'eau par un réseau annexe vers la partie du réseau qui contribue au transport du traceur (Figure 3.6). Cela est lié aux hypothèses formulées pour imposer les conditions aux limites. En l'absence de mesure de débit dans les sous parties du bassin et/ou de mesures piézométriques, divers scénarios ont été testés pour la distribution spatiale des débits dans la zone d'étude. Parmi les scénarios testés, seuls les scénarios incluant une alimentation en eau par un réseau secondaire le long du chemin de passage permet de reproduire l'effet de traîne qui est observé sur la DTS expérimentale. Le modèle de transport utilisé ici se base sur une hypothèse de mélange parfait et instantané. Ainsi, le seul moyen de créer un effet de traîne consiste à diluer le traceur dans une masse d'eau plus importante.

3.2.3 Discussion sur les limites de l'approche proposée

L'approche proposée ici est appliquée à la modélisation 3D des réseaux de conduits karstiques sur le système du Baget. Il s'agit d'un système réactif, dominé par les écoulements en conduit (partie II) dans lequel la matrice contribue assez peu au débit de sortie en dehors des périodes d'étiage. Par ailleurs, le système ne fait pas l'objet de mesures du niveau piézométrique

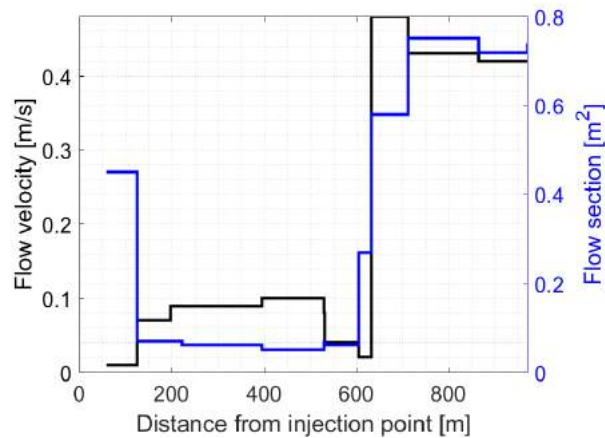


Figure 3.7 – Profil de vitesses et section d’écoulements en fonction de la distance parcourue depuis le point d’injection.

dans la matrice rocheuse. La simulation des écoulements s’effectue alors dans un assemblage de conduits sans interaction avec la roche encaissante. Il peut s’agir là d’une critique à la calibration de l’approche de modélisation dans la mesure où la dynamique des échanges matrice-conduit peut être un facteur déterminant dans les processus de transport de masse en soluté le long d’un conduit karstique [Cholet et al., 2017], au même titre que la différence de potentiel hydraulique entre le conduit et la matrice environnante [Mohammadi et al., 2018]. Toutefois, en l’absence de données de terrain, ce point peut être appréhendé à l’échelle du bassin versant avec une modélisation conceptuelle à réservoirs type KarstMod (partie II). La différence de niveau d’eau entre les réservoirs M et C détermine la dynamique des échanges entre le conduit et la matrice environnante. Cependant, il s’agit d’une approche globale, qui inclue donc l’ensemble des processus à l’échelle du bassin versant. Cette information doit alors être retenue à titre indicatif puisqu’elle ne représente pas nécessairement la réalité physique dans la partie aval du bassin.

Certaines études ont montré que la modélisation conjointe des écoulements et du transport de masse en soluté permet de réduire les ambiguïtés dans les modèles distribués de systèmes karstiques [Birk et al., 2005; Luhmann et al., 2012; Hartmann et al., 2013b]. L’application de ce type d’approche implique généralement un monitoring plus conséquent que celui opérationnel actuellement sur le bassin versant du Baget. Par exemple, Oehlmann et al. [2015] utilisent conjointement les données de 20 forages, la mesure des débits au niveau de 6 sources, ainsi que des données de traçages artificiels sur le bassin de Gallusquelle (Allemagne). Il s’agit toutefois d’un bassin de dimension bien supérieure à celle du système du Baget (150 km² contre 13.2 km² pour le Baget).

L’approche proposée ici se limite à une zone de 1 km² située en aval d’un système bien karstifié. Les taux de restitution observés à partir des données de traçages artificiels indiquent une bonne connexion hydrologique entre les différents points de la zone d’étude et l’exutoire pérenne du système [Labat and Mangin, 2015]. Cela permet d’étayer l’hypothèse consistant à négliger les échanges entre le conduit et la matrice environnante. De plus, l’étendue de la zone d’étude étant restreinte, la géologie de la zone peut être considérée comme homogène. Toutefois, la bordure sud avec les schistes constitue une condition aux limites et les accidents

tectoniques (fractures et failles) sont pris en compte. Le contexte structural est inclus dans la modélisation des réseaux de conduits par la combinaison d'une description discrète des discontinuités (décrite par une variable binaire traduisant si le point de la maille considéré est ou n'est pas dans une zone de faille) et d'une description statistique des fractures. Pour chaque simulation, un ensemble de fractures est généré à partir des orientations moyennes observées dans le secteur de la zone d'étude. Les informations sont tirées soit d'observations de terrain synthétisées dans les cartes géologiques du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/>), soit des données géophysiques.

Par ailleurs, les conditions aux limites sont fixées par des débits "injectés" au niveau des points d'infiltrations préférentiels des réseaux de drainage synthétique. Ainsi, le système est soumis à des conditions quasi-stationnaires. En effet, les débits en entrée sont répartis via une pondération du débit mesuré à l'exutoire. De fait, les débits simulés à l'exutoire sont très proches des débits mesurés et tiennent compte des variations observées au cours de la restitution du traqueur. Cela permet ainsi de reconstituer correctement les débits à l'exutoire et de proposer un schéma de fonctionnement hydrodynamique cohérent avec les observations de terrain. En l'absence d'événements de pluies le système ne se recharge pas et les eaux qui sont drainées dans la zone d'étude située en aval du bassin proviennent de la partie amont du bassin. Les conditions aux limites imposent les débits dans le réseau de conduit et néglige la recharge de l'aquifère pendant la durée des opérations de traçages artificiels [Oehlmann et al., 2015]. Toutefois, il est courant de travailler avec des conditions de régime permanent [Oehlmann et al., 2015; Borghi et al., 2016]. Dans cette approche les débits sont variables et intègrent donc partiellement la baisse de charge dans l'aquifère.

Chapitre 4

Synthèse

Dans cette partie une approche de modélisation numérique 3D des essais de traçage en domaine karstique a été développée. Cette approche vise à résoudre le problème inverse suivant : connaissant les conditions aux limites (piézométrie, débit) et connaissant la réponse du système à l'infiltration d'une masse soluble (injection de traceur), peut-on en déduire la structure interne du massif ? L'approche proposée ici consiste à effectuer les étapes suivantes :

1. Simuler un réseau de conduit avec le code SKS [Borghi et al., 2012, 2016]
2. Fixer les conditions aux limites et résoudre les équations aux dérivées partielles pour simuler les écoulements d'eau dans le réseau de conduits synthétiques à l'aide du modèle SWMM [Metcalf, 1971].
3. Simuler une opération de traçage artificiel en imposant une concentration au niveau d'une entrée du système.
4. Sauvegarder les données de débit et de concentration simulées au niveau de l'exutoire du système et calculer la DTS associée.
5. Comparer la DTS simulée avec la DTS expérimentale en se basant sur un critère numérique tel que le NSE [Nash and Sutcliffe, 1970].
6. Identifier les géométries et les conditions aux limites qui reproduisent au mieux les données de terrain.

La procédure est appliquée de manière itérative afin de générer un grand nombre de simulations et de traiter statistiquement les résultats. Cette approche a été testée sur le bassin versant du Baget en reprenant les données de traçages présentés en section 3.2. Ces données permettent de caractériser le transport de masse en soluté au cours d'une décrue et permet ainsi de tenir compte des variations de débit dans la modélisation distribuée du transport. Certaines études sont basées sur l'hypothèse d'un débit constant au cours de la restitution du traceur [Oehlmann et al., 2015; Borghi et al., 2016]. Toutefois, les variations de débit à très court terme peuvent avoir une influence notable sur la réponse d'un système à des traçages artificiels [Sivelle and Labat, 2019]. Dans l'approche présentée ici, les variations de débit sont prises en compte. De plus, le schéma d'injection du traceur (injections multiples avec un pas de temps irrégulier)

permet de caler le modèle sur une gamme complète de débits. Cela doit conduire à un modèle numérique plus robuste puisqu'il intègre les variations de conditions aux limites, celles-ci pouvant avoir un effet important sur les processus de transport de masse en soluté dans les aquifères karstiques [Duran et al., 2016; Ender et al., 2018].

Cinquième partie

Synthèse, discussion et perspectives

L'objectif principal de cette thèse consiste à améliorer la compréhension de l'hydrodynamique interne des aquifères karstiques en s'appuyant principalement sur l'interprétation de traçages artificiels. Les aquifères karstiques se différencient des autres types d'aquifères par un fonctionnement complexe lié à une structure particulière. De plus, le transport de masse en soluté peut être difficilement caractérisé tant le comportement hydrodynamique des aquifères karstiques peut s'avérer non linéaire et non stationnaire.

L'originalité de ce travail de thèse repose sur le couplage de trois approches complémentaires :

1. Une **approche conceptuelle** afin de modéliser le comportement hydrodynamique des systèmes.
2. Une **approche systémique** afin d'interpréter les données de traçages artificiels.
3. Une **approche distribuée** afin de proposer des géométries de réseaux de drainage souterrain.

Synthèse des résultats

Pour répondre à ces objectifs, cette thèse s'appuie sur les observations et les mesures effectuées sur le bassin versant karstique du Baget (Ariège, France) et d'autres hydrosystèmes (les systèmes de Norville, du Val de Loire et de Foubanne). Ceux-ci sont inclus dans le Service National d'Observation des Karsts (SNO Karst, INSU-CNRS) ou dans la base de données BD traçage du BRGM (système karstique de l'Ouyse). Une approche novatrice basée sur l'introduction d'une fonction de transfert est développée et appliquée sur ces hydrosystèmes.

Apports des approches combinées pour la détermination de la structure interne du système karstique du Baget

La modélisation conceptuelle de la relation pluie-débit avec le modèle KarstMod a permis d'appréhender la dynamique des flux internes à court et long terme (partie II). A court terme, le modèle permet de reproduire les inversions de flux entre les conduits et la matrice environnante lorsque le système est soumis à des événements de pluie. A long terme, l'examen de l'évolution des stocks d'eau disponibles met en évidence une baisse des réserves de l'ordre de 10% sur la période 1990-2018.

Sur le système karstique du Baget, la répartition des pluies dans les différents réservoirs s'effectue en moins de 24h. Cela témoigne d'une dynamique interne rapide, nécessitant un monitoring infra-journalier et des approches complémentaires pour affiner la compréhension du fonctionnement du système.

Afin de mieux décrire le comportement hydrodynamique du système du Baget, des opérations de traçages artificiels ont été réalisées dans la zone située en aval du bassin versant hydrogéologique. Ces opérations ont été interprétées via deux approches complémentaires :

1. Une **approche systémique** de type fonction de transfert permet de décrire la réponse impulsionnelle du transport de masse en soluté sans *a priori* sur la structure interne du massif. Les écoulements sont partitionnés entre plusieurs dynamiques plus ou moins rapides. Un effet de seuil dans le comportement hydrodynamique du bassin, correspondant à l'activation/désactivation du trop plein de Moulo de Jaur, a aussi été mis en évidence. De plus, la déconvolution de la DTS résultant d'une injection multiple de traceurs (10 injections en 4 jours) a permis de mettre en évidence la variabilité à court terme de la réponse impulsionnelle du transport de masse en soluté. Les paramètres de la fonction de transfert ont été enfin mis en relation avec les débits mesurés à l'exutoire, permettant ainsi d'étendre l'approche à des tests de scénarios de pollutions accidentelles.
2. Une **approche distribuée** permet d'appréhender la structure du système traçage. La calibration conjointe des géométries de drain à partir des données de débit et des données de restitutions de traçages artificiels permet de réduire les incertitudes sur la structure du système. Dans cette thèse, plusieurs hypothèses de modélisation ont été formulées à partir des résultats obtenus par d'autres approches. La modélisation conceptuelle à réservoirs a permis notamment d'estimer la contribution de la matrice dans les variations du débit total à l'exutoire. En dehors des périodes d'étiage, cette contribution demeure assez faible. De plus, les traçages artificiels témoignent d'une très bonne connexion hydrogéologique entre le point d'injection et le point de restitution. Il a donc été choisi, dans un premier temps, de négliger le rôle de la matrice et d'employer un modèle d'écoulement et de transport en conduits uniquement (Storm Water Management Model)

Apports de l'approche fonction de transfert pour l'interprétation des traçages artificiels en domaine karstique

Une approche de type fonction de transfert a été développée et validée sur plusieurs systèmes karstiques, aux caractéristiques morphologiques variées, avec plusieurs applications :

- Pour les systèmes karstiques de Norville (aquifère de la craie, Seine Maritime, France) et du Baget (aquifère de moyenne montagne, Ariège, France), l'approche fonction de transfert a permis de décomposer la réponse impulsionnelle du transport de masse en soluté. Les paramètres de la fonction de transfert ont été corrélés aux débits mesurés à l'exutoire. Ces deux études ont permis de quantifier l'influence des effets des variations des conditions aux limites à l'échelle inter-annuelle (section 3.1) mais aussi à court terme, au cours d'une décrue (section 3.2). De plus, cette approche permet de proposer une relation de type $DTS = f(Q)$ qui peut être ensuite étendue à des tests de scénarios de pollution.
- Pour le système karstique de l'Ouyse (Lot, France), l'approche fonction de transfert a permis de partitionner les écoulements entre deux composantes et proposer des hypothèses sur le fonctionnement hydrodynamique du système. Cette étude constitue ainsi une première approche pour caractériser la dynamique du transport de masse en soluté sur un système dont les ressources sont largement exploitées pour l'alimentation en eau potable.
- En se basant sur une banque de données comportant 49 opérations de traçages artificiels, l'approche fonction de transfert a permis de proposer une première ébauche de classi-

fication des systèmes karstiques à partir des paramètres de la fonction de transfert. De plus, la déconvolution des DTS a permis de partitionner le transport de masse en soluté en deux composantes et d'estimer un facteur de retard lié à la structure interne du massif. Les bassins plus réactifs, tels que le Baget et Norville présentent alors des facteurs de retard plus importants que des systèmes plus inertiels tels que les systèmes du Val de Loire ou de l'Ouyse.

Perspectives

Les résultats principaux de cette thèse mettent en évidence l'intérêt de coupler les approches de modélisation pour décrire correctement le fonctionnement hydrodynamique et la structure interne des aquifères karstiques. En effet, une approche conceptuelle (modélisation pluie-débit avec un modèle à réservoirs) couplée à une approche systémique (interprétation de traçages artificiels avec une approche de type fonction de transfert) a permis de formuler des hypothèses de travail pour une approche distribuée.

Amélioration des modèles conceptuels à réservoirs

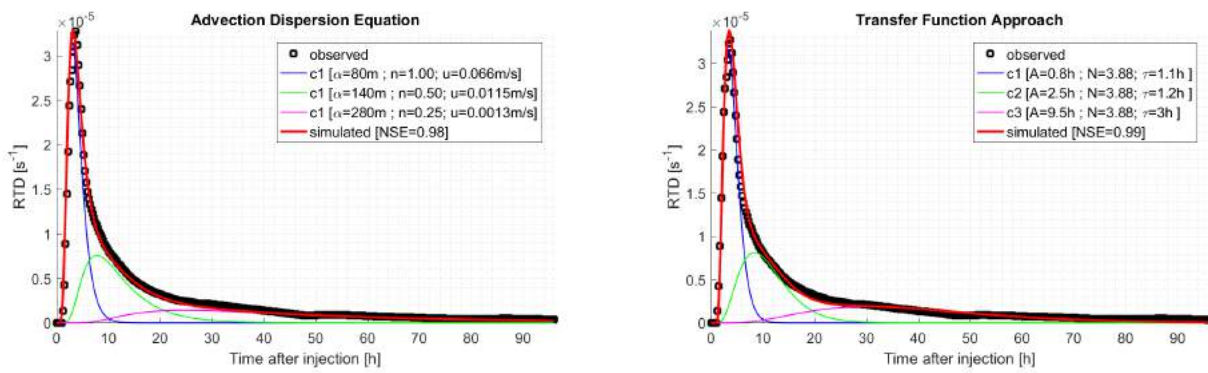
Nous avons vu que la calibration et la validation d'un modèle conceptuel à réservoirs, tel que KarstMod, repose sur des critères numériques ne permettant pas de tenir compte des non-linéarités et non-stationnarités observées dans les chroniques de débits mesurés à l'exutoire des hydrosystèmes karstiques. Une analyse multi-résolution des débits mesurés et simulés a mis en évidence une mauvaise prise en compte de la variabilité inter-annuelle. Ainsi, l'introduction de critères multi-échelle constitue un objectif pertinent pour améliorer la modélisation hydrodynamique des aquifères karstiques.

Par ailleurs, les modèles à réservoirs se basent généralement sur une fonction objectif unique visant à minimiser les erreurs entre débits simulés et mesurés. Des études récentes ont démontré la plus value des données hydrogéochimiques dans la calibration des modèles conceptuels [Hartmann et al., 2017]. Cela permet notamment de réduire les incertitudes sur les paramètres à calibrer dans ce type de modèle. Par conséquent, le développement d'un modèle de transport basé sur une structure de modèle à réservoir constitue une perspective pertinente pour d'une part, améliorer la qualité des modèles hydrodynamiques et d'autre part, prévoir les impacts potentiels de contaminations des ressources en eaux dans les aquifères karstiques. Ce dernier point a été abordé dans le cadre de cette thèse, en proposant un modèle dérivé de l'interprétation de traçages artificiels avec une approche de type fonction de transfert pour tester des scénarios de pollutions accidentelles. Toutefois, cette approche reste pour l'instant limitée à la caractérisation de la vulnérabilité de source et ne caractérise que le système traçage, soit une sous-partie du bassin versant. Proposer une extension de cette approche à l'échelle du bassin versant peut constituer un outil efficace pour la caractérisation de la vulnérabilité des aquifères karstiques.

Amélioration des outils d'interprétation des traçages artificiels en domaine karstique

Nous avons vu qu'une approche de type fonction de transfert appliquée à l'interprétation de traçages artificiels en domaine karstique permet de proposer un modèle de prévision de la distribution des temps de séjour fonction du débit à l'exutoire. La fonction de transfert du système est alors calibrée sur un ensemble d'opérations de traçage réalisées dans des conditions hydrologiques plus ou moins contrastées selon les objectifs de l'étude. Cela constitue une nouvelle approche pour appréhender la fonction de transfert des aquifères karstiques puisqu'elle intègre désormais la sensibilité aux variations des conditions aux limites.

Toutefois, il s'agit d'une approche systémique qui, par définition, ne décrit pas la structure interne du massif. Il serait alors intéressant de confronter les résultats de cette approche systémique avec les résultats d'une approche physique, basée sur l'équation d'advection-dispersion.



Exemple de comparaison entre une approche physique (*Advection Dispersion Equation*) et une approche systémique (*Transfer Function Approach*). La distribution des temps de séjour a été mesurée sur le système karstique du Baget. La distance apparente entre les points d'injection de restitution est de 850 m mais la distance retenue pour la calibration du modèle physique est de 1000 m, permettant ainsi de tenir compte d'une tortuosité

Cette approche pourra être couplée à une modélisation distribuée de réseaux de conduits avec pour objectif *in fine* d'établir le lien entre la structure interne du massif et sa fonction de transfert. Cette thèse constitue une première ébauche de cadre méthodologique pour répondre à cet objectif. Ici le transport est modélisé avec une hypothèse de mélange instantané et parfait. Une évolution pertinente consiste à simuler des opérations de traçages artificiels dans des réseaux de conduits synthétiques avec un modèle physique pseudo-distribué, type OTIS [Runkel, 1998] ou OM-MADE [Tinet et al., 2019]. Cela pourra permettre de mieux appréhender d'une part, la structure interne du massif et d'autre part, la variabilité spatiale des paramètres de transport.

Bibliographie

- Ababou, R. and Bagtzoglou, A. (1993). BIGFLOW : A numerical code for simulating flow in variably saturated, heterogeneous geologic media. Theory and user's manual, Version 1.1. Technical Report NUREG/CR-6028, CNWRA-92-026, 10168217.
- Ambroise, B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*. HGA.
- Annable, W. K. (2003). *Numerical analysis of conduit evolution in karstic aquifers*. Ph.D. Thesis, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.
- Appelo, C. A. J. and Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Second Edition. *Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands*, 10 :9781439833544.
- Aquilina, L., Ladouche, B., and Dörfliger, N. (2006). Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology*, 327(3-4) :472-485.
- Arikan, A. (1988). MODALP : a deterministic rainfall-runoff model for large karstic areas. *Hydrological Sciences Journal*, 33(4) :401-414.
- Aryo, D. (2012). Dijkstra Algorithm.
- Bailly, D. (2009). *Vers une modélisation des écoulements dans les massifs très fissurés de type karst : étude morphologique, hydraulique et changement d'échelle*. PhD thesis.
- Bailly-Comte, V., Martin, J. B., Jourde, H., Sreaton, E. J., Pistre, S., and Langston, A. (2010). Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *Journal of Hydrology*, 386(1-4) :55-66.
- Bakalowicz, M. (1979). *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Bakalowicz, M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, (4) :3-21.
- Bakalowicz, M. (1999). Guide technique n° 3 : Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques.

- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater : a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1) :148–160.
- Bakalowicz, M. and Mangin, A. (1980). L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, (11) :71–79.
- Batiot, C., Emblanch, C., and Blavoux, B. (2003). Total Organic Carbon (TOC) and magnesium (Mg²⁺) : two complementary tracers of residence time in karstic systems. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(2) :205–214.
- Baudement, C., Mazzilli, N., Jouves, J., and Guglielmi, Y. (2018). *Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France)*, volume 188.
- Becker, M. and Bellin, A. (2013). A reservoir model of tracer transport for karstic flow systems. *Hydrogeology Journal*, 21(5) :1011–1019.
- Behrens, H., Beims, U., Dieter, H., Dietze, G., Eikmann, T., Grummt, T., Hanisch, H., Henseling, H., Käß, W., Kerndorff, H., Leibundgut, C., Müller-Wegener, U., Rönnefahrt, I., Scharenberg, B., Schleyer, R., Schloz, W., and Tilkes, F. (2001). Toxicological and ecotoxicological assessment of water tracers. *Hydrogeology Journal*, 9(3) :321–325.
- Benischke, R., Goldscheider, N., and Smart, C. (2007). Tracer techniques. In *Methods in karst hydrology*, number 26 in International contributions to hydrogeology, pages 147–170. Taylor & Francis, London.
- Bennett, N. D., Croke, B. F., Guariso, G., Guillaume, J. H., Hamilton, S. H., Jakeman, A. J., Marsili-Libelli, S., Newham, L. T., Norton, J. P., Perrin, C., Pierce, S. A., Robson, B., Seppelt, R., Voinov, A. A., Fath, B. D., and Andreassian, V. (2013). Characterising performance of environmental models. *Environmental Modelling & Software*, 40 :1–20.
- Beres, M., Luetscher, M., and Olivier, R. (2001). Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, 46(4) :249–262.
- Bermejo, L., Ortega, A. I., Guérin, R., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J. M., Aracil, E., Bermúdez de Castro, J. M., and Carbonell, E. (2017). 2d and 3d ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Quaternary International*, 433 :393–401.
- Bezes, C. (1976). *Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques : établissement du modèle Bemer, son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France*. PhD thesis, CERGA, Montpellier.
- Birk, S., Geyer, T., Liedl, R., and Sauter, M. (2005). Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Ground Water*, 43(3) :381–388.
- Blavoux, B. and Mudry, J. (1986). Influence des pluies estivales sur la qualité des réserves de l'aquifère karstique ; rôle du sol et de l'épikarst dans la concentration des chlorures. *Bulletin de la Société Géologique de France*, II(4) :667–674.

- Blöschl, G. and Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological processes*, 9(3-4) :251–290.
- Bonacci, O. and Zivaljevic, R. (1993). Hydrological explanation of the flow in karst : example of the Crnojevića spring. *Journal of Hydrology*, 146 :405–419.
- Borghi, A., Renard, P., and Cornaton, F. (2016). Can one identify karst conduit networks geometry and properties from hydraulic and tracer test data? *Advances in Water Resources*, 90 :99–115.
- Borghi, A., Renard, P., and Jenni, S. (2012). A pseudo-genetic stochastic model to generate karstic networks. *Journal of Hydrology*, 414-415 :516–529.
- Boucher, M., Girard, J.-F., Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Dörfliger, N., and Chalikakis, K. (2006). Using 2d inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology*, 330 :3–4, 413–421.
- Burger, A. (1983). *Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura*. Société suisse de l'industrie du gaz et des eaux, Zürich. OCLC : 886644839.
- Carre, J., Joyeux, M., and Montiel, A. (2007). Health risks associated with fluorescent tracers used in hydrology. *Environnement Risques & Sante*, 6(6) :443–452.
- Carrière, S. D. (2014). *Etude hydrogéophysique de la structure et du fonctionnement de la zone non saturée du karst*. PhD thesis, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.
- Carrière, S. D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C., and Emblanch, C. (2013). Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics*, 94 :31–41.
- Castany, G. and Margat, J. (1977). *Dictionnaire français d'hydrogéologie*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Chalikakis, K. (2006). *Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans le milieu karstique*. Thèse de Doctorat, Université de Paris XI Orsay, Paris.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., and Bosch, F. P. (2011). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration : an overview. *Hydrogeology Journal*, 19(6) :1169–1180.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., and Mudry, J. (2012). Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *Journal of Hydrology*, 460-461 :52–64.
- Charlier, J.-B., Ladouche, B., and Maréchal, J.-C. (2015a). Identifying the impact of climate and anthropic pressures on karst aquifers using wavelet analysis. *Journal of Hydrology*, 523 :610–623.

- Charlier, J.-B., Moussa, R., Bailly-Comte, V., Danneville, L., Desprats, J.-F., Ladouche, B., and Marchandise, A. (2015b). Use of a flood-routing model to assess lateral flows in a karstic stream : implications to the hydrogeological functioning of the Grands Causses area (Tarn River, Southern France). *Environmental Earth Sciences*, 74(12) :7605–7616.
- Chiew, F. H. S. and McMahon, T. A. (1993). Assessing the adequacy of catchment streamflow yield estimates. *Soil Research*, 31(5) :665–680.
- Cholet, C. (2017). *Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne Franche-Comté.
- Cholet, C., Charlier, J.-B., Moussa, R., Steinmann, M., and Denimal, S. (2017). Assessing lateral flows and solute transport during floods in a conduit-flow-dominated karst system using the inverse problem for the advection–diffusion equation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7) :3635–3653.
- Close, M. E., Stanton, G. J., and Pang, L. (2002). Use of rhodamine WT with XAD-7 resin for determining groundwater flow paths. *Hydrogeology Journal*, 10(3) :368–376.
- Collon, P., Bernasconi, D., Vuilleumier, C., and Renard, P. (2017). Statistical metrics for the characterization of karst network geometry and topology. *Geomorphology*, 283 :122–142.
- Collon-Drouaillet, P., Henrion, V., and Pellerin, J. (2012). An algorithm for 3d simulation of branchwork karst networks using Horton parameters and A★ Application to a synthetic case. *Geological Society, London, Special Publications*, 370(1) :295–306.
- Crochemore, L., Perrin, C., Andréassian, V., Ehret, U., Seibert, S. P., Grimaldi, S., Gupta, H., and Paturel, J.-E. (2015). Comparing expert judgement and numerical criteria for hydrograph evaluation. *Hydrological Sciences Journal*, 60(3) :402–423.
- de Rooij, R., Perrochet, P., and Graham, W. (2013). From rainfall to spring discharge : Coupling conduit flow, subsurface matrix flow and surface flow in karst systems using a discrete–continuum model. *Advances in Water Resources*, 61 :29–41.
- De Stefano, L., Duncan, J., Dinar, S., Stahl, K., Strzepek, K. M., and Wolf, A. T. (2012). Climate change and the institutional resilience of international river basins. *Journal of Peace Research*, 49(1) :193–209.
- Debroas, E.-J. (2009). Géologie du bassin versant du Baget (Zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) : nouvelles observations et conséquences. *Strata*, 2(46) :1–93.
- Degallier, R. (1972). Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains : le modèle Simero. *Bulletin du BRGM (2ème série) section*, 3 :23–42.
- Delannoy, J.-J. (1997). *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst*. Thèse de Doctorat, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Denić-Jukić, V. and Jukić, D. (2003). Composite transfer functions for karst aquifers. *Journal of hydrology*, 274(1) :80–94.

- Dewaide, L., Bonniver, I., Rochez, G., and Hallet, V. (2016). Solute transport in heterogeneous karst systems : Dimensioning and estimation of the transport parameters via multi-sampling tracer-tests modelling using the OTIS (One-dimensional Transport with Inflow and Storage) program. *Journal of Hydrology*, 534 :567–578.
- Dewaide, L., Collon, P., Poulain, A., Rochez, G., and Hallet, V. (2017). Double-peaked breakthrough curves as a consequence of solute transport through underground lakes : a case study of the Furfooz karst system, Belgium. *Hydrogeology Journal*.
- Dooge, J. (1973). *Linear Theory of Hydrologic Systems*. Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture. Google-Books-ID : AzjQ4uybSVgC.
- Dreiss, S. J. (1983). Linear unit-response functions as indicators of recharge areas for large karst springs. *Journal of Hydrology*, 61(1-3) :31–44.
- Dreybrodt, W. (1988). *Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry, and Geology*. Berlin, springer-verlag edition.
- Dreybrodt, W. (1996). Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. *Water Resources Research*, 32(9) :2923–2935.
- Dreybrodt, W., Gabrovsek, F., and Romanov, D. (2005). *Processes of Speleogenesis. A modeling approach*. Number 4 in Carstologica. Karst Research Institute at ZRC SAZU, zrc publishing edition.
- Dörfliger, N., Crochet, P., Guerrin, R., Jozja, N., Marsaud, B., Mondain, P., Muet, P., and Plagnes, V. (2010a). Guide méthodologique : Les outils de l’hydrogéologie karstique. BRGM RP-58237-FR.
- Dörfliger, N., Crochet, P., Guerrin, R., Jozja, N., Marsaud, B., Mondain, P., Muet, P., and Plagnes, V. (2010b). Les outils de l’hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l’évaluation de leur ressource, Guide méthodologique, BRGM/RP_58237_fr.
- Duran, L. (2015). *Approche physique, conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d’un karst sous couverture*. Thèse de Doctorat, Université de Rouen, Rouen.
- Duran, L., Fournier, M., Massei, N., and Dupont, J.-P. (2016). Assessing the Nonlinearity of Karst Response Function under Variable Boundary Conditions. *Ground Water*, 54(1) :46–54.
- Dussart-Baptista, L., Massei, N., Dupont, J. P., and Jouenne, T. (2003). Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer : evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. *Journal of Hydrology*, 284(1) :285–295.
- Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Király, L., and Rossier, Y. (1997). Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of hydrology*, 202(1) :244–262.

- El-Hakim, M. and Bakalowicz, M. (2007). Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in the Middle East. Implication on karst aquifer classification. *Journal of Hydrology*, 333(2-4) :329–339.
- Emblanch, C., Zuppi, G., Mudry, J., Blavoux, B., and Batiot, C. (2003). Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone : the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology*, 279(1-4) :262–274.
- Ender, A., Goeppert, N., and Goldscheider, N. (2018). Spatial resolution of transport parameters in a subtropical karst conduit system during dry and wet seasons. *Hydrogeology Journal*, pages 1–15.
- Faulkner, J. (2008). Laboratory Analog Study of Groundwater Flow and Solute Transport in a Karst Aquifer with Conduit and Matrix Domains. Master of Science, Florida State University.
- Ficchi, A. (2017). *An adaptative hydrological model for multiple time-steps : diagnostics and improvements based on fluxes consistency*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Field, M. S. and Leij, F. J. (2012). Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *Journal of Hydrology*, 440-441 :26–35.
- Field, M. S. and Pinsky, P. F. (2000). A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers.pdf. *Journal of Contaminant Hydrology*, 44 :329–351.
- Filipponi, M. (2009). *Spatial analysis of karst conduit networks and determination of parameters controlling the speleogenesis along preferential lithostratigraphic horizons*. PhD thesis, ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE.
- Fleury, P. (2005). *Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, Paris.
- Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., and Dörfliger, N. (2009). Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – The Lez spring. *Journal of Hydrology*, 365(3-4) :235–243.
- Fleury, P., Plagnes, V., and Bakalowicz, M. (2007). Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model : Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology*, 345(1-2) :38–49.
- Florea, L. J. and Wicks, C. M. (2001). Solute transport through laboratory-scale karstic aquifers. *Geography/Geology Faculty Publications*, page 11.
- Ford, D. and Williams, P. D. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, Inc.
- Fournier, M., Massei, N., Mahler, B. J., Bakalowicz, M., and Dupont, J. P. (2008). Application of multivariate analysis to suspended matter particle size distribution in a karst aquifer. *Hydrological Processes*, 22(13) :2337–2345.

- Fournillon, A., Viseur, S., Arfib, B., and Borgomano, J. (2010). Insights of 3d Geological Modelling in Distributed Hydrogeological Models of Karstic Carbonate Aquifers. In Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J. J., and LaMoreaux, J. W., editors, *Advances in Research in Karst Media*, Environmental Earth Sciences, pages 257–262. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Frederickson, G. and Criss, R. (1999). Isotope hydrology and residence times of the unpounded Meramec River Basin, Missouri. *Chemical Geology*, 157(3-4) :303–317.
- Fron dini, F. (2008). Geochemistry of regional aquifer systems hosted by carbonate-evaporite formations in Umbria and southern Tuscany (central Italy). *Applied Geochemistry*, 23(8) :2091–2104.
- Fu, T., Chen, H., and Wang, K. (2016). Structure and water storage capacity of a small karst aquifer based on stream discharge in southwest China. *Journal of Hydrology*, 534 :50–62.
- Gabrovšek, F. (2000). *Evolution of Early Karst Aquifers*. PhD thesis, University of Bremen.
- Gabrovšek, F. and Dreybrodt, W. (2001). A model of the early evolution of karst aquifers in limestone in the dimensions of length and depth. *Journal of Hydrology*, 240(3) :206–224.
- Gan, F., Han, K., Lan, F., Chen, Y., and Zhang, W. (2017). Multi-geophysical approaches to detect karst channels underground — A case study in Mengzi of Yunnan Province, China. *Journal of Applied Geophysics*, 136 :91–98.
- Garcia, F., Folton, N., and Oudin, L. (2017). Which objective function to calibrate rainfall–runoff models for low-flow index simulations? *Hydrological Sciences Journal*, 62(7) :1149–1166.
- Garry, B. (2007). *Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques : Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse*. Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.
- Geyer, T., Birk, S., Licha, T., Liedl, R., and Sauter, M. (2007). Multitracer test approach to characterize reactive transport in karst aquifers. *Ground Water*, 45(1) :36–45.
- Gilli, E. (2011). *Karstologie : karsts, grottes et sources*. Sciences Sup. Dunod, Paris.
- Goldscheider, A. N. and Drew, D., editors (2007). *Methods in karst hydrogeology*. Number 26 in International contributions to hydrogeology. Taylor & Francis, London. OCLC : 636311468.
- Goldscheider, N. (2008). A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeology Journal*, 16(7) :1311–1317.
- Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., and Smart, C. (2008). Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology*, 37(1) :3.
- Gombert, P., Biaudet, H., de Sèze, R., Pandard, P., and Carré, J. (2017). Toxicity of fluorescent tracers and their degradation byproducts. *International Journal of Speleology*, 46(1) :23–31.

- Grossmann, A. and Morlet, J. (1984). Decomposition of Hardy Functions into Square Integrable Wavelets of Constant Shape. *SIAM Journal on Mathematical Analysis*, 15(4) :723–736.
- Groves, C. G. and Howard, A. D. (1994). Early development of karst systems, 1, Preferential flow path enlargement under laminar flow. *Water Resources Research*, 30(10) :2837–2846.
- Guerrero, O. (2015). Comparaison et couplage de méthodes géophysiques pour l'amélioration des reconnaissances des sols dans les projets géotechniques en milieu périurbain. page 275.
- Guilbot, A. (1975). *Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique (liaison pluie-débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez*. PhD thesis, Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Strat, P. L., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., and Grandjean, G. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3d stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13(4) :189–245.
- 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) :80–91.
- Gutierrez, A., Klinka, T., Thiéry, D., Buscarlet, E., Binet, S., Jozja, N., Défarge, C., Leclerc, B., Fécamp, C., Ahumada, Y., and Elsass, J. (2013). TRAC, a collaborative computer tool for tracer-test interpretation. *EPJ Web of Conferences*, 50 :03002.
- Gèze, B. (1973). Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. *Annales de spéléologie*, 28 :1–20.
- Gèze, B. and Lalou, E. (1965). *La spéléologie scientifique*. Editions du Seuil (Bourges, impr. Tardy), Paris.
- Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey modular ground-water model-the ground-water flow process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16.
- Hartmann, A., Barberá, J. A., and Andreo, B. (2017). On the value of water quality data and informative flow states in karst modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12) :5971–5985.
- Hartmann, A., Barberá, J. A., Lange, J., Andreo, B., and Weiler, M. (2013a). Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – Exemplified at a karst spring in Southern Spain. *Advances in Water Resources*, 54 :149–160.
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagoner, T., Lange, J., and Weiler, M. (2014). Karst water resources in a changing world : Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics*, 52(3) :218–242.

- Hartmann, A., Weiler, M., Wagener, T., Lange, J., Kralik, M., Humer, F., Mizyed, N., Rimmer, A., Barberá, J. A., Andreo, B., Butscher, C., and Huggenberger, P. (2013b). Process-based karst modelling to relate hydrodynamic and hydrochemical characteristics to system properties. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(8) :3305–3321.
- Hauns, M., Jeannin, P.-Y., and Atteia, O. (2001). Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology*, 241 :177 – 193.
- Henrion, V., Pellerin, J., and Caumon, G. (2008). A Stochastic Methodology for 3d Cave Systems Modeling. page 11.
- Hermawan, O. R. and Putra, D. P. E. (2016). The Effectiveness of Wenner-Schlumberger and Dipole-dipole Array of 2d Geoelectrical Survey to Detect The Occurring of Groundwater in the Gunung Kidul Karst Aquifer System, Yogyakarta, Indonesia. *Journal of Applied Geology*, 1(2) :71–81.
- Hosseini, S. M., Ataie-Ashtiani, B., and Simmons, C. T. (2017). Spring hydrograph simulation of karstic aquifers : Impacts of variable recharge area, intermediate storage and memory effects. *Journal of Hydrology*, 552 :225–240.
- Houghton-Carr, H. A. (1999). Assessment criteria for simple conceptual daily rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2) :237–261.
- Houi, D. and Verrel, J.-L. (1994). Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. Acte du Séminaire national, CEMAGREF, Paris.
- Houillon, N. (2016). *La dynamique du carbone inorganique dans le continuum sol-épikarst-cavité du site de la Grotte de Lascaux (Dordogne, France) : apports des monitorings hydrogéochimique et microclimatique continus pour l'étude de l'aérogologie et le développement d'une méthode de simulation des processus calco-carboniques aux parois*. PhD thesis, Bordeaux.
- Hreiche, A. (2003). *Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen*. PhD thesis, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.
- Huntoon, P. W. (1995). Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers. *Groundwater models for resources analysis and management*, pages 339–358.
- Jagnow, D. H., Hill, C. A., Davis, D. G., DuChene, H. R., Cunningham, K. I., Northup, D. E., and Queen, J. M. (2000). History of the sulfuric acid theory of speleogenesis in the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 62(2) :54–59.
- James, W., Huber, W. C., Pitt, R. E., Dickinson, R. E., Roesner, L. A., Aldrich, J. A., and James, R. C. (2002). *Water Systems Models [2] : Hydraulics, User's guide to SWMM4 TRANSPORT, EXTRAN and STORAGE modules and to PCSWMM*. Computational Hydraulics International (CHI), Guelph, Ont.
- Jaquet, O. and Jeannin, P. Y. (1994). Modelling the Karstic Medium : A Geostatistical Approach. In Armstrong, M. and Dowd, P. A., editors, *Geostatistical Simulations*, Quantitative Geology and Geostatistics, pages 185–195. Springer Netherlands.

- Jaquet, O., Siegel, P., Klubertanz, G., and Benabderrhamane, H. (2004). Stochastic discrete model of karstic networks. *Advances in Water Resources*, 27(7) :751–760.
- Jardani, A., Revil, A., Santos, F., Fauchard, C., and Dupont, J. (2007). Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting*, 55(5) :749–760.
- Jennings, J. N. (1985). *Karst geomorphology*. New York, basil blackwell inc. edition.
- Joodi, A. S., Sizaret, S., Binet, S., Bruand, A., Alberic, P., and Lepiller, M. (2010). Development of a Darcy-Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d’Orléans, France). *Hydrogeology Journal*, 18(2) :295–309.
- Jourde, H., Massei, N., Mazzilli, N., Binet, S., Batiot-Guilhe, C., Labat, D., Steinmann, M., Bailly-Comte, V., Seidel, J., Arfib, B., Charlier, J., Guinot, V., Jardani, A., Fournier, M., Aliouache, M., Babic, M., Bertrand, C., Brunet, P., Boyer, J., Bricquet, J., Camboulive, T., Carrière, S., Celle-Jeanton, H., Chalikakis, K., Chen, N., Cholet, C., Clauzon, V., Soglio, L. D., Danquigny, C., Défargue, C., Denimal, S., Emblanch, C., Hernandez, F., Gillon, M., Gutierrez, A., Sanchez, L. H., Hery, M., Houillon, N., Johannet, A., Jouves, J., Jozja, N., Ladouche, B., Leonardi, V., Lorette, G., Loup, C., Marchand, P., de Montety, V., Muller, R., Ollivier, C., Sivelles, V., Lastennet, R., Lecoq, N., Maréchal, J. C., Perotin, L., Perrin, J., Petre, M., Peyraube, N., Pistre, S., Plagnes, V., Probst, A., Probst, J., Simler, R., Stefani, V., Valdes-Lao, D., Viseur, S., and Wang, X. (2018). SNO KARST : A French Network of Observatories for the Multidisciplinary Study of Critical Zone Processes in Karst Watersheds and Aquifers. *Vadose Zone Journal*, 17(1) :0.
- Jourde, H., Mazzilli, N., Lecoq, N., Arfib, B., and Bertin, D. (2015). KarstMod : A Generic Modular Reservoir Model Dedicated to Spring Discharge Modeling and Hydrodynamic Analysis in Karst. In *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*, number 1 in Environmental Earth Sciences, pages 339–344. Springer Berlin Heidelberg.
- Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., and Guglielmi, Y. (2017). Speleogenesis, geometry, and topology of caves : A quantitative study of 3d karst conduits. *Geomorphology*, 298(Supplement C) :86–106.
- Jukić, D. and Denić-Jukić, V. (2009). Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology*, 373(3-4) :302–315.
- Kaufmann, O., Deceuster, J., and Quinif, Y. (2012). An electrical resistivity imaging-based strategy to enable site-scale planning over covered palaeokarst features in the Tournaisis area (Belgium). *Engineering Geology*, 133-134 :49–65.
- Kazakis, N., Chalikakis, K., Mazzilli, N., Ollivier, C., Manakos, A., and Voudouris, K. (2018). Management and research strategies of karst aquifers in Greece : Literature overview and exemplification based on hydrodynamic modelling and vulnerability assessment of a strategic karst aquifer. *Science of The Total Environment*, 643 :592–609.
- Kennedy, J. and Eberhart, R. (1995). Particle swarm optimization. In , *IEEE International Conference on Neural Networks, 1995. Proceedings*, volume 4, pages 1942–1948 vol.4.

- Kiraly, L. (1975). Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In *Hydrogeology of Karstic Terrains (Hydrogéologie des terrains karstiques)*, pages 53–67. A. Burger & L. Dubertret (Eds).
- Kiraly, L. (2003). Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis and evolution of karst aquifers*, 1(3) :26.
- Király, L. (1998). Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin du Centre d'hydrogéologie*, 16 :77–98.
- Klimchouk, A. (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst : Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2(1) :1–13.
- Klimchouk, A. B. (1997). The role of karst in the genesis of sulfur deposits, Pre-Carpathian region, Ukraine. *Environmental Geology*, 31(1-2) :1–20.
- Kovács, A., Perrochet, P., Király, L., and Jeannin, P.-Y. (2005). A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303(1-4) :152–164.
- Krause, P., Boyle, D. P., and Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in geosciences*, 5 :89–97.
- Käss, W. (1998). *Tracing Technique in Geohydrology*, volume 1. CRC Press, 1 edition.
- Käss, W. A. (1994). Hydrological tracing practice on underground contaminations. *Environmental geology*, 23(1) :23–29.
- Kusumayudha, S. B., Zen, M. T., Notosiswoyo, S., and Gautama, R. S. (2000). Fractal analysis of the Oyo River, cave systems, and topography of the Gunungsewu karst area, central Java, Indonesia. *Hydrogeology Journal*, 8(3) :271–278.
- Labat, D. (2000). *Non linéarité et non stationarité en hydrologie karstique*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Labat, D. (2005). Recent advances in wavelet analyses : Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology*, 314(1-4) :275–288.
- Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (1999a). Analyse en ondelette en hydrologie karstique. 1re partie : analyse univariée de pluies et débits de sources karstique. (329).
- Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (1999b). Analyse en ondelette en hydrologie karstique. 2eme partie : analyse en ondelettes croisée pluie-débit.
- Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (2000). Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II : continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of hydrology*, 238(3) :149–178.
- Labat, D., Ababou, R., and Mangin, A. (2002a). Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus Géoscience*, 334(8) :551–556.

- Labat, D., Hoang, C. T., Masbou, J., Mangin, A., Tchiguirinskaia, I., Lovejoy, S., and Schertzer, D. (2013). Multifractal behaviour of long-term karstic discharge fluctuations. *Hydrological Processes*, 27(25) :3708–3717.
- Labat, D. and Mangin, A. (2015). Transfer function approach for artificial tracer test interpretation in karstic systems. *Journal of Hydrology*, 529 :866–871.
- Labat, D., Mangin, A., and Ababou, R. (2002b). Rainfall–runoff relations for karstic springs : multifractal analyses. *Journal of Hydrology*, 256(3) :176–195.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., and Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205 :217–231.
- Lastennet, R. (1994). *Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse)*. Thèse de Doctorat en sciences naturelles, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.
- Lauber, U., Ufrecht, W., and Goldscheider, N. (2014). Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2) :435–445.
- Lehmann, P., Stauffer, F., Hinz, C., Dury, O., and Flühler, H. (1998). Effect of hysteresis on water flow in a sand column with a fluctuating capillary fringe. *Journal of Contaminant Hydrology*, 33(1–2) :81–100.
- Leibundgut, C. (1998). Vulnerability of karst aquifers. *IAHS PUBLICATION*, 247 :45–60.
- Lepiller, M. (1980). *Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires : études de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France) - Alpes françaises*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, Grenoble.
- Lepiller, M. and Mondain, P.-H. (1986). Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie*, 1 :33–52.
- Levenspiel, O. (1999). *Chemical reaction engineering*. Wiley, Hoboken, NJ, 3. ed edition. OCLC : 833363143.
- Levenspiel, O. (2012). *Tracer Technology*, volume 96 of *Fluid Mechanics and Its Applications*. Springer New York, New York, NY.
- Li, G. (2004). *Laboratory simulation of solute transport and retention in a karst aquifer*. PhD Thesis, Ph. D. Dissertation, Florida State University, Tallahassee, Florida.
- Li, G., Loper, D. E., and Kung, R. (2008). Contaminant sequestration in karstic aquifers : Experiments and quantification. *Water Resources Research*, 44(2).
- Loke, M. H., Acworth, I., and Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2d electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34(3) :6.

- Loke, M. H. and Barker, R. D. (2010). RES2dinv ver. 3.59 for Windows XP/Vista/7 Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method.
- Lopez, B. (2009). *Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst. Aide à la conservation des grottes ornées par le développement de nouvelles méthodologies pour l'étude de l'environnement des cavités*. PhD thesis, Université de Bordeaux, Bordeaux.
- Lorette, G., Lastennet, R., Peyraube, N., and Denis, A. (2018). Groundwater-flow characterization in a multilayered karst aquifer on the edge of a sedimentary basin in western France. *Journal of Hydrology*, 566 :137–149.
- Luhmann, A. J., Covington, M. D., Alexander, S. C., Chai, S. Y., Schwartz, B. F., Groten, J. T., and Alexander Jr., E. C. (2012). Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology*, 448–449 :201–211.
- Maillet, E. (1905). *Essais d'hydraulique souterraine & fluviale*. Libraire de S. M. Le Roi de Suède et de Norvège, hermann edition.
- Majone, B., Bellin, A., and Borsato, A. (2003). Fractal and multifractal analysis of the hydraulic property variations of karst aquifers. *IAHS PUBLICATION*, pages 148–154.
- Majone, B., Bellin, A., and Borsato, A. (2004). Runoff generation in karst catchments : multifractal analysis. *Journal of Hydrology*, 294(1-3) :176–195.
- Mallat, S. (1989). A Theory for Multiresolution Signal Decomposition : The Wavelet Representation. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 11(7) :674–693.
- Mallat, S. (1999). *A Wavelet Tour of Signal Processing*. Elsevier. Google-Books-ID : hbVOFW-QNtB8C.
- Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A., and Rank, D. (2002). Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneecalpe, Austria, by modelling of environmental 18o and 3h isotopes. *Journal of Hydrology*, 256(1–2) :48–59.
- Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne.
- Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67(1) :25–43.
- Mangin, A. (1994). Karst Hydrogeology. In Danielopol, D. L. and Stanford, J. A., editors, *Groundwater Ecology*, pages 43–67. Academic Press, San Diego.
- Mangin, A. (1998). L'approche hydrogéologique des karsts. *Spéléochronos*, (9) :3–26.
- Mangin, A. and Andrieu, C. (1984). Le karst milieu conservatoire des oeuvres préhistoriques : problèmes posés par leur conservation. In *L'Art pariétal paléolithique, étude et conservation*, n° 6, pages 171–178.
- Marsaud, B. (1997). *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Paris XI Orsay, Paris.

- Martínez-Moreno, F., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Teixido, T., Ruano, P., Peña, J., González-Castillo, L., Ruiz-Constán, A., López-Chicano, M., and Martín-Rosales, W. (2014). Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Ara-cena, Southwest Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 107 :149–162.
- Massei, N., Dupont, J., Mahler, B., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., and Ogier, S. (2006a). Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329(1-2) :244–257.
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H. Q., Mahler, B. J., and Dupont, J. P. (2002). Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer : the role of the karst/alluvium interface. *Journal of Hydrology*, 260(1–4) :88–101.
- Massei, N., Wang, H. Q., Dupont, J. P., Rodet, J., and Laignel, B. (2003). Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *Journal of Hydrology*, 275(1) :109–121.
- Massei, N., Wang, H. Q., Field, M. S., Dupont, J. P., Bakalowicz, M., and Rodet, J. (2006b). Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal*, 14(6) :849–858.
- Mastrocicco, M., Vignoli, G., Colombani, N., and Zeid, N. A. (2010). Surface electrical resistivity tomography and hydrogeological characterization to constrain groundwater flow modeling in an agricultural field site near Ferrara (Italy). *Environmental Earth Sciences*, 61(2) :311–322.
- Mathevet, T. (2005). *Quels modèles puie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Paris.
- Mazzilli, N., Guinot, V., and Jourde, H. (2012). Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. *Advances in Water Resources*, 42 :1–16.
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., Lecoq, N., Labat, D., Arfib, B., Baudement, C., Danquigny, C., Dal Soglio, L., and Bertin, D. (2017). KarstMod : A modelling platform for rainfall - discharge analysis and modelling dedicated to karst systems. *Environmental Modelling & Software*.
- Metcalf, E. (1971). Storm Water Management Model, Volume I-Final Report. Technical Report EPA Report 11024 DOC 07/71 (NTIS PB-203289), University of Florida and Water Resources Engineers, Inc., Washington, DC,.
- Meus, P. and Ek, C. (1999). Tracing techniques as a contribution to karstology : past experiences, new directions. *Contribución del Estudio de las Cavidades kársticas al Conocimiento geológico*, pages 425–440.
- Minvielle, S. (2015). *Etude de l'infiltration et de ses variations interannuelles en contexte épi-karstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques : utilisation de la méthode ISc-Pco2 et des modèles réservoirs*. PhD thesis, Université de Bordeaux.

- Minvielle, S., Lastennet, R., Denis, A., and Peyraube, N. (2015). Characterization of karst systems using SIC-Pco2 method coupled with PCA and frequency distribution analysis. Application to karst systems in the Vaucluse county (Southeastern France). *Environmental Earth Sciences*, 74(12) :7593–7604.
- Mohammadi, Z., Gharaat, M. J., and Field, M. (2018). The Effect of Hydraulic Gradient and Pattern of Conduit Systems on Tracing Tests : Bench-Scale Modeling. *Groundwater*.
- Molinari, J. (1976). Interactions avec le milieu et développements récents dans l'emploi des traceurs artificiels. *La Houille Blanche*, (3-4) :197–204.
- Morales, T., Angulo, B., Uriarte, J., Olazar, M., Arandes, J., and Antigüedad, I. (2017). Solute transport characterization in karst aquifers by tracer injection tests for a sustainable water resource management. *Journal of Hydrology*, 547 :269–279.
- Morales, T., Uriarte, J. A., Olazar, M., Antigüedad, I., and Angulo, B. (2010). Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, 390(3-4) :182–189.
- Murphy, A. H. (1988). Skill Scores Based on the Mean Square Error and Their Relationships to the Correlation Coefficient. *Monthly Weather Review*, 116 :2417–2424.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3) :282–290.
- Nehme, C. (2013). *Apport de l'endokarst dans la reconstitution des paléogéographies et des environnements passés du Mont Liban : application aux vallées de Nahr Antelias et de Nahr El-Kalb*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble.
- Oehlmann, S., Geyer, T., Licha, T., and Sauter, M. (2015). Reducing the ambiguity of karst aquifer models by pattern matching of flow and transport on catchment scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2) :893–912.
- Ogilvy, R. D., Cuadra, A., Jackson, P. D., and Monte, J. L. (1991). Detection of an Air-Filled Drainage Gallery by the Vlf Resistivity Method1. *Geophysical Prospecting*, 39(6) :845–859.
- Padilla, A. and Pulido-Bosch, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168 :73–89.
- Padilla-Benitez, A. (1990). *Los modelos matématicos aplicados al analisis de los acuíferos karsticos*. Ph.D. Thesis, University of Granada, Spain.
- Panagopoulos, G. and Lambrakis, N. (2006). The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems : Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*, 329(3) :368–376.
- Perrin, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble.
- Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3) :275–301.

- Perrin, J., Jeannin, P.-Y., and Zwahlen, F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer : a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279(1-4) :106–124.
- Perrin, J., Pochon, A., Jeannin, P.-Y., and Zwahlen, F. (2004). Vulnerability assessment in karstic areas : validation by field experiments. *Environmental Geology*, 46(2).
- Peterson, E. W. and Wicks, C. M. (2006). Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in karst systems using the storm water management model (SWMM). *Journal of Hydrology*, 329(1) :294–305.
- Peyraube, N., Lastennet, R., and Denis, A. (2012). Geochemical evolution of groundwater in the unsaturated zone of a karstic massif, using the relationship. *Journal of Hydrology*, 430–431 :13–24.
- Peyraube, N., Lastennet, R., Denis, A., and Malaurent, P. (2013). Estimation of epikarst air using measurements of water $\delta^{13}C_{TDIC}$, cave air P_{CO_2} and $\delta^{13}C_{CO_2}$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 118 :1–17.
- Philipponat, G. and Hubert, B. (2011). *Fondations et ouvrages en terre*. Groupe Eyrolles, Paris, eyrolles edition.
- Pinault, J.-L., Plagnes, V., and Aquilina, L. (2001). Inverse modeling of the hydrological and hydrochemical behavior of hydrosystems : Characterization of karst system functioning. *Water Resources Research*, 37(8) :2191–2204.
- Plagnes, V. (1997). *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques : caractérisation par la géochimie des eaux*. PhD thesis.
- Pool, S., Vis, M., and Seibert, J. (2018). Evaluating model performance : towards a non-parametric variant of the Kling-Gupta efficiency. *Hydrological Sciences Journal*, 63(13-14) :1941–1953.
- Poulain, A., Rochez, G., Van Roy, J.-P., Dewaide, L., Hallet, V., and De Sadelaer, G. (2017). A compact field fluorometer and its application to dye tracing in karst environments. *Hydrogeology Journal*, 25(5) :1517–1524.
- Poulain, A., Watlet, A., Kaufmann, O., Camp, M. V., Jourde, H., Mazzilli, N., Rochez, G., Deleu, R., Quinif, Y., and Hallet, V. (2018). Assessment of groundwater recharge processes through karst vadose zone by cave percolation monitoring. *Hydrological Processes*, 32(13) :2069–2083.
- Puig, J.-M. (1987). *Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse*. Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.
- Quinif, Y. (1999). Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne. *Geodinamica Acta*, 12(3-4) :267–277.
- Refsgaard, J. C. and Henriksen, H. J. (2004). Modelling guidelines—terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources*, 27(1) :71–82.

- Robineau, T., Tognelli, A., Goblet, P., Renard, F., and Schaper, L. (2018). A double medium approach to simulate groundwater level variations in a fissured karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 565 :861–875.
- Roche, M. (1971). Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*, (2) :111–130.
- Ronayne, M. J. and Gorelick, S. M. (2006). Effective permeability of porous media containing branching channel networks. *Physical Review E*, 73(2).
- Runkel, R. L. (1998). One-Dimensional Transport with Inflow and Storage (OTIS) : A Solute Transport Model for Streams and Rivers. USGS Numbered Series 98-4018, Geological Survey (U.S.).
- Sahimi, M. (2011). *Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock : From Classical Methods to Modern Approaches*. John Wiley & Sons. Google-Books-ID : 0c7GbqfBv10C.
- Saller, S. P., Ronayne, M. J., and Long, A. J. (2013). Comparison of a karst groundwater model with and without discrete conduit flow. *Hydrogeology Journal*, 21(7) :1555–1566.
- Saribudak, B. M. and Hauwert, N. M. (2017). Integrated geophysical investigations of Main Barton Springs, Austin, Texas, USA. *Journal of Applied Geophysics*, 138 :114–126.
- Schnegg, P.-A. (2002). An inextensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement. In *Groundwater and Human Development*, pages 1484–1488, Balkema, Rotterdam, Mar del Plata, Argentina. Bocanegra, E - Martinez, D - Massone, H (Eds.).
- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 93(4) :1591–1595.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Watson, D. B., and Mandell, W. A. (2005). Application of seismic refraction tomography to karst cavities. *US Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Rapid City, South Dakota*, pages 29–38.
- Shiple, R. A. and Clark, R. E. (1972). *Tracer methods for in vivo kinetics*. Number 73-187233 in Library of Congress Catalog. Academic Press, London, academic press inc. (london) ltd edition.
- Simeoni, G. P. (1976). Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura Nauchâtelois. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie*, (1) :9–18.
- Sirieux, C., Riss, J., Rey, F., Prétou, F., and Lastennet, R. (2014). Electrical resistivity tomography to characterize a karstic Vaclousian spring : Fontaine d'Orbe (Pyrénées, France). *Hydrogeology Journal*, 22(4) :911–924.
- Sivelle, V. and Labat, D. (2019). Short-term variations in tracer-test responses in a highly karstified watershed. *Hydrogeology Journal*.

- Sivelle, V., Labat, D., Duran, L., Fournier, M., and Massei, N. (2020). Artificial Tracer Tests Interpretation Using Transfer Function Approach to Study the Norville Karst System. In Bertrand, C., Denimal, S., Steinmann, M., and Renard, P., editors, *Eurokarst 2018, Besançon*, Advances in Karst Science, pages 193–198. Springer International Publishing.
- Sivelle, V., Labat, D., Mazzilli, N., Massei, N., and Jourde, H. (2019). Dynamics of the Flow Exchanges between Matrix and Conduits in Karstified Watersheds at Multiple Temporal Scales. *Water*, 11(3) :569.
- Thiéry, D. (1982). Utilisation d'un modèle global pour identifier sur un niveau piézométrique des influences multiples dues à diverses activités humaines. pages pp. 71–77.
- Tinet, A.-J., Collon, P., Philippe, C., Dewaide, L., and Hallet, V. (2019). OM-MADE : An open-source program to simulate one-dimensional solute transport in multiple exchanging conduits and storage zones. *Computers & Geosciences*.
- Toride, N., Leu, F. J., and Van Genuchten, M. T. (1993). A Comprehensive Set of Analytical Solutions for Nonequilibrium Solute Transport With First-Order Decay and Zero-Order Production. *Water Resources Research*, 29(7) :2167–2182.
- Trefry, M. G. and Muffels, C. (2007). FEFLOW : A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool. *Groundwater*, 45(5) :525–528.
- Tritz, S., Guinot, V., and Jourde, H. (2011). Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *Journal of Hydrology*, 397(3-4) :250–262.
- Valois, R., Bermejo, L., Guérin, R., Hinguant, S., Pigeaud, R., and Rodet, J. (2010). Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection*, 17(3) :151–160.
- van Schoor, M. (2002). Detection of sinkholes using 2d electrical resistivity imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 50(4) :393–399.
- Verdet, C. (2019). *Caractérisation multi-échelle du milieu karstique non saturé*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux, Bordeaux.
- Vuilleumier, C. (2017). *Hydraulics and sedimentary processes in the karst aquifer of Milandre (Jura Mountains, Switzerland)*. PhD Thesis, University of Neuchâtel, Neuchâtel.
- Walas, S. M. (2005). *Chemical reaction engineering handbook of solved problems*. Gordon and Breach.
- Wang, H. Q., Crampon, N., Huberson, S., and Garnier, J. M. (1987). A linear graphical method for determining hydrodispersive characteristics in tracer experiments with instantaneous injection. *Journal of Hydrology*, 95(1) :143–154.
- Warren, J. E. and Root, P. J. (1963). The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 3(03) :245–255.

- Watlet, A., Kaufmann, O., Triantafyllou, A., Poulain, A., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Wilkinson, P. B., Hallet, V., Quinif, Y., Van Ruymbeke, M., and Van Camp, M. (2018). Imaging groundwater infiltration dynamics in the karst vadose zone with long-term ERT monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(2) :1563–1592.
- Werner, A., Hoetzi, H., Maloszewski, P., and Kaess, W. (1998). Interpretation of tracer tests in karst systems with unsteady flow conditions. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 247 :15–26.
- Williams, P. W. (2008). The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology : a review. *International Journal of Speleology*, 37(1) :1.
- Worthington, S. R. (2003). A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifer. *Speleogenesis & Evolution of Karst Aquifers*, 1(1) :1–8.
- Worthington, S. R. H. (2009). Diagnostic hydrogeologic characteristics of a karst aquifer (Kentucky, USA). *Hydrogeology Journal*, 17(7) :1665–1678.
- Worthington, S. R. H. and Soley, R. W. N. (2017). Identifying turbulent flow in carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 552(Supplement C) :70–80.
- Xu, S. (2015). *Caractérisation de l'environnement karstique de la grotte de Lascaux par couplage de méthodes géophysique, statistique et géostatistique*. PhD thesis, Université de Bordeaux.
- Xu, S., Sirieix, C., Ferrier, C., Lacanette-Puyo, D., Riss, J., and Malaurent, P. (2015). A Geophysical Tool for the Conservation of a Decorated Cave - a Case Study for the Lascaux Cave : Conservation of Lascaux Cave using ERT Survey. *Archaeological Prospection*, 22(4) :283–292.
- Xu, S., Sirieix, C., Riss, J., and Malaurent, P. (2017). A clustering approach applied to time-lapse ERT interpretation — Case study of Lascaux cave. *Journal of Applied Geophysics*, 144 :115–124.
- Zhang, C., Shu, L., Appiah-Adjei, E. K., Lobeyo, A. G. A., Tang, R., and Fan, J. (2016). Laboratory simulation of groundwater hydraulic head in a karst aquifer system with conduit and fracture domains. *Carbonates and Evaporites*, 31(3) :329–337.
- Zhang, Z., Chen, X., Chen, X., and Shi, P. (2013). Quantifying time lag of epikarst-spring hydrograph response to rainfall using correlation and spectral analyses. *Hydrogeology Journal*, 21(7) :1619–1631.
- Zhang, Z., Chen, X., and Soulsby, C. (2017). Catchment-scale conceptual modelling of water and solute transport in the dual flow system of the karst critical zone. *Hydrological Processes*, 31(19) :3421–3436.
- Zhao, X., Chang, Y., Wu, J., and Xue, X. (2019). Effects of flow rate variation on solute transport in a karst conduit with a pool. *Environmental Earth Sciences*, 78(7).
- Zhou, W., Beck, B. F., and Adams, A. L. (2002). Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42(8) :922–928.

- Zhu, H., Derksen, R., Krause, C., Fox, R., Brazee, R., and Ozkan, H. (2005). Fluorescent Intensity of Dye Solutions under Different pH Conditions. *Journal of ASTM International*, 2(6) :12926.
- Zhu, J., Currens, J. C., and Dinger, J. S. (2011). Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits—A field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. *Journal of Applied Geophysics*, 75(3) :523–530.
- Zwahlen, F. (2004). A quantitative point of view of the concept of vulnerability. *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, COST620 final report*, pages 10–15.

Table des figures

| | |
|--|-----------|
| Partie I | 1 |
| Chapitre 1 | 3 |
| 1.1 Schéma des niveaux spatio-temporels du système karstique, d’après Nehme [2013] | 7 |
| 1.2 Représentation du système karstique par Mangin (1975, Dessin Rouch) | 9 |
| 1.3 Description schématique du processus de karstification et de son influence sur le comportement hydrodynamique [Hartmann et al., 2014] | 13 |
| Chapitre 2 | 14 |
| 2.1 Limites des aires d’alimentation des bassins versants hydrogéologiques des systèmes karstiques d’Aliou et Baget | 19 |
| 2.2 Carte géologique du système karstique d’Aliou, source : BD-CHARM (BRGM) | 20 |
| 2.3 A) Carte géologique et B) coupes géologiques du bassin versant du Baget, modifié d’après Debroas [2009] | 21 |
| Partie II | 24 |
| Chapitre 2 | 29 |
| 2.1 Bloc diagramme d’un aquifère karstique, d’après Goldscheider and Drew [2007] | 32 |
| 2.2 Représentation du fonctionnement d’un modèle hydrologique Mathevet [2005] | 34 |
| 2.3 Architecture du modèle VENSIM [Fleury, 2005] | 38 |
| 2.4 Architecture du modèle <i>Hysteresis-based model</i> [Tritz et al., 2011] | 39 |
| Chapitre 3 | 40 |
| 3.1 Architecture du modèle Karstmod [Mazzilli et al., 2017] | 43 |
| Article : Sivelle et al., 2019, Water | 48 |
| 1 Localization of the Aliou (a) and Baget (b) karstic watersheds | 51 |
| 2 Top : synthetic time series of rainfall, spring discharge (Q_{spring}) and matrix-conduit flow dynamics (Q_{MC}); Bottom : Structure of the reservoir model. | 53 |
| 3 Example of event base time series for KarstMod model | 57 |

| | | |
|---|---|------------|
| 4 | MASH of the daily rainfall ($w = 30$ days, $Y = 15$ years) | 58 |
| 5 | MASH of the estimated water volume in the reservoir M ($w = 30$ days, $Y = 15$ years). | 59 |
| 6 | Contribution of the exchange between reservoir M and reservoir C to the total discharge on the annual scale (left) and the monthly scale (right). | 60 |
| Chapitre 4 | | 67 |
| 4.1 | Séries temporelles obtenues via le modèle KarstMod sur le bassin du Baget . . . | 70 |
| 4.2 | Fonctions d'auto-corrélation des débits journaliers des systèmes Aliou et Baget. | 73 |
| 4.3 | Fonctions de corrélation croisée pluie-débit à l'exutoire | 74 |
| 4.4 | Spectre de fréquence des débits journaliers mesurés et simulés à l'exutoire des systèmes d'Aliou et Baget | 76 |
| 4.5 | Décomposition en ondelettes orthogonales des débits mesurés (noir) et simulés (rouge) sur la période de calibration pour le système Aliou au pas journalier . . | 78 |
| 4.6 | Critère NSE en fonction de l'échelle de décomposition en ondelette | 79 |
| 4.7 | Fonction de corrélation croisée entre la pluie et la variation de niveau d'eau dans les réservoirs du modèle KarstMod | 81 |
| 4.8 | ((a) Fonction d'autocorrélation de Q_{MC} et (b) fonction d'inter-corrélation pluie- Q_{MC} | 82 |
| Partie III | | 87 |
| Chapitre 2 | | 90 |
| 2.1 | Transformation d'une courbe de restitution expérimentale en DTS [Levenspiel, 2012] | 100 |
| 2.2 | Approche systémique des traçages artificiels [Dörfliger et al., 2010b] | 100 |
| 2.3 | Schéma conceptuel d'un réacteur chimique type PFR | 105 |
| 2.4 | Schéma conceptuel d'un réacteur chimique type MFR | 105 |
| 2.5 | Schéma de réservoirs en série incluant un couplage de zones mobiles et immobiles. | 107 |
| 2.6 | Modèle conceptuel d'interprétation des opérations de traçages artificiels en domaine karstique | 109 |
| 2.7 | Exemple d'application de l'approche fonction de transfert sur un traçage synthétique. | 110 |
| 2.8 | Injection brève d'une masse de traceur dans un milieu semi-infini [Gutierrez et al., 2013] | 111 |
| 2.9 | Tests de sensibilité du modèle fonction de transfert aux différents paramètres [Sivelle and Labat, 2019] | 112 |
| Chapitre 3 | | 113 |
| Article : Sivelle et al., 2020, Eurokarst 2018 | | 118 |
| 1 | Norville system (Duran et al. 2015) | 120 |
| 2 | Normalized residence time distribution curves (modified from Duran et al. 2015) | 121 |

| | | |
|--|--|------------|
| 3 | Regression between mixing coefficient, noted A , and the mean discharge during tracer recovery, noted Q_m | 123 |
| 4 | Rainfall–run-off time series in Norville | 124 |
| Article : Sivelle and Labat, 2019, Hydrogeology Journal | | 128 |
| 1 | A conceptual model for the interpretation of artificial tracer tests using a transfer function approach. | 130 |
| 2 | Location of the Baget karstic system and description of the watershed. | 136 |
| 3 | Rainfall-runoff time series on the Baget karstic watershed (12–22 April 2018). | 138 |
| 4 | Experimental residence time distribution (RTD) and simulated RTD curves. | 139 |
| 5 | Experimental RTD and simulated RTD curves | 140 |
| 6 | Regression between transfer function parameters and spring discharge at the time of tracer injection in P2 loss. | 141 |
| 7 | Simulated RTD for each of the 11 tracer tests and the corresponding date of injection | 143 |
| 8 | Regression between the mixing coefficient, noted A in the transfer function, and the apparent velocity | 144 |
| 9 | Recessions like the ones studied through tracer tests observed over the Baget karstic watershed between January 2009 and April 2018. | 145 |
| 10 | Residence time distribution estimated from the model for a constant injection lasting 6 h. | 146 |
| Article : Sivelle et al., 2019, Géologues | | 155 |
| 1 | Contextes géologique et hydrogéologique du système karstique de l’Ouyse | 157 |
| 2 | Déconvolution des distributions des temps de séjour (DTS). Les DTS mesurées à la source de Cabouy sont décomposées en deux composantes C1 (composante rapide en bleu) et C2 (composante lente en magenta) et le signal total simulé est représenté en rouge. Les DTS mesurées à la source de St Sauveur sont modélisées avec une seule composante. | 161 |
| Section 3.3 | | 165 |
| 3.1 | Carte de localisation des systèmes karstiques étudiés. | 165 |
| 3.2 | Série temporelle pluie-débit sur le bassin versant karstique du Baget entre le 01/01/1977 et la 31/12/1979. | 167 |
| 3.3 | Schéma synthétique de la méthode d’optimisation multi-traçages. | 171 |
| 3.4 | Synthèse des distributions des temps de séjour obtenues lors des différentes opérations de traçage | 172 |
| 3.5 | Relation entre les paramètres A et N de la fonction de transfert. | 174 |
| 3.6 | Régression entre le temps de transit τ et le temps de résidence moyen \bar{t} | 175 |
| 3.7 | Vitesses moyennes de transfert pour les composantes rapides (C1) et lentes (C2) des systèmes traçage étudiés. | 177 |
| 3.8 | Régression entre les facteurs de retard liés aux vitesses apparentes et vitesses moyennes. | 178 |
| 3.9 | Représentation systémique du fonctionnement du système Verne-Fourbanne | 179 |
| 3.10 | Estimation de la réponse impulsionnelle du système Fontenotte-Fourbanne à partir des opérations de traçage sur les systèmes Verne-Fontenotte et Verne-Fourbanne. | 181 |

Partie IV **185**

Chapitre 2 **188**

| | | |
|------|--|-----|
| 2.1 | Méthodes et techniques géophysiques usuelles de surface pour l'hydrogéologie d'après Chalikakis [2006] et Carrière [2014]. | 192 |
| 2.2 | Arrangement des électrodes de courant (A et B) et de potentiel (M et N) à la surface d'un terrain homogène et isotrope (d'après les cours de M. Chouteau et B. Giroux) | 193 |
| 2.3 | Récapitulatif des dispositifs couramment utilisés pour l'acquisition des données des panneaux ERT. | 194 |
| 2.4 | Séquence de mesures de résistivités apparentes assistée par ordinateur [Loke et al., 2003] | 196 |
| 2.5 | Représentation schématique de la prospection électromagnétique et dispositif pour la méthode EMH (d'après les cours de M. Chouteau et B. Giroux) | 197 |
| 2.6 | Vue aérienne du bassin versant du Baget. | 198 |
| 2.7 | Implantation des panneaux ERT sur la zone d'étude | 199 |
| 2.8 | Panneaux de résistivités vraies obtenus après inversion des données de résistivités apparentes mesurées sur le terrain. Les informations relatives à l'acquisition des données sur le terrain sont reportées en tableau 2.1. | 201 |
| 2.9 | Modèle numérique de terrain construit par photogrammétrie à partir d'images prises depuis un drone | 204 |
| 2.10 | Interprétation du panneau ERT01 et calage avec la géologie et l'hydrologie de la zone. | 205 |
| 2.11 | Positionnement des panneaux ERT07 et ERT08 et interprétation conjointe du panneau ERT07 et de la cartographie EM38 | 207 |

Chapitre 3 **208**

| | | |
|-----|--|-----|
| 3.1 | Exemples de simulation 2D de réseaux de fractures et réseaux de conduits avec l'algorithme SKS | 213 |
| 3.2 | Exemples de simulations couplées SKS et SWMM. | 217 |
| 3.3 | Exemples de simulations SKS sur le bassin versant du Baget. | 219 |
| 3.4 | Résultats de 719 simulations couplées SKS-SWMM. | 220 |
| 3.5 | Histogrammes des critère <i>NSE</i> entre données simulées et la DTS expérimentale, des longueurs d'écoulement et vitesses moyennes d'écoulement dans les réseaux de conduits synthétiques | 221 |
| 3.6 | Résultats de la simulation présentant le meilleur critère <i>NSE</i> parmi les 719 simulations | 222 |
| 3.7 | Profil de vitesses et section d'écoulements en fonction de la distance parcourue depuis le point d'injection. | 224 |

Liste des tableaux

| | |
|---|------------|
| Partie I | 1 |
| Chapitre 2 | 14 |
| 2.1 Principales caractéristiques morphologiques des systèmes karstiques Aliou et Baget | 22 |
| 2.2 Données disponibles pour la modélisation pluie-débit sur les bassins d'Aliou et du Baget | 23 |
| Partie II | 24 |
| Chapitre 3 | 40 |
| Article : Sivelle et al., 2019, Water | 48 |
| 1 Warm-up, calibration and validation periods for KarstMod models. | 55 |
| 2 Calibration values of the model parameters for Aliou and Baget watersheds. . . | 56 |
| 3 Model performances for calibration and validation periods for daily and hourly KarstMod models | 56 |
| Partie III | 87 |
| Chapitre 2 | 90 |
| 2.1 Propriétés des traceurs les plus courants en hydrogéologie karstique. | 95 |
| 2.2 Avantages et inconvénients des divers traceurs utilisés en hydrologie, modifié d'après Dörfliger et al. [2010a] | 95 |
| 2.3 Phénomènes physiques régissant le transport dissous dans un aquifère | 97 |
| 2.4 Principaux paramètres calculés à partir de la courbe de restitution | 99 |
| 2.5 Paramètres calculés à partir de la DTS | 101 |
| Chapitre 3 | 113 |

| | |
|---|----------------|
| Article : Sivelle et al., 2020, Eurokarst 2018 | 118 |
| 1 Summary of conditions for each tracer test, numbered from 1 to 14 (modified from Duran et al. 2016) | 121 |
| 2 Summary of conditions for each tracer test, numbered from 1 to 14 (modified from Duran et al. 2016) | 122 |
| Article : Sivelle and Labat, 2019, Hydrogeology Journal | 128 |
| 1 Mass injected and hydrological conditions for each tracer injection | 137 |
| 2 The simulated RTD is obtained by summation of the contribution of three sub-functions where α [%] is the contribution of the total mass transport, A is the mixing coefficient (dependent on outlet discharge) and τ [h] is the transit time between input and outlet of the tracing system | 143 |
| Article : Sivelle et al., 2019, Géologues | 155 |
| 1 Informations sur les opérations de traçages | 158 |
| 2 Paramètres du modèle fonction de transfert | 160 |
| Section 3.3 | 165 |
| 3.1 Récapitulatif des données de traçages artificiels disponibles, modifié d'après Jourde et al. [2018] | 166 |
| 3.2 Description des essais de traçages artificiels réalisés sur le système karstique du Baget (Ariège, France). | 167 |
| 3.3 Résumé des différents traçages réalisés depuis la perte de la Verne et suivis dans la rivière souterraine de Fontenotte et à la source de Fourbanne [Cholet, 2017 - Communication personnelle] | 168 |
| 3.4 Synthèse des informations pour les traçages entre Jargeau et la source du Bouillon (modifié d'après Joodi et al. [2010]) | 169 |
| 3.5 Paramètres de la fonction de transfert des systèmes traçages étudiés | 173 |
| Partie IV | 185 |
| Chapitre 2 | 188 |
| 2.1 Récapitulatif des panneaux ERT réalisés sur le bassin versant du Baget. | 199 |

Liste des publications

Chapitre d'ouvrage

Sivelle, V., Labat, D., Duran, L., Fournier, M., & Massei, N. (2020). Artificial Tracer Tests Interpretation Using Transfer Function Approach to Study the Norville Karst System. In C. Bertrand, S. Denimal, M. Steinmann, & P. Renard (Eds.), Eurokarst 2018, Besançon (pp. 193–198). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-14015-1_22

Article

Sivelle, V., Lorette, G., Tremoulet, J., Bardeau, M., & Labat, D. (2019). Interprétation de traçages artificiels en domaine karstique par approche de type fonction de transfert : Application à l'hydrosystème karstique de l'Ouisse (Lot, France). *Géologues*, 202.

Sivelle, V., & Labat, D. (2019). Short-term variations in tracer-test responses in a highly karstified watershed. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01968-3>

Sivelle, V., Labat, D., Mazzilli, N., Massei, N., & Jourde, H. (2019). Dynamics of the Flow Exchanges between Matrix and Conduits in Karstified Watersheds at Multiple Temporal Scales. *Water*, 11(3), 569. <https://doi.org/10.3390/w11030569>

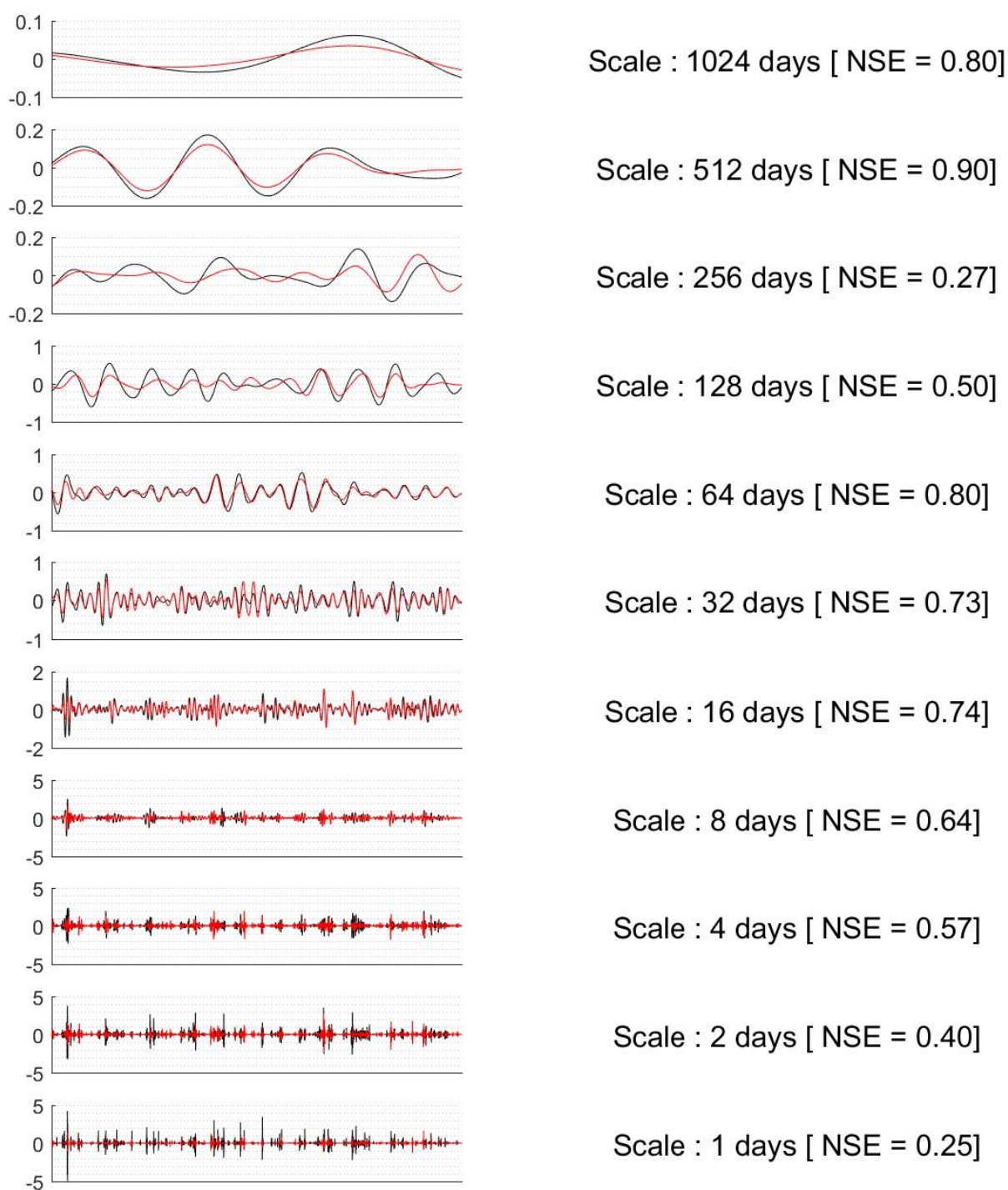
Jourde, H., Massei, N., Mazzilli, N., Binet, S., Batiot-Guilhe, C., Labat, D., ... Wang, X. (2018). SNO KARST : A French Network of Observatories for the Multidisciplinary Study of Critical Zone Processes in Karst Watersheds and Aquifers. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.04.0094>

Conférence

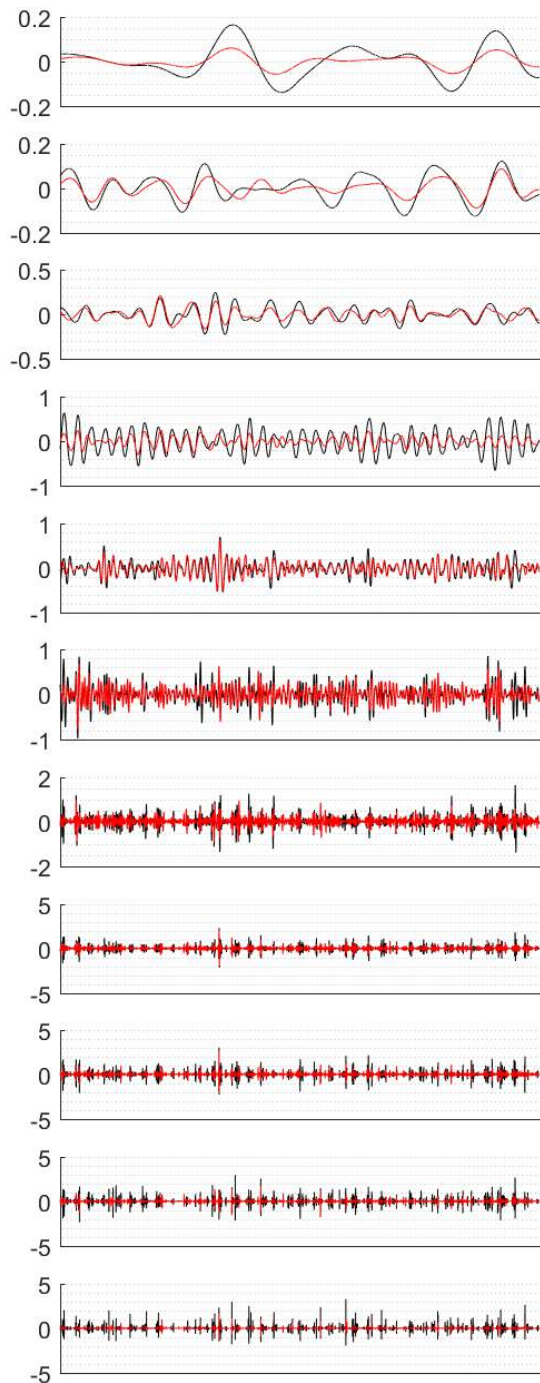
Sivelle, V., Labat, D. (2018) Artificial tracer tests interpretation for karstic system using transfer function approach, EUROKARST 2018, July 2018

Annexe A

Analyse multi-résolution des débits à l'exutoire



Décomposition en ondelettes orthogonales des débits mesurés (noir) et simulés (rouge) sur la période de calibration pour le système Aliou au pas journalier



Scale : 1024 days [NSE = 0.56]

Scale : 512 days [NSE = 0.66]

Scale : 256 days [NSE = 0.69]

Scale : 128 days [NSE = 0.42]

Scale : 64 days [NSE = 0.64]

Scale : 32 days [NSE = 0.64]

Scale : 16 days [NSE = 0.60]

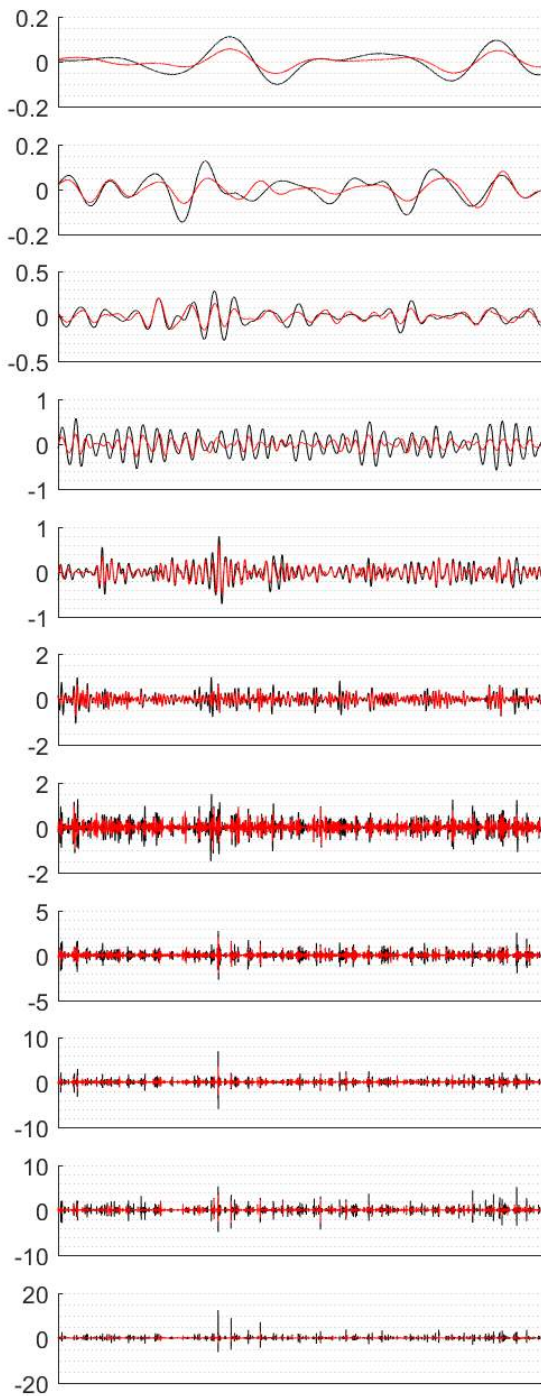
Scale : 8 days [NSE = 0.61]

Scale : 4 days [NSE = 0.53]

Scale : 2 days [NSE = 0.42]

Scale : 1 days [NSE = 0.29]

Décomposition en ondelettes orthogonales des débits mesurés (noir) et simulés (rouge) sur la période de validation pour le système Baget au pas journalier



Scale : 1024 days [NSE = 0.70]

Scale : 512 days [NSE = 0.60]

Scale : 256 days [NSE = 0.68]

Scale : 128 days [NSE = 0.41]

Scale : 64 days [NSE = 0.69]

Scale : 32 days [NSE = 0.65]

Scale : 16 days [NSE = 0.62]

Scale : 8 days [NSE = 0.62]

Scale : 4 days [NSE = 0.58]

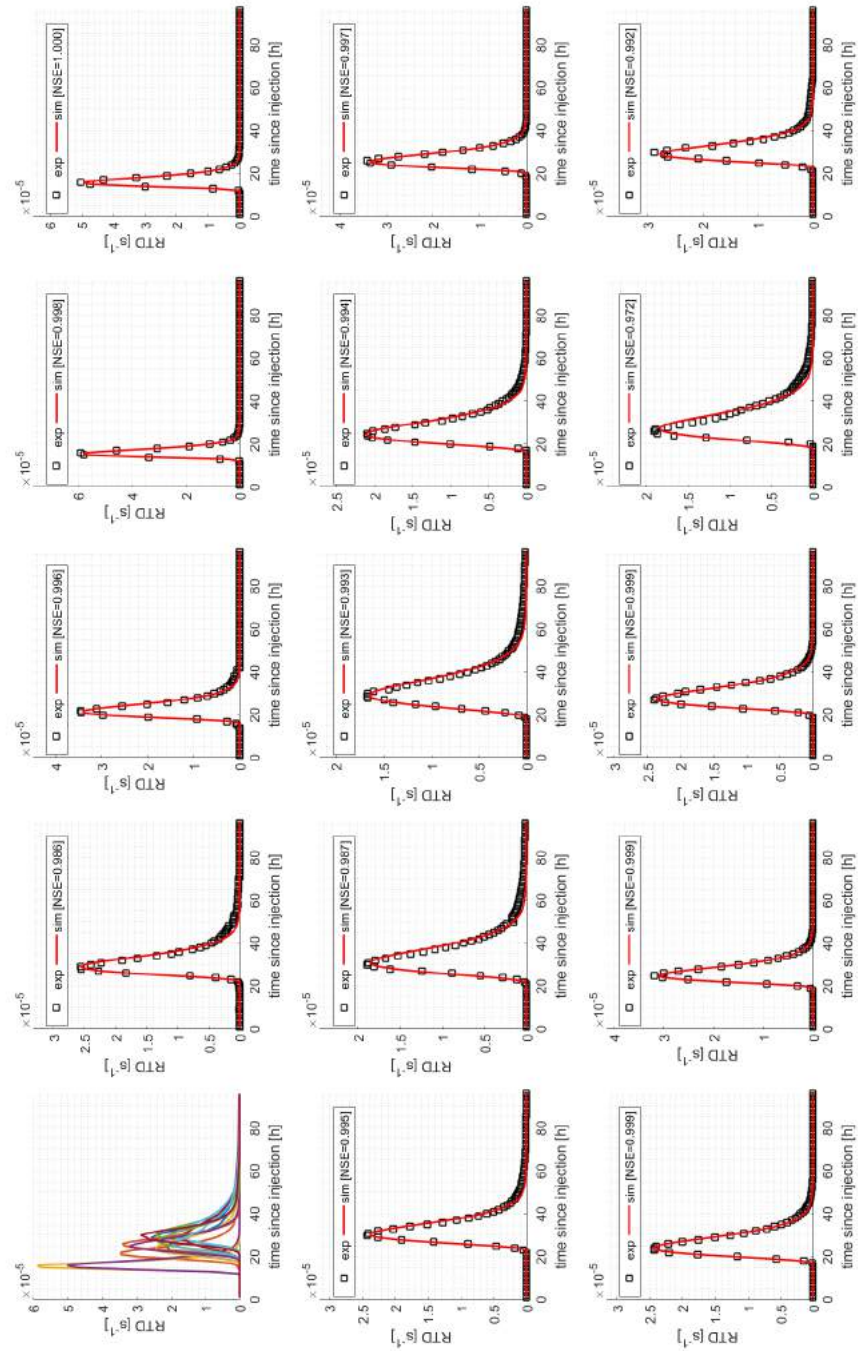
Scale : 2 days [NSE = 0.49]

Scale : 1 days [NSE = 0.24]

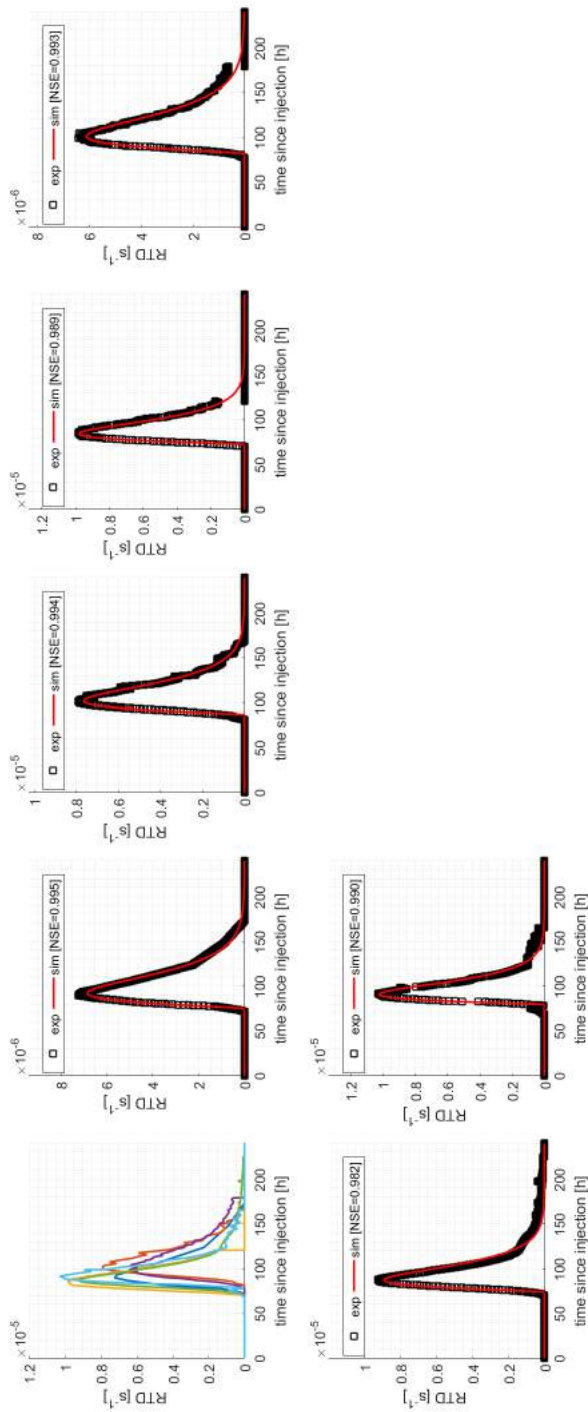
Décomposition en ondelettes orthogonales des débits mesurés (noir) et simulés (rouge) sur la période de validation pour le système Aliou au pas journalier

Annexe B

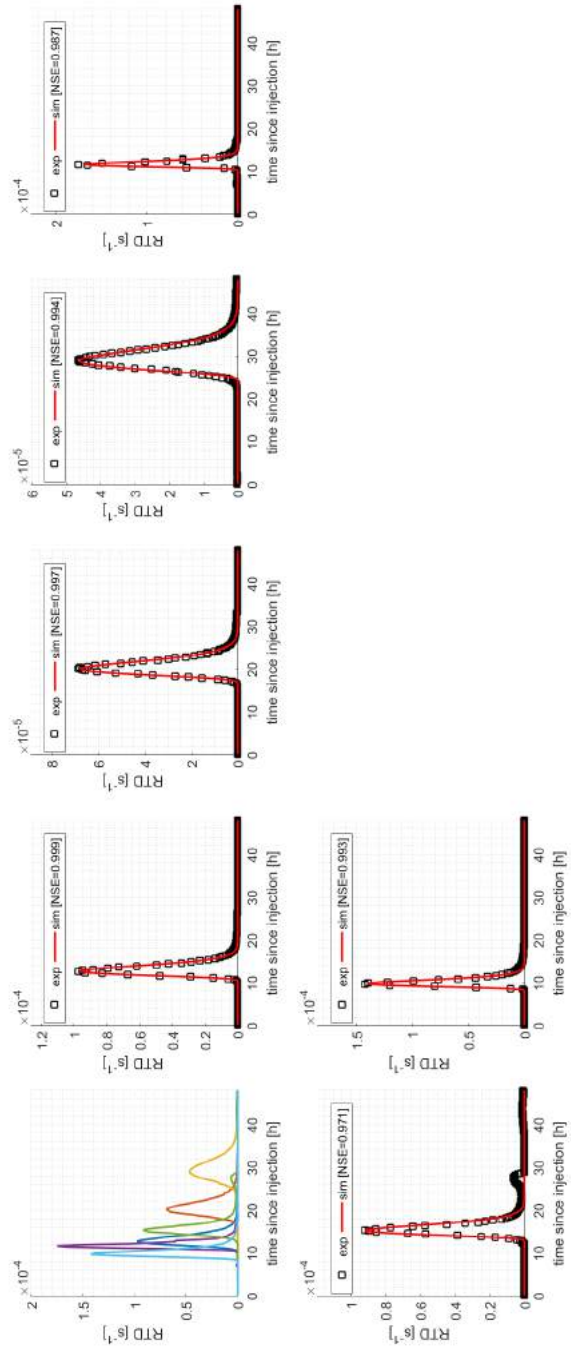
Calibration de la fonction de transfert avec une approche multi-traçages



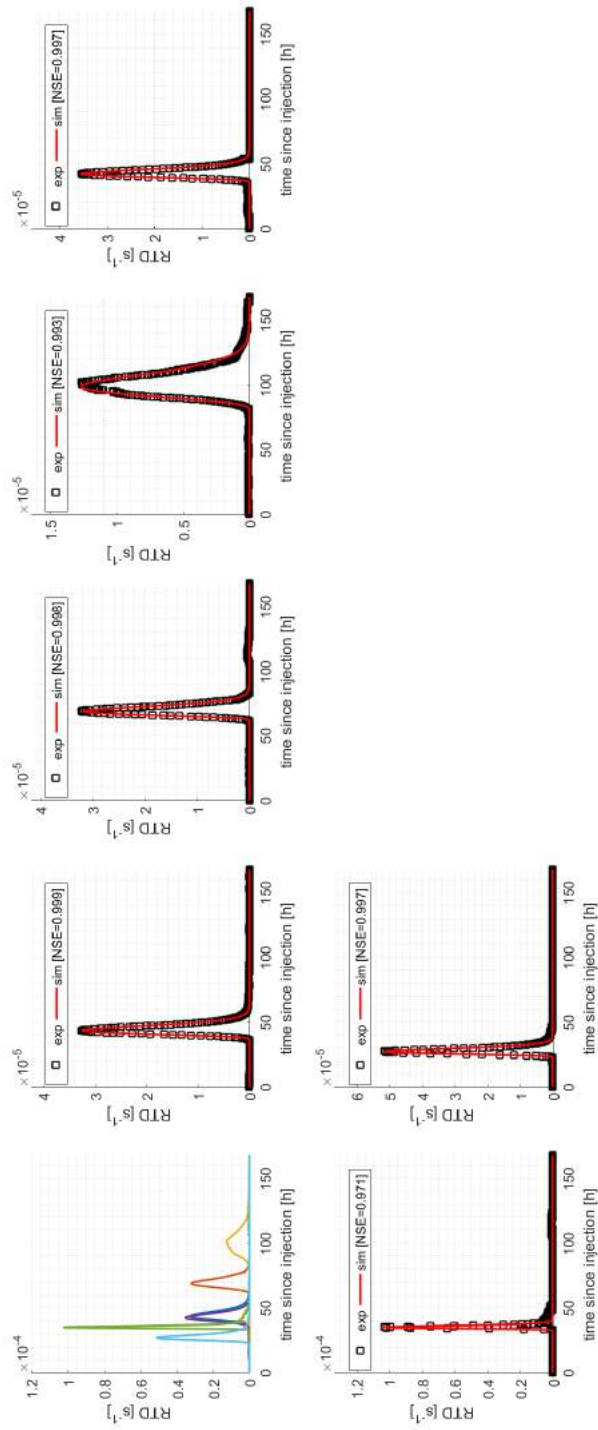
Calibration de la fonction de transfert sur le système de Norville



Calibration de la fonction de transfert sur le système du Val de Loire



Calibration de la fonction de transfert sur le système de Fontenotte



Calibration de la fonction de transfert sur le système de Fourbanne

Résumé

L'objectif principal de ces travaux de thèse consiste à améliorer la compréhension de la structure interne des aquifères karstiques en s'appuyant sur l'interprétation de traçages artificiels. Pour répondre à cet objectif, cette thèse s'appuie sur les bassins versants karstiques du Baget et d'Aliou (Ariège, France) ainsi que d'autres hydrosystèmes karstiques (les systèmes de Norville, du Val de Loire et de Foubanne) inclus dans le Service National d'Observation des Karsts (SNO Karst, INSU-CNRS) et sur la base de données BD traçage du BRGM incluant notamment le système karstique de l'Ouyse. L'approche globale retenue pour ces travaux de thèse consiste à coupler les résultats de différentes approches. [1] La modélisation conceptuelle à réservoirs avec l'outil dédié KarstMod permet de partitionner les écoulements à l'échelle du bassin versant et d'appréhender la dynamique des échanges entre la matrice et les conduits, à court et long terme. On estime que la contribution annuelle de la matrice au débit à l'exutoire est d'environ 3% et qu'elle peut augmenter jusqu'à 25% en période de faible précipitation. [2] Une approche systémique de type « fonction de transfert » a été développée et appliquée à divers hydrosystèmes (dont les systèmes de Norville, de l'Ouyse, du Val de Loire et de Foubanne). Cette approche consiste à étudier la dynamique du transport de masse en soluté en interprétant des données de traçages artificiels et permet de partitionner les écoulements en estimant les temps de résidence des différentes composantes qui contribuent en transfert de solutés entre les points d'injection et de restitution. [3] Une approche distribuée intégrant un couplage de données géophysiques et de simulations pseudo-génétique permet de simuler des réseaux de drainage. Les écoulements et le transport de masse en soluté associé sont ensuite simulés et confrontés à des données de terrain. Cela constitue une approche originale pour déduire la structuration des écoulements souterrains à partir des données de traçages artificiels.

Mots clés : Aquifères karstiques, Hydrologie, Hydrogéologie, Géophysique appliquée, Traçages artificiels, Fonction de transfert

Abstract

The main objective of these thesis is to improve the understanding of the internal structure of karstic aquifers by relying on the interpretation of artificial tracer tests. To meet these objectives, this thesis is based on the karst watersheds of Baget and Aliou (Ariège, France) as well as other karst hydrosystems (the Norville, Val de Loire and Foubanne systems) included in the National Karsts Observation Service (SNO Karst, INSU-CNRS) and the tracing database of the BRGM including the Ouyse karst system. The overall approach adopted for this thesis is to couple the results of different approaches. [1] Conceptual reservoirs modeling with the dedicated KarstMod model allows the partitioning of flows at the scale of the watershed and to understand the dynamics of the exchanges between the matrix and the conduits, in the short and long term. It is estimated that the annual contribution of the matrix to the total outflow is about 3% and can increase up to 25% during periods of low precipitation. [2] A systemic approach of the "transfer function" type has been developed and applied to various hydrosystems (the Norville, Ouyse, Val de Loire and Foubanne systems). This approach consists of studying the dynamics of solute mass transport by interpreting artificial tracer tests data and partitioning the flows by estimating the residence times of the different components that contribute to solute transfer between the injection and recovery points. [3] A distributed approach integrating a coupling of geophysical data and pseudo-genetic simulations makes it possible to simulate drainage networks. The associated solute flows and mass transport are then simulated and compared with field data. This is an approach to deduce the structuring of underground flows from the data of artificial tracer tests.

Key words : Karst aquifers, Hydrology, Hydrogeology, Applied geophysics, Artificial tracer tests, Transfer Function

