

INTRODUCTION.....	1
Chapitre 1 : Caractérisation d'un système karstique : généralités, système d'étude et méthodes d'analyses	3
I. Les aquifères karstiques	3
A. Définition et généralités	3
B. Spécificités du karst.....	5
1. Propriétés structurales et physico-chimiques des roches karstifiables	6
1.1. Propriétés structurales des roches karstifiables	6
1.2. Propriétés physico-chimiques des roches karstifiables	6
2. La karstification.....	7
2.1. Définition.....	7
2.2. Principe de la karstification	7
3. Notions de système ouvert et de système fermé.....	12
C. Structure et fonctionnement du système karstique	14
1. Variabilité des systèmes karstiques	14
2. Caractérisation du système karstique	16
3. Sol.....	20
4. Epikarst.....	20
4.1. Définition et rôle.....	20
4.2. Représentation de l'épikarst	22
5. Zone Non Saturée.....	23
5.1. Définition et rôle.....	23
5.2. Représentation de la Zone Non Saturée	23
6. Zone Saturée.....	25
II. Site de recherches – Méthodes d'analyse et de prélèvements, précision et validation.....	26
A. Site de recherches, le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit	26
1. Contexte géologique.....	26
1.1. Géologie structurale.....	26
1.2. Unités lithologiques.....	28
2. Le système karstique de Fontaine de Vaucluse	31
2.1. Contexte hydrogéologique.....	31
2.2. Contexte climatique.....	33
2.2.1. Station de suivi climatique et calcul de l'évapotranspiration	33
2.2.2. Bilan climatique de la région (entre 2004 et 2012)	34
2.2.3. Pluies efficaces entre mai 2004 et septembre 2012.....	34
3. Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB), accès unique à la zone non saturée	37

3.1.	Description du site et historique	37
3.2.	Intérêt scientifique du site	40
3.3.	Contexte hydrogéologique et pédologique	41
3.4.	Dispositifs de terrain et périodicité d'échantillonnage	43
B.	Méthodes de prélèvements	44
1.	Méthodes d'analyses hydrochimiques.....	44
1.1.	Mesures des paramètres physico-chimiques in-situ	44
1.2.	Mesures en laboratoire	44
1.2.1.	Anions	44
1.2.2.	Cations.....	45
1.2.3.	Carbone Organique Total (COT).....	45
2.	Echantillonnage et périodicité des prélèvements.....	45
Chapitre 2 : Caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée d'un système karstique		47
I.	Etat des connaissances hydrodynamiques et hydrochimiques de la zone non saturée du système karstique de Fontaine de Vaucluse	52
II.	Etude hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée.....	55
A.	Variabilité hydrodynamique des écoulements.....	55
B.	Conditions d'activation des écoulements	65
1.	Relations pluies-débits : variabilité temporelle	65
2.	Relation entre les précipitations et le nombre de points d'écoulement actifs.....	66
3.	Classification hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée	75
3.1.	Ecoulements lents.....	75
3.2.	Ecoulements rapides.....	79
3.3.	Ecoulements intermédiaires.....	79
C.	Organisation spatio-temporelle des écoulements au sein de la zone non saturée.....	81
1.	Caractérisation géologique des points d'écoulement	81
2.	Relation entre la fracturation et la localisation des points d'écoulement	87
3.	Relation entre la profondeur et la localisation des points d'écoulement	88
4.	Relation entre la fracturation, la profondeur et l'organisation spatiale des point d'écoulement	89
5.	Synthèse.....	93
D.	Schéma conceptuel hydrodynamique des écoulements au sein de la ZNS	95
III.	Etude hydrochimique des écoulements au sein de la zone non saturée.....	100
1.	Magnésium : source et variations théoriques	103
2.	Matière organique : sources et variations théoriques	105

3.	Chlorure, traceur conservatif	107
4.	Nitrate	107
5.	Sulfate, traceur de l'infiltration	108
6.	Bicarbonates, traceurs relatifs aux processus de dissolution	108
7.	Caractérisation hydrochimique globale des écoulements.....	108
8.	Evolution temporelle des signaux chimiques en fonction de la pluie efficace sur la période d'étude.....	115
8.1.	Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période sèche	118
8.2.	Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période de reprise	125
8.3.	Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période humide	134
8.4.	Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période sèche post-humide	142
8.5.	Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période sèche à événements extrêmes	146
9.	Différentiation des 3 types d'écoulements par traçage naturel.....	154
9.1.	Variation des teneurs en magnésium et en COT des écoulements lents.....	154
9.2.	Relations entre les variations en COT et en magnésium sur tous les écoulements durant la période d'étude	162
9.3.	Relation entre les variations des concentrations moyennes en magnésium et COT et les écart-types	169
10.	Les traceurs de l'infiltration	172
10.1.	Différentiation des écoulements avec le chlorure.....	172
10.2.	Différentiation des écoulements avec le sulfate	173
10.3.	Variations des concentrations en sulfates et en chlorures	174
11.	Traceur des conditions géochimiques : les bicarbonates	178
Chapitre 3 : Synthèse générale et implications pour la caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée		181
CONCLUSIONS GENERALES		197
Liste des figures.....		217
Liste des tableaux		222

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les aquifères karstiques se distinguent des autres aquifères par leur complexité structurale, hydrodynamique et hydrochimique. L'hétérogénéité spatio-temporelle des données climatiques d'entrées et du système karstique causent des processus d'écoulement non-linéaires, difficiles à modéliser. De plus, ces processus diffèrent selon qu'ils interviennent dans la zone vadose (constituée du sol, de l'épikarst et de la zone non saturée) ou dans la zone saturée.

La zone non saturée joue un rôle crucial dans la dynamique des aquifères karstiques, même si le fonctionnement de cette zone est encore mal compris. Le manque d'accès direct à la zone non saturée, autres que les cavités spéléologiques, dans lesquelles les réseaux d'écoulements sont déjà structurés, rend difficile la caractérisation de l'ensemble des processus hydrodynamiques et hydrochimiques qui s'établissent dans cette zone. Cette caractérisation est généralement effectuée de façon indirecte, par déconvolutions hydrodynamiques et hydrochimiques de mesures réalisées aux exutoires. Depuis deux décennies, ce genre d'approche a permis un réel progrès dans la compréhension du fonctionnement de la zone non saturée. Toutefois, des travaux récents menés au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel-Pays d'Apt (LSBB) (Garry et al., 2008; Blondel et al., 2010) ont montré qu'une approche à partir de mesures directes au sein de cette zone doit permettre de préciser/compléter la connaissance du rôle et du fonctionnement de cette zone non saturée.

Ce travail repose sur l'analyse de 8 années de chroniques hydrodynamiques et hydrochimiques, obtenues directement au sein de la zone non saturée durant des périodes climatiques contrastées. Ces mesures directes ont été réalisées dans une galerie souterraine, le LSBB. Cette galerie de près de 4 km de long s'enfonce sous la roche de 30 à 500 m de profondeur, et recoupe ainsi de façon arbitraire les réseaux d'écoulements au sein de la zone non saturée. Entre 2004 et 2012, les écoulements ont été suivis et caractérisés au niveau de 44 points d'écoulements répartis tout au long de la galerie.

L'objectif de ce travail est de caractériser le fonctionnement de la zone non saturée du karst : la répartition spatiale des écoulements et leurs activations sont-elles influencées par la géologie locale? Les écoulements rencontrés peuvent-ils être différenciés et caractérisés de façon hydrodynamique, hydrochimique et/ou par couplage de ces deux approches ?

Pour répondre à ces problématiques, ce travail s'appuie sur l'analyse individuelle, puis croisée, des données géologiques, hydrodynamiques et hydrochimiques. La finalité de ce travail est de proposer un schéma conceptuel du fonctionnement de la zone non saturée qui soit le plus générique possible. Ce schéma s'inscrit dans une démarche de caractérisation des processus hydrodynamiques et hydrochimiques qui s'établissent au sein de la zone non saturée, avec la définition d'un jeu indispensable de paramètres à toute modélisation.

Introduction

Une première partie de cette étude est consacrée à un rappel des particularités du milieu karstique et des principales approches hydrodynamiques et hydrochimiques utilisées pour caractériser les compartiments karstiques. Les caractéristiques du site d'étude, ainsi que les méthodes d'analyses mises en œuvre sont également présentées. Une deuxième partie s'attache à la caractérisation des écoulements selon le cadre géologique d'une part, et par les outils classiques de l'hydrogéologie karstique (études hydrodynamiques et hydrochimiques) d'autre part. La dernière partie présente l'analyse croisée des données et la synthèse de ces études. Ainsi les écoulements sont différenciés en trois composantes, les observations hydrochimiques confirmant les observations hydrodynamiques.

**CHAPITRE 1 : CARACTERISATION D'UN
SYSTEME KARSTIQUE : GENERALITES,
SYSTEME D'ETUDE ET METHODES
D'ANALYSES**

Chapitre 1 : Caractérisation d'un système karstique : généralités, système d'étude et méthodes d'analyses

I. Les aquifères karstiques

Afin de définir et de comprendre les processus hydrodynamiques et hydrochimiques qui ont lieu au sein de la zone non saturée des aquifères karstiques, ce chapitre présente ce type d'hydrosystème de façon générale : leur formation/genèse, leurs spécificités, leurs structures, et le fonctionnement de chaque sous-système pouvant constituer le karst.

A. Définition et généralités

Le mot « karst » vient du mot slovène « kras » qui désigne une région du nord-est de l'Adriatique, située entre le golfe de Trieste, la vallée la Vipava, la vallée de la Rasa et le secteur de Rečka (Bignot, 1972). Cette région est composée d'un plateau calcaire qui présente une morphologie bien particulière de vallées sèches et de dépressions fermées. Son sous-sol compte de nombreux gouffres, grottes et rivières souterraines.

Bakalowicz (1999) définit le karst de la manière suivante : « le karst est l'ensemble des formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution des roches carbonatées (calcaire, dolomie) par l'eau rendue acide par l'acide carbonique ; par extension l'ensemble des formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite) ». Les aquifères karstiques incluent toutes les entités géologiques karstifiées qui contiennent de l'eau souterraine (Perrin et al., 2003).

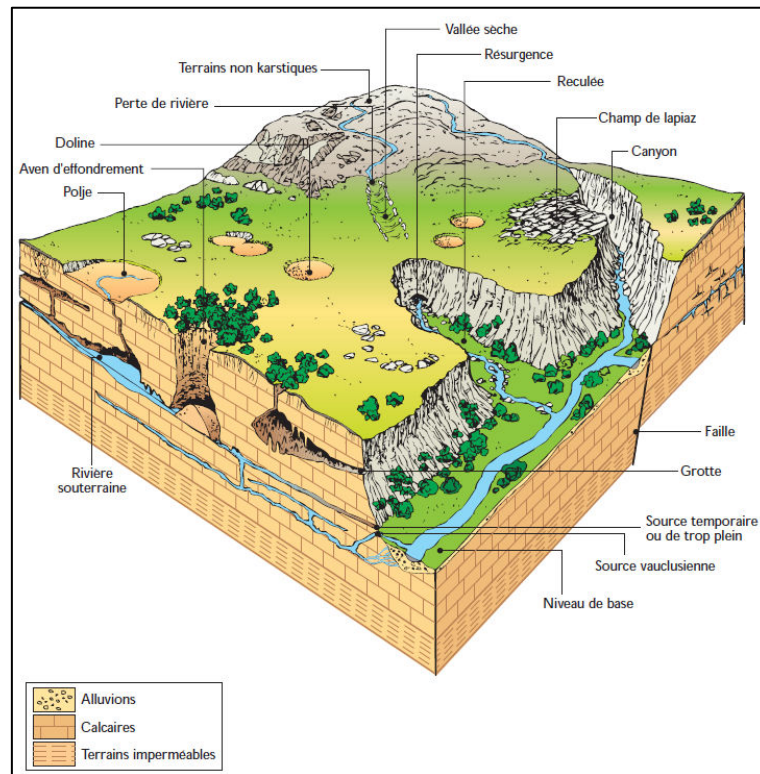


Figure 1-1 Schéma d'un paysage karstique (Bakalowicz, 1999)

A l'échelle mondiale, le karst affleure sur 10 à 15 % de la surface des continents (Gunn et Lowe, 2000 ; Ford et Williams, 2007) et 35 % du continent européen (Perrin et al., 2003). Les eaux souterraines karstiques représentent donc une ressource actuelle et future de première importance pour l'alimentation en eau potable de la population mondiale (Goldscheider, 2002).

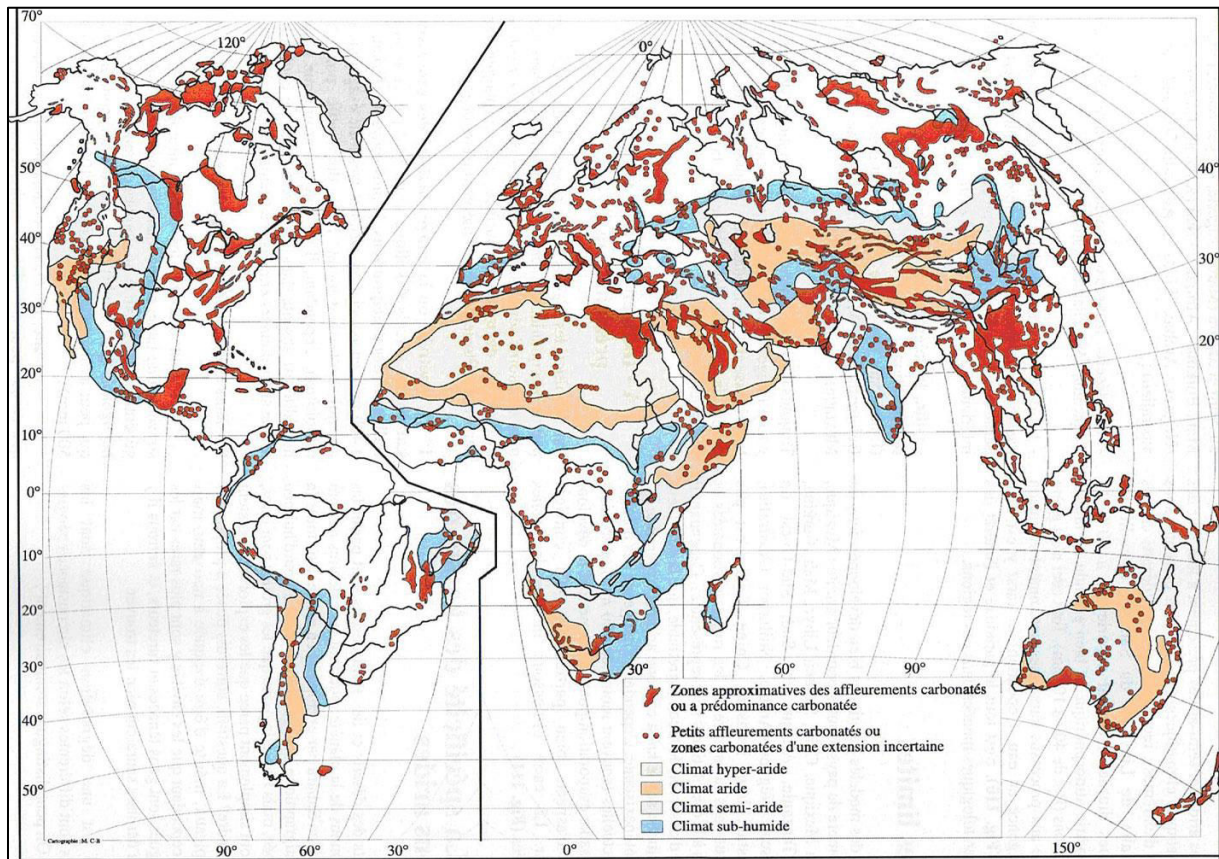


Figure 1-2 Répartition des karts dans le monde d'après Salomon (2005)

En France, le karst représente 35 % du territoire et fournit plus de 55 % d'eaux souterraines destinées à l'alimentation en eau potable (AEP). Des grandes villes sont même alimentées en totalité par ce type de ressources (Montpellier, Besançon ou Poitiers). Le karst donne naissance à des sources très importantes en terme de débits, pour n'en citer qu'une : la Fontaine de Vaucluse

B. Spécificités du karst

La principale caractéristique d'un aquifère karstique est l'organisation évolutive de son hétérogénéité. Ainsi pour un système karstique, il est quasiment impossible de définir un VER (Volume Élémentaire Représentatif), au même titre que pour un aquifère poreux ou fissuré. Les roches carbonatées étant solubles à l'eau, l'aquifère karstique est soumis à une évolution morphologique constante. Le processus de karstification entraîne l'élargissement des vides originels de façon hiérarchisée et l'augmentation de la porosité. L'organisation de cette hétérogénéité se traduit par le développement d'un réseau de conduits de perméabilité importante et de dimensions généralement inconnues. Ce réseau est compris dans un volume de roches fracturées de faible perméabilité et est connecté à un exutoire, le plus souvent une source karstique (Perrin et al., 2003). Selon Kiraly (1998), la dualité des aquifères karstiques est donc la conséquence directe de cette structure particulière :

- dualité des processus d'infiltration (infiltration lente dans les volumes à faibles perméabilités et infiltration rapide à travers les réseaux de conduits),
- dualité des conditions de décharge (écoulement diffus à partir des volumes à faibles perméabilités, débits importants à l'exutoire à partir des réseaux de conduits).

1. Propriétés structurales et physico-chimiques des roches karstifiables

1.1. Propriétés structurales des roches karstifiables

La circulation et le stockage des eaux souterraines dans un aquifère karstique sont conditionnés par l'agencement géologique de la fracturation de l'aquifère. Les caractéristiques litho-stratigraphiques de celui-ci déterminent sa géométrie, sa structure et ses propriétés hydrodynamiques et géochimiques :

- Fonction capacitive (ou réservoir) caractérisée principalement par la porosité matricielle ou de fracture selon l'aquifère, qui caractérise le stockage et contrôle le soutien des débits d'étiage
- Fonction transmissive avec la perméabilité qui conditionne l'écoulement de l'eau souterraine de la zone vadose jusqu'à l'exutoire,
- Fonction d'échanges caractérisée par les processus d'interactions physico-chimiques entre l'eau souterraine et la roche réservoir.

La porosité et la perméabilité du réservoir organisent la circulation des eaux souterraines et déterminent donc la morphologie et l'interconnexion des vides karstiques. Cependant, l'hétérogénéité du milieu et les propriétés physico-chimiques des roches karstifiables (carbonatées) peuvent faire évoluer ces deux paramètres (porosité et perméabilité).

1.2. Propriétés physico-chimiques des roches karstifiables

Les propriétés physico-chimiques des roches karstifiables sont caractérisées par :

- un comportement cassant, favorisant une tendance à la fracturation plutôt qu'une déformation plastique (comme les argiles sous des conditions de températures et de pression assez faibles),
- une faible solubilité du carbonate de calcium à la pression partielle de CO_2 atmosphérique ($p\text{CO}_2$) proche de 15 mg/l,
- une porosité primaire assez faible,
- une porosité secondaire importante résultant des fractures (fissures, diaclases, failles...) mais elle peut aussi tendre vers l'infini dans les drains karstiques.

Cependant, les propriétés physico-chimiques des roches carbonatées sont insuffisantes pour expliquer à elles-seules la mise en place de vides karstiques de grandes dimensions. Ils sont dus aux processus

d'érosion (mécaniques et chimiques) que subissent ces formations. Ils peuvent atteindre près de 15 % du volume du massif en général.

2. La karstification

2.1.Définition

La karstification englobe « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines d'une région karstique » (Gèze, 1973). Elle est la conséquence de la dissolution des carbonates et de l'érosion mécanique. Elle dépend de deux paramètres essentiellement :

- le potentiel de karstification, lié aux conditions climatiques ainsi qu'à la géométrie du réservoir et l'existence d'un gradient hydraulique,
- la structure interne du massif (lithologie, porosité, fracturation) car la karstification se développe le plus souvent dans la fracturation.

Le système karstique provient de la structuration spatiale et temporelle d'un ensemble de vides creusés à la faveur de discontinuités dans une masse rocheuse grâce à la dissipation d'énergie (Quinif, 1998). Cette dernière résulte de la transformation de 3 types d'énergie primaire dans le système : l'énergie mécanique, chimique et potentielle :

- l'énergie mécanique est la raison de la fracturation du massif, de la détente mécanique de certaines fractures et de la surrection du massif qui accroît l'énergie potentielle,
- la transformation de l'énergie chimique est la dissolution de l'encaissant avec production de solutés (HCO_3^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} , ...) et de matières solides comme les impuretés des carbonates : argiles, grains de dolomies, etc. l'intensité de cette transformation dépend du potentiel chimique à l'entrée du système (concentration de CO_2 et d'autres acides),
- la transformation de l'énergie potentielle comprend l'évacuation des produits de l'attaque chimique (solutés et matières solides) ainsi qu'une production de chaleur par la viscosité du liquide. Deux paramètres interviennent : la différence d'altitude entre entrée et sortie du système (correspondant à la charge hydraulique par rapport au niveau de base) et le débit d'eau qui transite dans le système.

2.2.Principe de la karstification

Dans les karsts classiques aussi appelés gravitiques par Mangin (1975), la circulation de l'eau par gravité au sein de l'encaissant carbonaté est le moteur de la karstification, ce qui permet son renouvellement une fois son pouvoir de dissolution épuisé.

L'existence d'un gradient hydraulique entre la zone de recharge et le niveau de base permet à l'eau de s'écouler. Ce niveau de base peut varier au cours du temps en fonction des mouvements tectoniques ou eustatiques.

Le processus de mise en place d'un karst est rapide à une échelle de temps géologique puisqu'il suffit de quelques dizaines de milliers d'années au maximum. Un réseau souterrain se met en place en se "basant" sur le niveau le plus bas pouvant servir d'exutoire dans les calcaires (niveau de base) dans le paysage, où apparaît la source. Mais les écoulements peuvent se produire à des niveaux inférieurs à celui de la source, en profondeur dans la formation géologique. De manière générale, le niveau de sortie des eaux souterraines, imposé par le point le plus bas à l'affleurement des roches carbonatées, règle la position des réseaux karstiques.

Cependant, après la mise en place du karst, le niveau de base peut s'abaisser, créant ainsi un nouveau réseau à une cote inférieure à celle du réseau karstique qui fonctionnait jusque-là (Figure 1-3). Dans ce cas, nous observons dans des grottes des niveaux superposés de galeries abandonnées par les eaux souterraines.

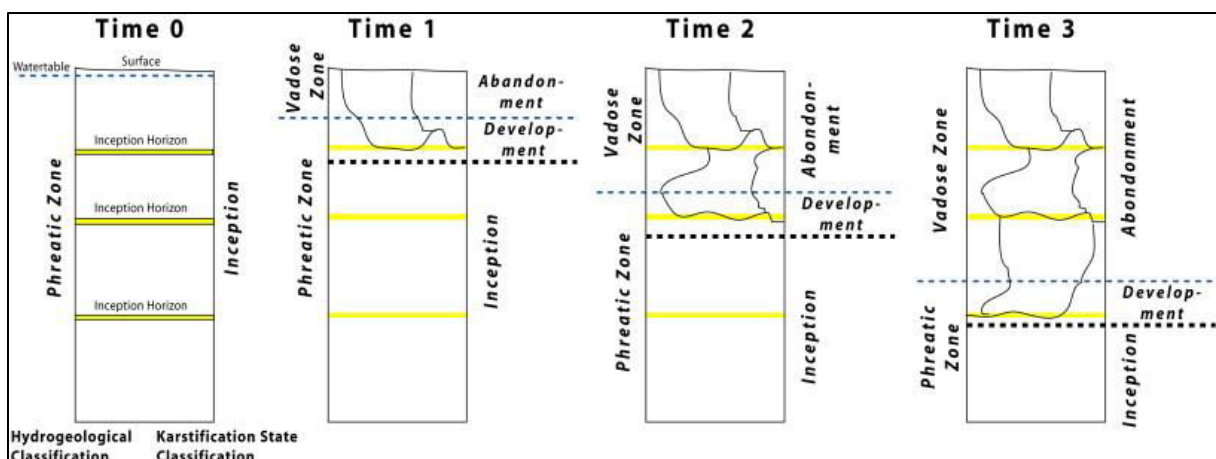


Figure 1-3 Développement spatial et temporel schématisé d'un système karstique d'après Filipponi (2009)

Il y a deux mécanismes qui peuvent expliquer des abaissements du niveau marin :

- **l'eustatisme** : l'augmentation des glaces continentales provoque principalement l'abaissement du niveau marin en immobilisant de l'eau douce et en diminuant le volume des océans. Ce phénomène est général à la planète et simultané sur tous les continents. Ainsi, les glaciations du Quaternaire (débutant à -1,75 Ma et finissant à -10 ka) ont provoqué des abaissements de l'ordre de 100 à 150 m du niveau marin. Le plus important fut au cours de la dernière glaciation, le Würm (entre -80 et -10 ka), avec un niveau bas à -120 m vers -20 ka. Des réseaux karstiques ont pu se développer sur ce niveau bas, mais seulement dans les régions où le climat n'était pas trop froid et permettait l'écoulement des eaux (régions méditerranéennes chaudes et régions tropicales). Ailleurs, le gel empêchait l'infiltration et donc les écoulements souterrains,

- **la tectonique des plaques** : en Méditerranée, au Messinien (-5,5 Ma, fin du Miocène), le détroit de Gibraltar, sous la poussée de l'Afrique, s'est refermé. Comme en Méditerranée, l'évaporation l'emporte largement sur les apports d'eau douce par les fleuves, le niveau de la mer, ne recevant plus l'eau de l'Atlantique, s'est abaissé très vite de plus de 1000 m. Ainsi, dans la région d'Avignon, le Rhône coulait environ 800 m sous son niveau actuel (Puig, 1987; Mocochain et al., 2006). Toutes les rivières avaient creusé des gorges très profondes qui ont ensuite été remplies de sédiments détritiques, surtout des argiles et des limons, après la remontée de la mer, environ 500 000 ans plus tard. C'est au cours de cet épisode Messinien (quand la vallée liée au bassin d'Apt au droit de Fontaine de Vaucluse était proche de -250 m NGF, période durant laquelle l'exutoire de Fontaine de Vaucluse pouvait être à -224 m NGF, que la karstification profonde s'est probablement développée. La transgression qui a suivi cette crise a ensuite favorisé le comblement de la vallée. Le système a dû trouver un nouvel exutoire qui correspond au point bas actuel d'affleurement des calcaires (Blanc, 1997).

L'eau qui circule dans ces réseaux karstiques s'est chargée en CO_2 pendant son infiltration dans le sol. Elle possède donc un potentiel de karstification (Bakalowicz et Jusserand, 1986) qui est défini par trois paramètres :

- un moteur de l'écoulement souterrain (charge hydraulique, fixée par la morphologie),
- un pouvoir de dissolution (fixé par le CO_2 dissous),
- une continuité hydraulique au sein du système karstique (si l'eau ne peut pas circuler, il n'y a pas de karstification possible).

Si l'un de ces trois paramètres est nul, le potentiel de karstification est nul.

Le principal phénomène à l'origine de la karstification est donc la dissolution de la roche par le CO_2 dissous dans l'eau, à condition qu'il en existe suffisamment et qu'il soit renouvelé.

Ce CO_2 dissous peut avoir plusieurs origines :

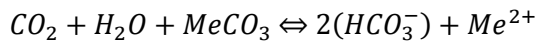
- il provient principalement de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique du sol par l'activité biologique et bactérienne,
- il provient aussi de la minéralisation de la matière organique au sein du système,
- dans certains cas il peut provenir d'une circulation d'air dans le sous-sol ou d'un dégazage profond et/ou volcanique.

D'autres facteurs interviennent également dans la dissolution des roches carbonatées, tels que la lithologie et la texture de la roche, la fracturation (qui permet le transport plus rapide en profondeur d'une pCO_2 importante).

Par définition, le pouvoir de dissolution dépend de la pluviométrie et de l'activité végétale de la région étudiée, le cycle du carbone est donc fortement influencé par le climat. Il sera toujours

nécessaire de connaître les conditions climatiques, hydrologiques et temporelles des phénomènes (échelle mensuelle, annuelle, pluri-annuelles) pour étudier un système karstique.

Une fois chargées en CO_2 , les eaux acides peuvent dissoudre les roches carbonatées suivant une interaction triphasique entre l'air, l'eau et la roche (Ford et Williams, 1989), résumée par l'équation suivante :



Où Me représente un cation divalent associé au carbonate, qui peut correspondre au magnésium ou au calcium.

La mise en solution du CO_{2g} du sol et la dissolution du calcaire entraînent la formation d'espèces carbonatées dissoutes (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}), dont la somme représente le Carbone Minéral Total Dissous (CMTD). Cette équation représente l'équation bilan du système calco-carbonique.

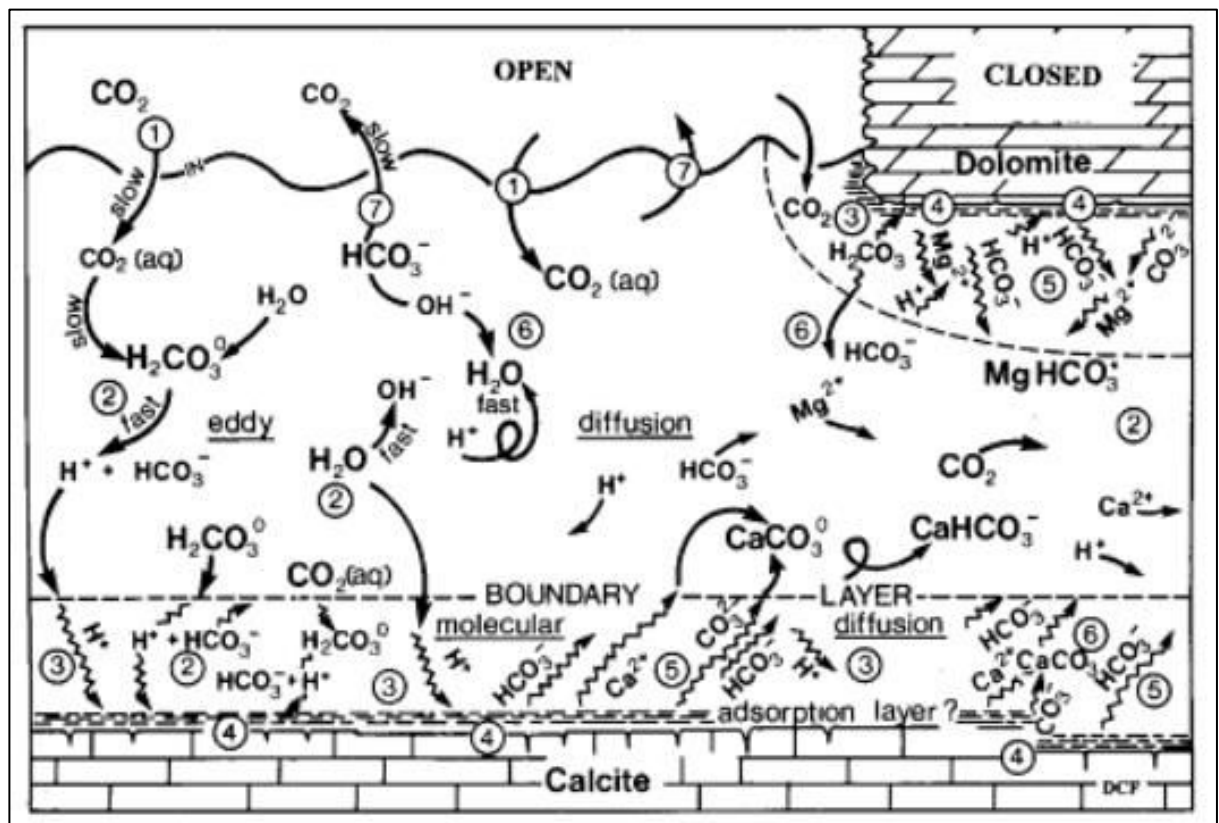


Figure 1-4 Espèces et réactions impliquées dans la dissolution de la calcite (Ford et Williams, 1989)

Classiquement, la dissolution d'un solide dans un fluide est composée de cinq étapes :

- Transport des réactifs vers la surface du solide
- Adsorption des réactifs sur la surface du solide
- Chaînes de réactions chimiques

- Désorption des produits de réaction
- Transport des produits de réaction loin de la surface du solide.

Le temps de mise à l'équilibre de l'ensemble du système sera conditionné par la vitesse de réaction la plus lente (étape limitante). La cinétique de dissolution peut être aussi contrôlée par le transport des réactifs (première et dernière étape) ou par les réactions de surface (étapes intermédiaires).

La circulation de l'eau dans l'aquifère grâce au gradient est définie comme une condition nécessaire à la karstification. La compétition entre la vitesse de dissolution et la dynamique des écoulements soulignent une autre particularité du phénomène de karstification : l'auto-organisation des vides favorisant une hiérarchisation de ceux-ci et l'élaboration d'un réseau de drainage souterrain (Bakalowicz, 1976).

L'état d'équilibre de la solution peut être décrit par deux paramètres, la pression partielle de CO₂ et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. En effet, l'étude de la pCO₂ et de l'indice de saturation est particulièrement bien adaptée pour une première approche hydrodynamique des systèmes étudiés :

- la pCO₂ équilibrante qui correspond à la pCO₂ d'une phase gazeuse fictive associée à la solution pour laquelle on suppose tous les équilibres du Tableau 1-1 atteints aux valeurs mesurées de pH et de HCO₃⁻ sur le terrain.

$$pCO_2 = \frac{aHCO_3^- \cdot aH^+}{K_1(T) \cdot KCO_2(T)}$$

Avec aHCO₃⁻ et aH⁺, activité des ions

K₁(T), constante de dissociation de H₂CO₃

KCO₂(T), constante de la loi de Henry.

- l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_{calcite}) ou dpH (pH_{mesuré} – pH_{calculé}) renseigne sur l'état d'équilibre des systèmes, donc sur les conditions d'écoulement existantes dans le milieu :

$$IS_c = \log[IAP(T)/Kc(T)] \text{ et } dpH = pH_{\text{mesuré}} - pH_{\text{calculé}}$$

avec : IAP (T), produit d'activité ionique (à la température de l'échantillon),

Kc (T), constante d'équilibre de la calcite (à la température de l'échantillon)

pH_{calculé}, pH à l'équilibre

$pH_{\text{mesuré}}$, pH mesuré sur le terrain.

Si $dpH = 0$, la solution est à l'équilibre

$dpH < 0$ ou $IS_{\text{calcite}} < 0$, la solution est sous-saturée et il y a dissolution des carbonates

$dpH > 0$ ou $IS_{\text{calcite}} > 0$, la solution est sursaturée et il y a précipitation des carbonates.

EQUILIBRES	CONSTANTES D'EQUILIBRES
Entre phase liquide et phase gazeuse	
Dissolution ou dégazage de CO_2 (1) $(CO_2)_{\text{gaz}} \rightleftharpoons (CO_2)_{\text{aq}}$	$K_H = \frac{(CO_2)_{\text{aq}}}{pCO_2}$
Dans la phase liquide	
Hydratation du CO_2 $CO_2 + nH_2O \rightleftharpoons (CO_2, nH_2O)$ Ionisations : (2) $(CO_2, nH_2O) + pH_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + H_3O^+ (n-p-1)(H_2O)$ (3) $HCO_3^- + H_2O \rightleftharpoons CO_3^{2-} + H_3O^+$	$K_1 = \frac{(HCO_3^-)(H_3O^+)}{(CO_2)_{\text{aq}}}$ <i>avec $pK_1 = 1,1 \cdot 10^{-4} \cdot T^2 - 0,012 \cdot T + 6,58$</i> $K_2 = \frac{(CO_3^{2-})(H_3O^+)}{(HCO_3^-)}$ <i>avec $pK_2 = 9,10^{-5} \cdot T^2 - 0,0137 \cdot T + 10,62$</i>
Formations des paires d'ions : (4) $HCO_3^- + Me^{2+} \rightleftharpoons MeHCO_3^+$ (5) $CO_3^{2-} + Me^{2+} \rightleftharpoons MeCO_3^0$	$K_3 = \frac{(MeHCO_3^+)}{(HCO_3^-)(Me^{2+})}$ $K_4 = \frac{(MeCO_3^0)}{(CO_3^{2-})(Me^{2+})}$
Dissociation de l'eau (6) $2H_2O \rightleftharpoons H_3O^+ + OH^-$	$K_e = (H_3O^+)(OH^-) = 10^{-14}$
Entre phase liquide et phase solide	
Dissociation ou précipitation du carbonate (7) $MeCO_3 \rightleftharpoons CO_3^{2-} + Me^{2+}$	$K_s = \frac{(Me^{2+})(CO_3^{2-})}{(MeCO_3)}$ avec, pour Ca^{2+} <i>$pK_2 = -13,87 + (3059/T) + (0,0435 \cdot T)$</i>

Tableau 1-1 Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique, d'après Olive (1976) et Bakalowicz (1982). Avec (X) = activité de X et T = Température en degré Celsius.

3. Notions de système ouvert et de système fermé

Un système est dit ouvert vis-à-vis d'un réservoir si les échanges de matière et d'énergie sont possibles avec l'extérieur et à condition que le réservoir soit reconnu comme infini vis-à-vis de l'élément du système considéré. Il peut s'agir d'un élément de la phase solide ou de la phase gazeuse (Clark et Fritz, 1997). Dans cette étude, un système ouvert ou fermé vis-à-vis d'une phase gazeuse (CO_{2g} du sol ou de l'atmosphère) sera considéré. Dans le cas où le système est dit ouvert sur le CO_{2g} , on considère alors que la phase gazeuse est infinie ce qui permet à la pression partielle du CO_2 dans la phase liquide (pCO_2) de se rééquilibrer avec celle de la phase gazeuse à tout moment, la loi de Henry fixant la valeur

de l'équilibre. Un système carbonaté est généralement toujours ouvert sur le carbonate CaCO_3 , mais les cinétiques sont tellement différentes que c'est l'ouverture vis-à-vis du CO_{2g} qui conditionne tous les processus.

Un système est dit fermé lorsqu'il n'y a plus aucun échange de matière possible avec celui-ci (Clark et Fritz, 1997). Cependant il ne faut pas confondre système fermé et système isolé. En effet, dans un système isolé tout échange de matière ou d'énergie est impossible (Wigley, 1975), alors qu'un système fermé sur le CO_{2g} du sol n'empêche pas les échanges entre les phases liquide et solide, puisque le système n'est pas fermé vis-à-vis de la matrice solide de l'aquifère. Dans ce cas, quand l'équilibre est atteint, nous obtenons :

$$(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-}) = \text{constante (Figure 1-5)}$$

Le système n'est alors plus tamponné, à la différence du système ouvert.

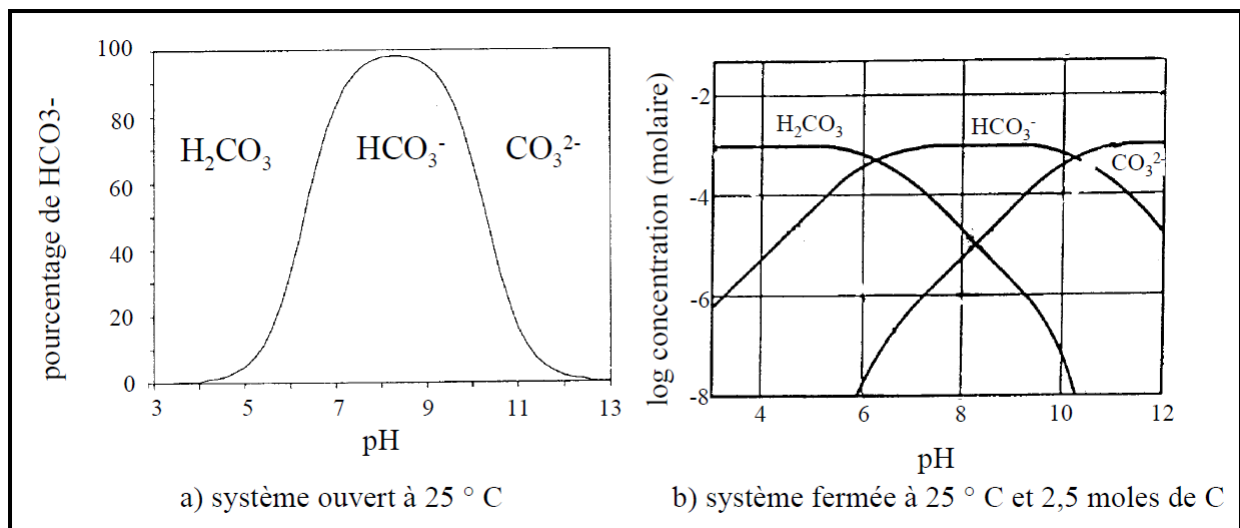


Figure 1-5 Répartition des espèces carbonatées en système ouvert ou fermé, d'après Stum et Morgan (1981)

Ces précédentes notions se réfèrent à des modèles théoriques idéaux avec lesquels les systèmes réels peuvent être comparés. La dissolution de la roche carbonatée débute généralement en système globalement ouvert dans la zone non saturée et continue en système fermé dans la zone saturée de l'hydrosystème karstique. Toutefois Garry (2007; 2008) a montré que même au sein de la ZNS les écoulements pouvaient évoluer en système fermé vis-à-vis de la phase gazeuse.

C.Structure et fonctionnement du système karstique

Cette partie décrit les systèmes karstiques et ses différents compartiments, ainsi que leur rôle dans le stockage et la circulation de l'eau. Les deux méthodes d'étude les plus répandues (études hydrodynamiques et hydrochimiques) sont également abordées.

1. Variabilité des systèmes karstiques

Il existe une grande variabilité des systèmes karstiques en raison de leur diversité de structures et de fonctionnements. Il est possible de classer les systèmes karstiques en fonction de la nature de leur impluvium et de la position de leur drain principal (état de karstification du massif) (Marsaud, 1996).

- Selon la nature de l'impluvium, il est distingué (Figure 1-6):
 - **Le karst unaire** pour lequel l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrain karstique. L'infiltration diffuse à l'échelle du massif peut être lente ou rapide (Bakalowicz, 1995).
 - **Le karst binaire** pour lequel l'impluvium est constitué de terrains karstiques et de terrains non karstiques imperméables. Le ruissellement sur les terrains non karstiques imperméables entraîne la concentration des écoulements avant infiltration dans le système. Ces eaux sont drainées par l'intermédiaire de pertes et favorisent le développement d'une structure de drainage dans le système. L'infiltration concentrée est assimilable à de l'infiltration rapide (Bakalowicz, 1995). Cependant, si les terrains non karstiques sont perméables, leur influence peut se traduire par un écoulement retardé qui perturbe le retour au débit de base suite à une crue (Soulios, 1991). Enfin, quand les eaux ruissellent en surface avant d'entrer dans le système, elles peuvent apporter des particules fines favorisant le colmatage ou modifiant la signature des eaux du système.

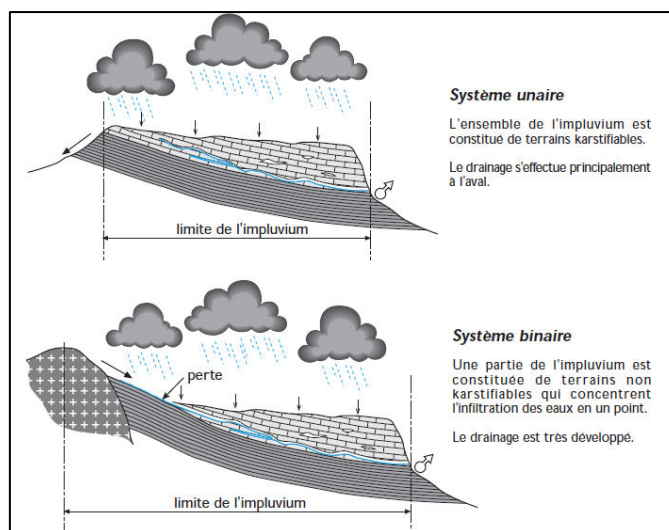


Figure 1-6 Représentation d'un système karstique unaire et binaire (Marsaud, 1996)

Plusieurs types d'infiltration peuvent être identifiés à la surface d'un même aquifère karstique. La Figure 1-7 donne une représentation synthétique de ces différents types d'infiltration. On distingue deux types d'infiltration concentrée : (i) les zones de pertes, dans ce cas la zone vadose peut être alimentée en continu et le débit d'alimentation varie en fonction des précipitations et (ii) les dolines et zones de lapiez, dans ce cas la zone vadose est alimentée uniquement en période de précipitation. Un karst de type unaire peut donc comporter des zones d'infiltration concentrée, par l'intermédiaire des dolines et zones de lapiez.

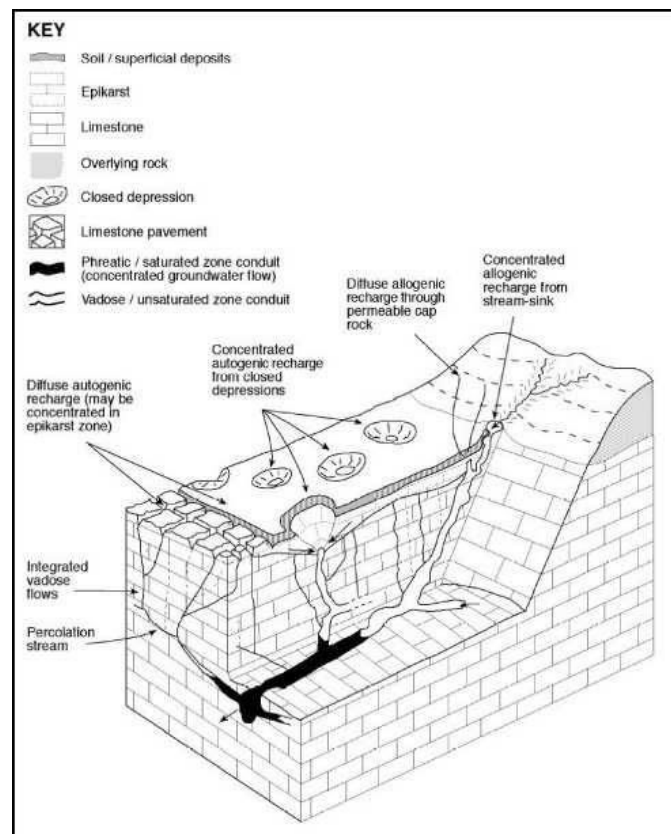


Figure 1-7 Les différentes configurations d'infiltration dans un système karstique (Goldscheider, 2004)

- Selon la position du drain principal (état de karstification du massif) il est distingué (Figure 1-8) :
 - **le kart Vaclusien**, pour lequel le drain principal se développe sous le niveau de base et de l'émergence (la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base). La Fontaine de Vaucluse a donné son nom à ce type de système. La structure de ce type de karst confère aux systèmes un potentiel de réserves noyées très important,
 - **le karst Jurassien**, pour lequel le drain principal se développe à hauteur du niveau de base et de l'émergence (le réseau de drainage s'organise à proximité de ce même niveau). Ces

systèmes ont par conséquent un potentiel de réserves noyées beaucoup plus réduit que les systèmes vaclusiens.

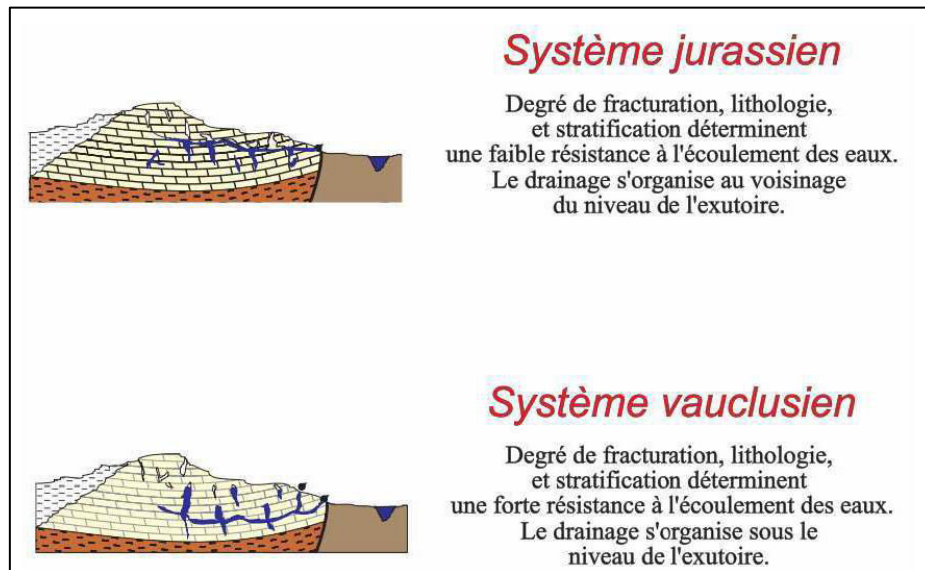


Figure 1-8 Représentation d'un système karstique jurassien et vaclusien (Marsaud, 1996)

Marsaud (1996) propose une classification des karsts en 3 types :

- Type 1 : karst pour lequel le développement de la karstification n'est pas suffisant afin que les écoulements se démarquent de ceux d'un système fissuré. L'absence d'organisation des écoulements se traduit par l'absence d'un exutoire principal individualisé au profit d'un nombre important de petites sources.
- Type 2 : karst classique qui comporte une organisation des écoulements et un étagement des différentes parties bien identifiées.
- Type 3 : karst non fonctionnel pour lequel la structure karstique, même si elle est présente et développée, n'est plus active. La faiblesse du potentiel hydraulique et de la vitesse des écoulements entraîne une homogénéisation des fonctions capacitatives et transmissives. Le système se comporte alors comme un milieu poreux homogène et continu. Ce type correspond aux karsts profonds des bassins sédimentaires et aux karsts fortement colmatés.

2. Caractérisation du système karstique

Mangin (1975) définit l'aquifère karstique comme « l'ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage ».

Il est communément accepté que la structure interne d'un système karstique s'organise verticalement en 2 sous-systèmes au sein desquels l'écoulement est structuré de manière différente (Figure 1-9):

- la zone vadose, qui regroupe :

- Le sol (qui peut être un impluvium karstique ou non), souvent d'épaisseur réduite mais il joue quand même un rôle essentiel dans le processus de karstification (cf partie 2.2).
- l'épikarst (EK), correspondant à la zone superficielle très perméable (zone de décompression) du massif karstique,
- et la zone non saturée (ZNS) ou zone de transmission, caractérisée par des écoulements diphasiques comprenant des cavités aérées, zones essentielles des activités spéléologiques,
 - la zone saturée (ZS) (ou zone noyée) dans laquelle les vides interconnectés sont remplis d'eau.

L'interface entre ces deux compartiments évolue au cours du temps et une surface libre peut exister. Cette zone de battement entre zone vadose et zone saturée est le siège d'une karstification importante.

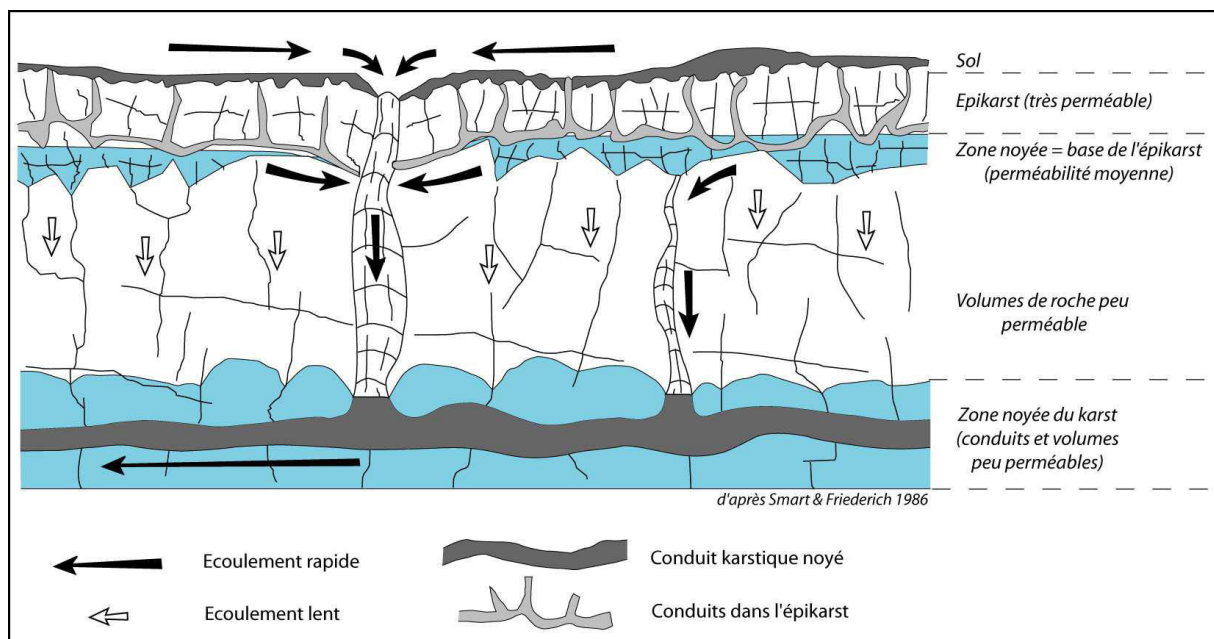


Figure 1-9 Les écoulements en système karstique d'après Charmoille (2005) (modifié d'après Smart et Friedrich, (1986))

Plusieurs modèles conceptuels de systèmes karstiques existent dans la littérature (Blavoux et Mudry, 1983; Drogue, 1992; Doerfliger et al., 1999; Lee et Krothe, 2001; Jukic et Denic-Jukic, 2009; Tritz et al., 2011) (Figure 1-9).

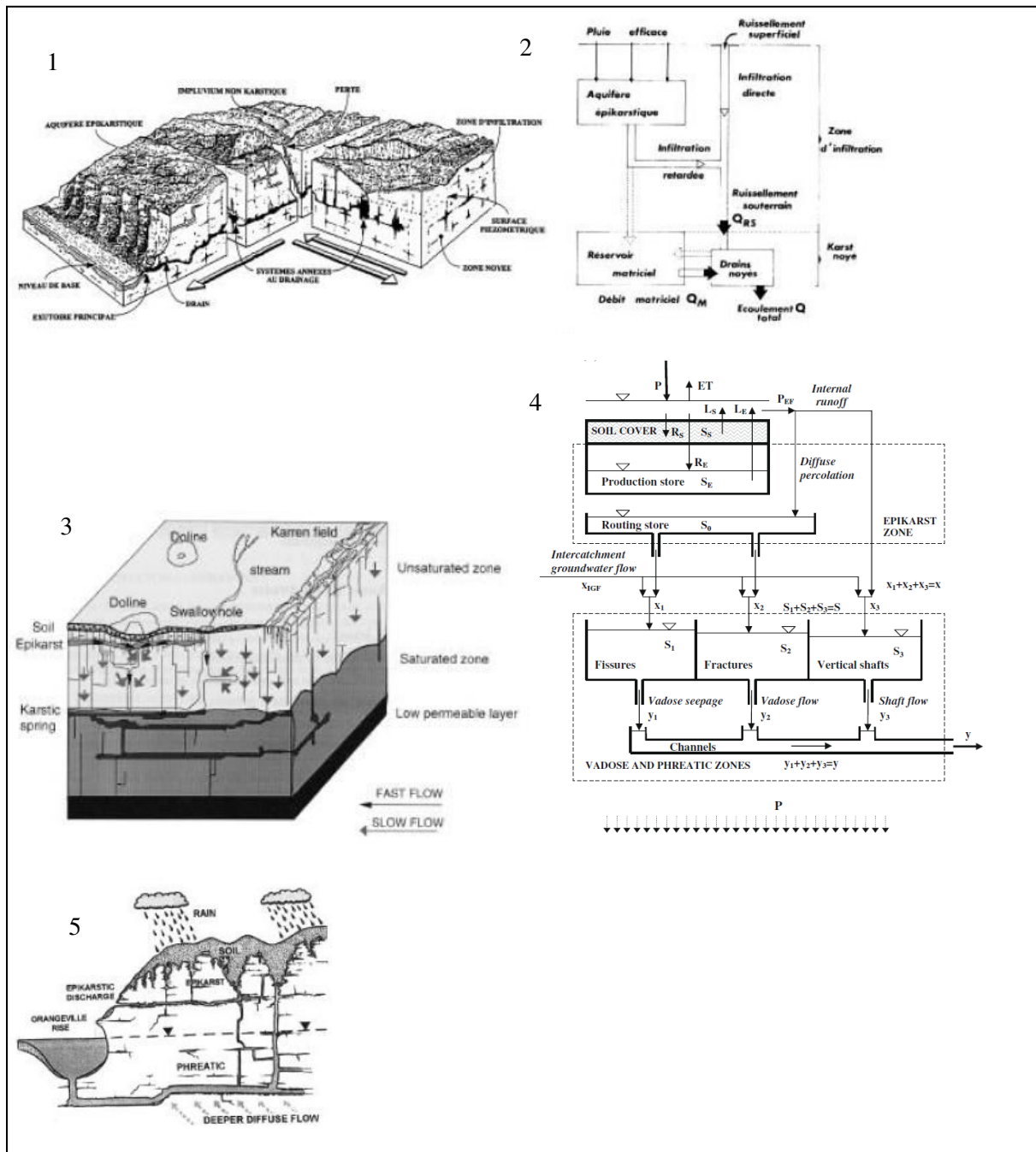


Figure 1-10 Modèles conceptuels d'aquifères karstiques (1 : Mangin, 1975 ; 2 : Blavoux et Mudry, 1983 ; 3 : Doerfliger et al., 1999 ; 4 : Jukic et Denik-Jukic, 2009 ; 5 : Lee and Krother, 2001)

Bien qu'une multitude d'approches aient été développées, la modélisation conceptuelle d'un système karstique est généralement abordée selon deux grands points de vue :

- **approche fonctionnelle** : initiée par Mangin (1975). A partir de l'analyse d'hydrogrammes (variations temporelles). Il considère le système comme une boîte noire, les données d'entrées et de sorties sont connues (Figure 1-11). Ces interprétations permettent de déduire des informations de paramétrisation du système (telles que les capacités de stockage, effet mémoire, degré de karstification, caractéristiques de l'infiltration). La définition du

fonctionnement s'appuie donc sur une démarche pluridisciplinaire : études physiques, hydrodynamiques, hydrochimiques, géomorphologiques... L'inconvénient de cette approche est que la validation n'est pas possible, les mécanismes réels restant inconnus.

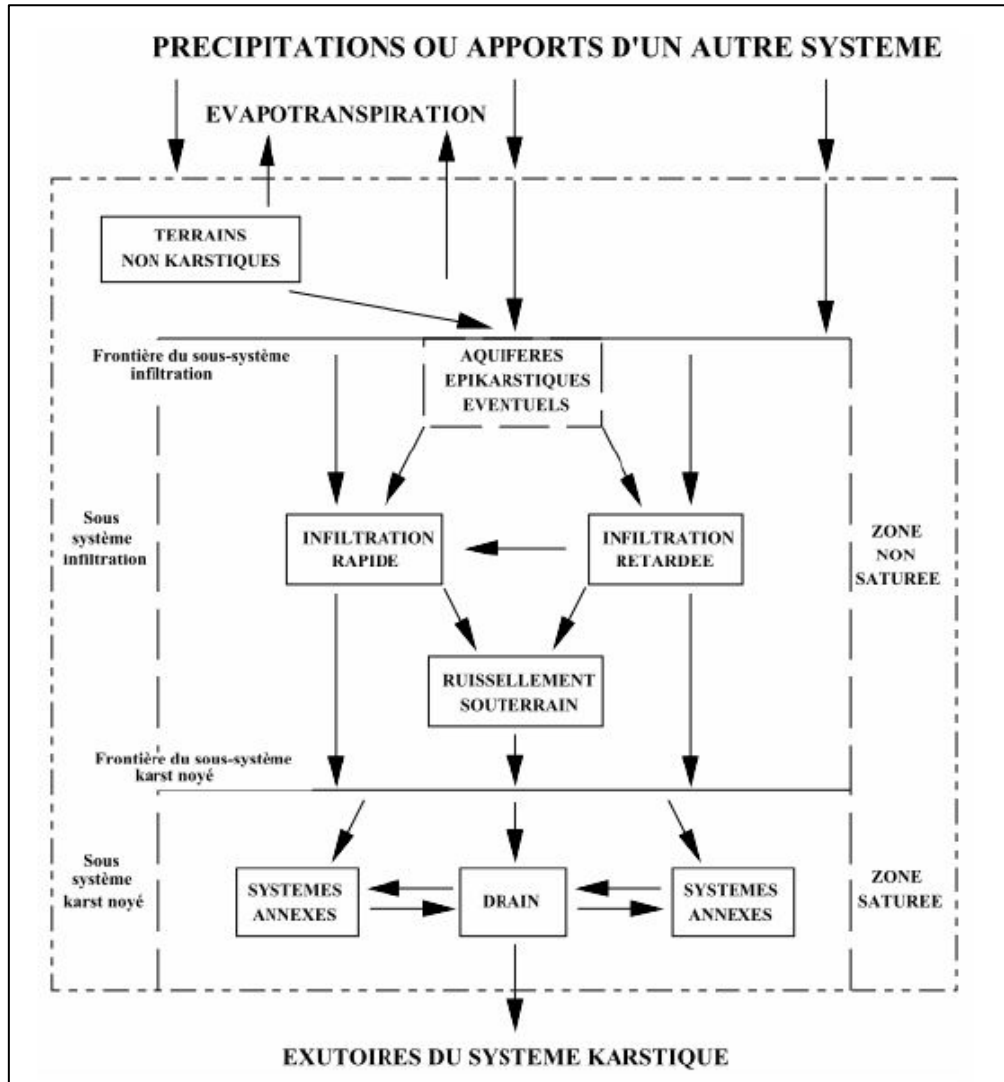


Figure 1-11 Schéma conceptuel de Mangin (1975)

- **approche structurelle** : développée par Drogue (1969, 1971) et Kiraly (1975). Le système karstique est représenté par un réseau de conduits (forte perméabilité) qui est inclut dans un milieu fissuré à faible perméabilité. Le schéma conceptuel de Drogue (1969) (Figure 1-12) est constitué de blocs fissurés séparés par des conduits permettant le drainage du système. Dans ce schéma on retrouve donc un bloc capacitif à faible drainage et fort volume (Low Permeability Volume) opposé à un drain transmissif à fort drainage et faible volume.

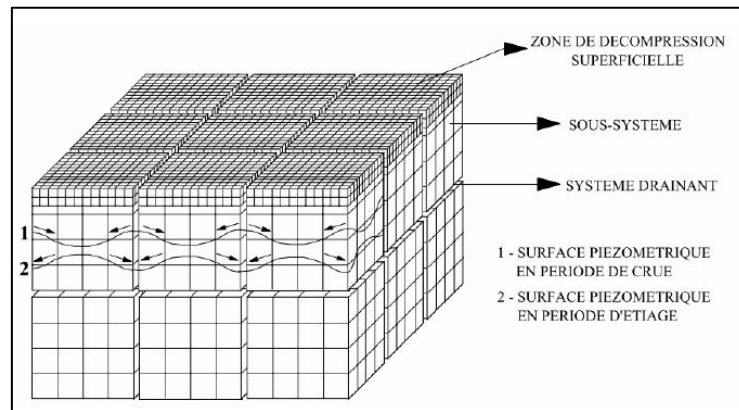


Figure 1-12 Schéma conceptuel du karst selon Drogue (1969)

Les drains alimentent les blocs lors des crues durant lesquelles la piézométrie est plus élevée dans les drains que dans les blocs. Lors des étiages, les blocs alimentent les drains, la piézométrie est donc plus haute dans les blocs que dans les drains.

Il a été admis récemment qu'aucune de ces deux approches n'est idéale, et il apparaît comme nécessaire de les combiner en fonction du problème à résoudre et des données disponibles. Au lieu de considérer l'une ou l'autre de ces approches, il est plus intéressant de considérer les outils les plus couramment utilisés pour la caractérisation d'un système karstique et de chaque sous-système, telles que les études hydrodynamiques et les méthodes de traçages naturels.

3. Sol

Le sol représente un lieu de production de CO_2 nécessaire à la karstification et il contrôle la recharge effective du système. Klimchouck (2004) propose une évolution de la relation entre le sol et le karst dans laquelle le sol se met en place aux premières étapes du développement du karst et joue un rôle important dans le fonctionnement du karst mature. Dans des stades ultérieurs, le sol peut être érodé par l'entraînement des particules fines dans le réseau de drainage, ce qui aboutit aux paysages de karst nus (barren karst). La présence d'un sol protège la roche de l'érosion directe par les facteurs climatiques. Son rôle est variable d'un site à un autre : (i) un sol imperméable concentre, par ruissellement, les eaux vers les entrées du système karstique, il peut agir en tant que réservoir et tamponner la chimie des eaux (Perrin et al., 2003), tandis que (ii) un sol perméable favorise une infiltration de l'eau sur toute sa surface.

4. Epikarst

4.1. Définition et rôle

La zone épikarstique (ou « subcutaneous zone » selon Williams (2008) correspond à la partie la plus superficielle de l'aquifère karstique et fait partie de la zone vadose. Son existence est le résultat d'une

décompression et d'une altération des roches qui lui confèrent une perméabilité sensiblement plus élevée, que celle de la zone non saturée sous-jacente (Klimchouk, 1997). L'épikarst est également plus impacté que la ZNS par les actions érosives des facteurs météorologiques et pédologiques. Les dépressions et fentes qui peuvent être créées dans la roche constituent des lapiez, dolines et avens, qui font parties de cette zone. Elles permettent l'infiltration de l'eau de pluie ou de ruissellement qui sera stockée de manière temporaire ou qui court-circuitera la zone vadose pour rejoindre la zone saturée via des conduits verticaux.

Le contraste de porosité entre l'épikarst et la zone non saturée est à l'origine de la formation d'aquifère épikarstique. La limite entre ces deux zones n'est d'ailleurs pas toujours définie par une transition nette.

Du fait de la proximité du sol, l'épikarst peut subir les influences des processus biogéochimiques (Blavoux et Mudry, 1986; Bakalowicz, 1995). Cette partie de l'aquifère va donc jouer un rôle important sur l'évolution chimique de l'eau par l'intermédiaire de deux mécanismes :

- Mise en solution du CO₂ présent dans la pédosphère,
- Evapotranspiration entraînant une reconcentration des éléments plus ou moins importante (notamment en ions chlorure et sodium) selon les temps de séjour.

L'épikarst joue un rôle tampon car il peut participer au stockage des premières pluies, après une saison sèche. Dans des systèmes karstiques pour lesquels l'épikarst existe, la répartition des vitesses de transit et d'infiltration de l'eau dans cette zone va conditionner l'organisation des écoulements dans le massif. Longtemps considéré comme influant sur les écoulements uniquement en période de forte crue, l'épikarst, tout comme l'ensemble de la zone non saturée participe à l'écoulement toute l'année, y compris pendant les périodes d'étiages (Lastennet, 1994; Emblanch, 1997; Perrin et al., 2003).

Kiraly (1998) a montré avec plusieurs modélisations numériques la nécessité de la présence d'une zone épikarstique qui concentre les eaux d'infiltration. Il met ainsi en évidence avec les hydrogrammes simulés trois composantes d'écoulement dans l'épikarst : « springflow », « baseflow » et « epiflow » (infiltration rapide concentrée). Un autre rôle majeur de l'épikarst est donc la concentration des écoulements, qui implique des circulations majoritairement latérales dans cette zone. Kiraly (1998) montre l'effet « cage de faraday » de l'épikarst : le signal d'entrée de l'épikarst par infiltration diffuse est concentrée vers des sorties ponctuelles, au niveau des fractures présentes dans la zone sous-jacente. Kiraly (2002) estime à près de 50 % la proportion d'écoulement concentré dans l'infiltration en provenance de l'épikarst.

4.2.Représentation de l'épikarst

Plusieurs auteurs ont tenté de schématiser l'épikarst (Mangin, 1975; Gouisset, 1981; Gunn, 1981; Williams, 1985; Klimchouk, 2000; Perrin et al., 2003) (Figure 1-13). Ces représentations ont en commun les caractéristiques suivantes qui sont résumées par Klimchouk (2000):

- la conductivité hydraulique verticale est importante et quasi-uniforme à la surface et à l'intérieur de la partie supérieure de l'épikarst, de sorte que l'infiltration diffuse domine,
- comme la densité des fractures et la karstification diffuse diminuent rapidement avec la profondeur, la conductivité hydraulique diminue également rapidement avec la profondeur,
- l'infiltration en entrée de l'épikarst est plus facile que le drainage à la sortie. Plus en profondeur, la percolation se fait principalement par les grandes fissures tectoniques qui sont éloignées et non uniformément distribuées.
- Par conséquent, le stockage des eaux souterraines peut se produire dans la zone épikarstique.
- Le contraste de perméabilité entre l'épikarst et les volumes peu perméables sous-jacents entraîne la formation d'un aquifère temporaire au sein de la zone épikarstique. L'eau s'infiltré alors vers la zone non saturée par les fissures.
- La composante latérale de l'écoulement est importante à la base de l'épikarst. L'eau stockée dans cette zone peut circuler latéralement vers le réseau de fissures verticales le plus proche.

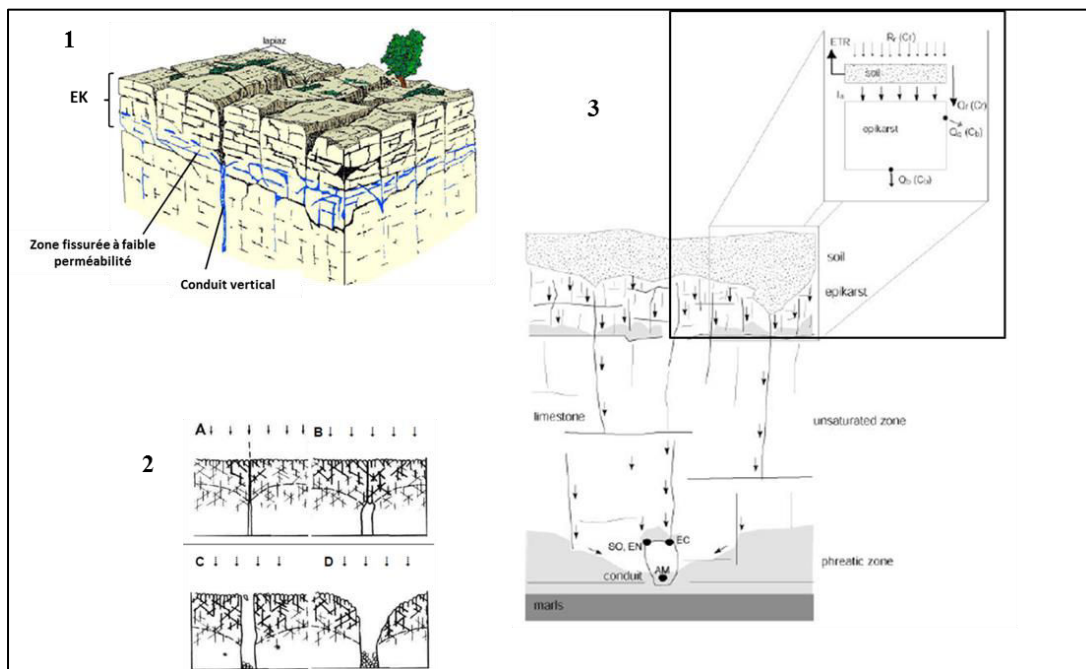


Figure 1-13 Représentations de l'épikarst (1 : Mangin (1975) ; 2 : Klimchouk (2000) ; 3 : Perrin et al. (2003))

5. Zone Non Saturée

5.1.Définition et rôle

La zone non saturée est surmontée par l'épikarst au sein de l'ensemble de la zone vadose. Elle se caractérise par un écoulement considéré essentiellement comme diphasique eau-air et son rôle majeur est de conduire les eaux vers la zone saturée. Les écoulements sont majoritairement verticaux. L'identification et la caractérisation directe des processus d'écoulement au sein de ce compartiment restent encore floues aujourd'hui à cause de la difficulté d'accès direct à ces écoulements.

- Dans la plupart des études sur la zone non saturée, il est rare de voir celle-ci considérée seule en tant que réservoir : Elle est quasiment toujours associée à l'un et/ou l'autre des deux réservoirs attenants, sol-épikarst (non saturés) et/ou zone saturée. Ces associations résultent le plus souvent d'un manque de données d'entrées et de sorties propres à cette zone. Pour la majorité des systèmes karstiques, il est donc difficile d'identifier des processus hydrodynamiques propres à cette zone. La bimodalité des processus d'infiltration, généralement appliquée à l'ensemble du système karstique, est appliquée au compartiment zone non saturée, faute de caractérisation directe des entrées et sorties de celui-ci. Ces deux processus sont les suivants :
- une infiltration lente et diffuse, retardée, à travers le réseau de fissures de petites tailles avec de fortes pertes de charges. Les vitesses d'infiltration sont variables d'un système à l'autre, elles peuvent être plus lentes ou plus rapides car chaque système est unique,
- une infiltration rapide, directe à travers les grandes discontinuités verticales ou sub-verticales (fractures, drains) ouvertes drainantes.

Enfin, cette zone peut atteindre une épaisseur considérable et jouer un rôle important dans la dynamique et le soutien d'étiage de certains systèmes karstiques (Puig, 1987; Lastennet, 1994; Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 2003; Garry, 2007). En effet, dans le cas d'un système karstique fortement hiérarchisé avec un épikarst et une zone non saturée développée, elle peut jouer un rôle capacitif. Lastennet (1994), Lastennet et Mudry (1997), Emblanch (1997), Emblanch et al (2006) et Mudarra et Andreo (2011) montrent qu'une part importante des écoulements à l'exutoire peut provenir de réserves présentes dans la zone non saturée, en tant que « réserves suspendues ». Cette participation intervient aussi bien en période de crue qu'en période d'étiage.

5.2.Représentation de la Zone Non Saturée

Plusieurs auteurs ont tenté de schématiser la zone non saturée grâce à des traçages naturels et artificiels et des observations dans des cavités naturelles. Une partie des toutes premières classifications empiriques des circulations d'eau dans la zone vadose a été faite par Gunn (1981),

Chapitre 1 : Caractérisation d'un système karstique : généralités, système d'étude et méthodes d'analyses

Friederich et Smart (1982), Smart et Friederich (1986) et Pronck (2009). La Figure 1-14 montre quelques représentations conceptuelles de la zone non saturée.

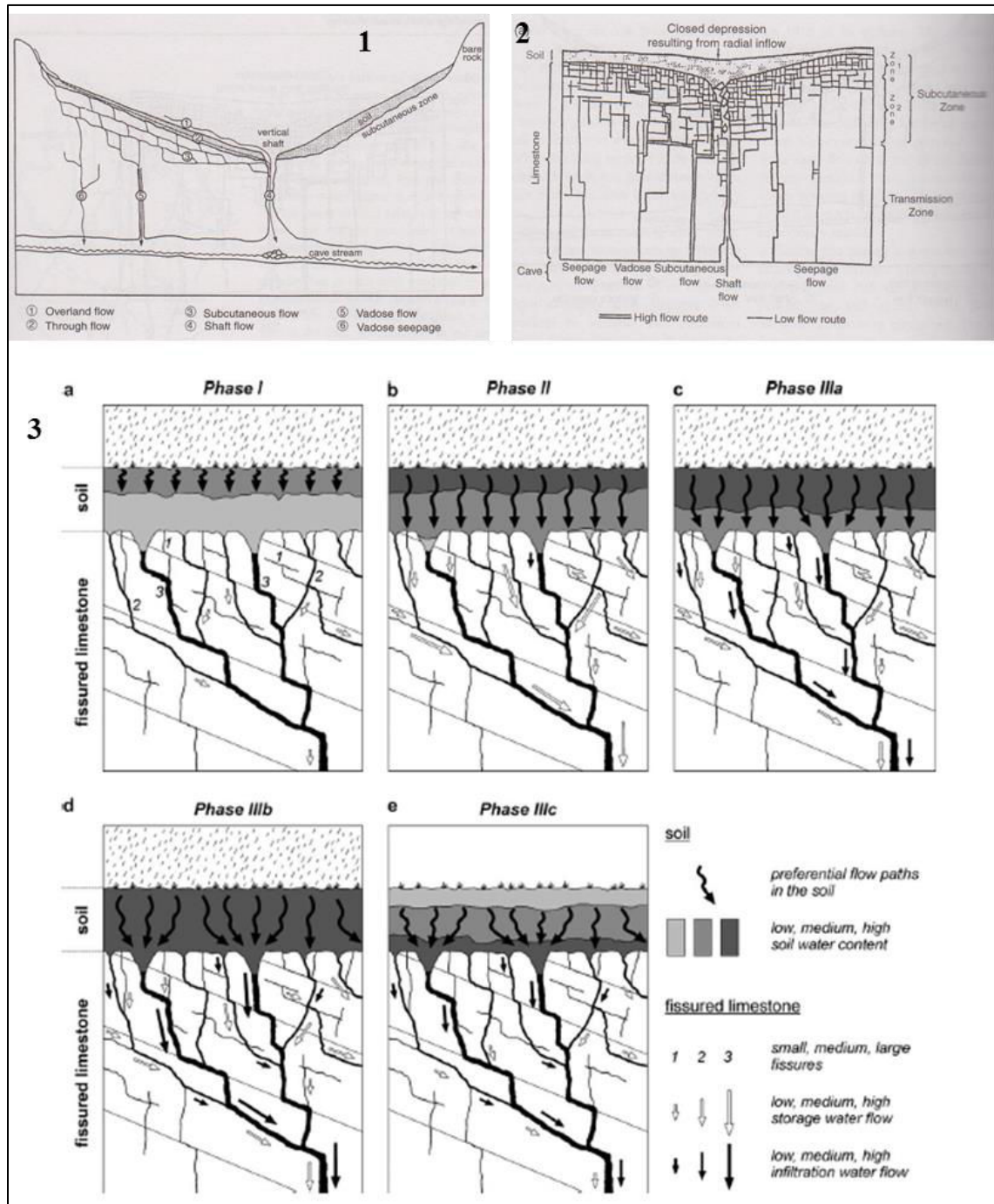


Figure 1-14 Représentations de la zone non saturée (1 : Gunn, 1981; 2 : Smart et Friederich, 1987; 3 : Pronck, 2009)

6. Zone Saturée

La zone saturée est organisée en un réseau de drains ou axes de drainage (composant l'ossature du système) interdépendants qui assure la fonction transmissive et autour duquel sont réparties des réserves dans lesquelles l'écoulement est lent et qui assurent quant à elles la fonction capacitive. Ces drains peuvent se développer soit dans la partie supérieure du karst noyé (karst jurassien) soit dans la partie inférieure, sous le niveau de l'exutoire (karst vauclusien). Les écoulements dans la zone saturée sont organisés et hiérarchisés pour aboutir à un exutoire principal voire unique quand le système est à l'équilibre. La structure et la hiérarchisation de la zone saturée favorisent la création des vides à l'aval du système (Pulido-Bosch et Castillo, 1984; Birk et al., 2004). Le rôle capacitif du réseau fissural ne doit pas pour autant être négligé. Autour du drain principal coexistent d'une part des vides servant de réservoirs, connectés avec des pertes de charges très variables et souvent assez élevées et d'autre part une fracturation qui peut être drainée plus difficilement, mais constituant des réserves importantes.

II. Site de recherches – Méthodes d'analyse et de prélèvements, précision et validation

A.Site de recherches, le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit

Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) se situe au Nord de Rustrel, village situé en bordure sud du plateau d'Albion, à 10 km environ d'Apt (Figure 1-15). La galerie a été creusée dans le massif rocheux de la Grande Montagne, qui constitue une partie de la bordure sud du Plateau d'Albion, au sein de la zone non saturée du système karstique de Fontaine de Vaucluse.

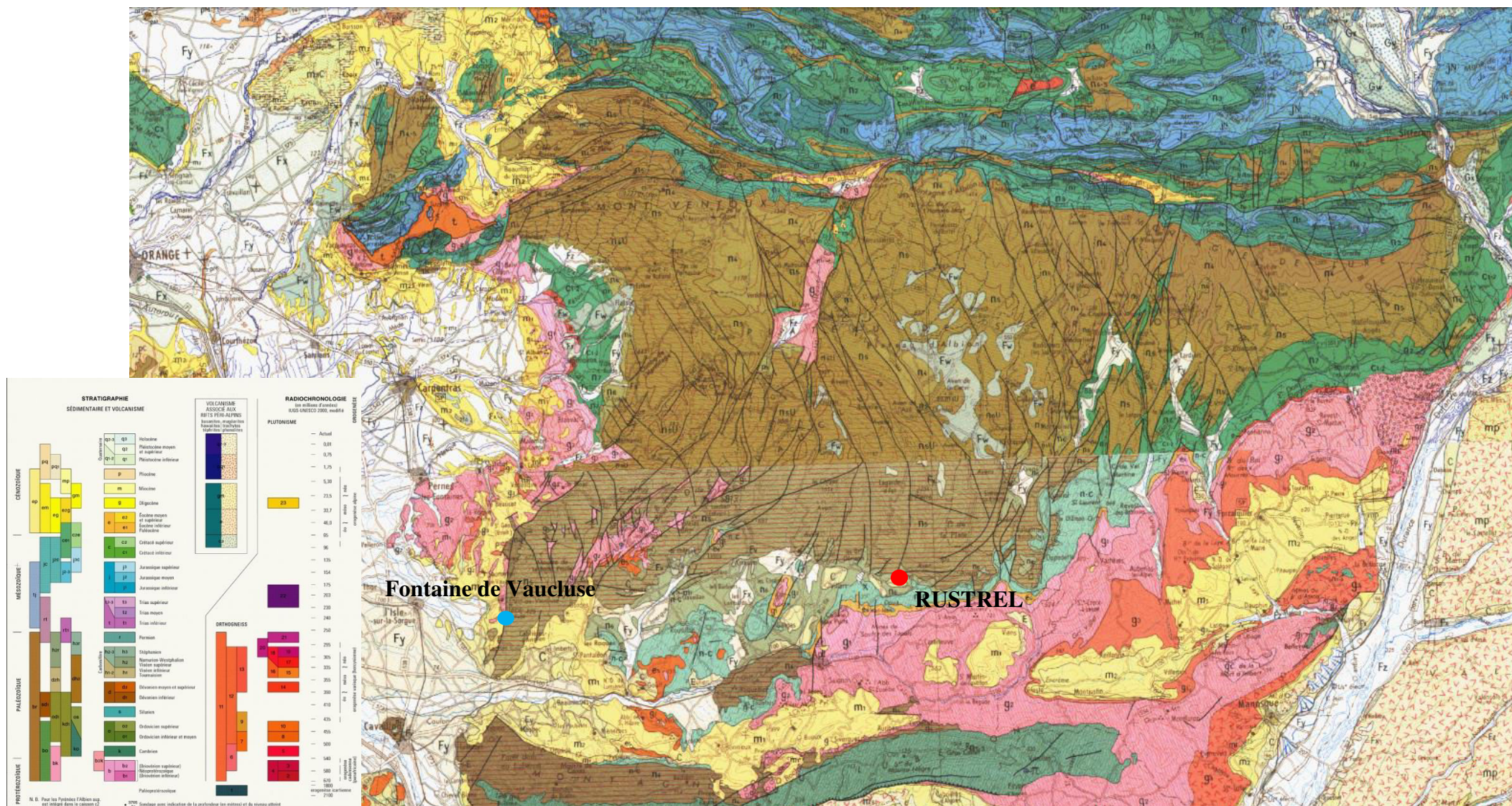
1. Contexte géologique

La géologie de la région a été décrite dans de nombreux travaux géologiques et hydrogéologiques notamment : Masse (1968, 1972), Villeger (1984), Malzieu (1987), Puig (1987) et Couturaud (1993). La carte géologique est présentée en Figure 1-15.

1.1.Géologie structurale

Cette région peut se diviser en plusieurs zones d'allongement est / ouest suivant des contrastes topographiques qui sont eux-mêmes dus à des contrastes géologiques (Puig, 1987). Ainsi, nous distinguons du Nord au Sud : la chaîne septentrionale (Chaîne Ventoux – Montagne d'Albion – Lure), le flanc sud de la chaîne, le synclinal d'Apt et le Luberon. Les deux coupes (Figure 1-16) permettent de visualiser ces structures.

- **La chaîne septentrionale** est formée par des écaillés chevauchant vers le Nord les Baronnies. L'écaille, constituant le flanc nord de la chaîne, amène une structure anticlinale sur une structure synclinale. Ces deux plis sont en dévers vers le Nord. C'est dans cette région qu'affleurent les terrains les plus anciens : le Jurassique Supérieur et le Néocomien.
- **Le flanc sud de la chaîne** correspond à une grande dalle pseudo-monoclinale chevauchant les écaillés du flanc nord. Ce monoclinale est constitué par les terrains du Crétacé. Plusieurs structures tectoniques affectant cette dalle sont à prendre en compte :
 - les failles de Saint-Gens et Fontaine de Vaucluse abaissent la terminaison périclinale occidentale du plateau de Vaucluse sous le bassin tertiaire de Carpentras.
 - le fossé de Sault d'orientation NNE-SSO sépare le Mont Ventoux et la Montagne d'Albion. Il s'agit d'un fossé d'effondrement.



- **Le synclinal d'Apt** est dans la continuité du flanc sud de l'anticlinal déversé du Mont Ventoux, assimilé à un pseudo monoclinal. Son cœur est rempli par les terrains de l'Albien-Cénomaniens et du Tertiaire. L'Albien-Cénomaniens est constitué par les fameux sables ocreux dont les anciennes carrières de Roussillon et de Rustrel ont été transformées aujourd'hui en d'importants sites touristiques.
- **Le Luberon** est une structure anticlinale déversée vers le Sud et qui chevauche vers le Sud les terrains tertiaires. Il est coupé en deux par la « combe » de Lourmarin qui est une zone de fractures limitée au Nord et au Sud par les accidents chevauchants.

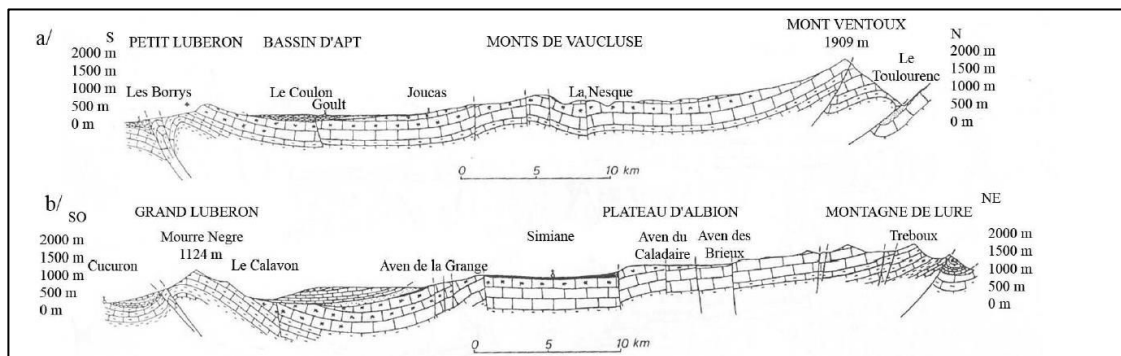


Figure 1-16 Coupes géologiques. a) du Petit Luberon au Mont Ventoux b) du Grand Luberon à la Montagne de Lure (Puig, 1987)

1.2. Unités lithologiques

Classiquement, trois grands ensembles sont distingués, du plus ancien au plus récent:

- le Valanginien – Hauterivien Inférieur,
- l'Hauterivien Supérieur – Barrémien – Bédoulien,
- le Gargasien – Crétacé Supérieur (Figure 1-17 et Figure 1-18).

Valanginien – Hauterivien Inférieur :

Le Valanginien, dont l'épaisseur est variable (environ 200 m), est essentiellement marneux voire marno-calcaire et se caractérise par la présence de fossiles pyriteux. L'Hauterivien présente une série puissante formée à sa base par des alternances de marnes et de marno-calcaires pour finir dans la partie supérieure par des calcaires. Cette dernière série atteint une épaisseur de 670 m sur le versant nord du Ventoux (Puig, 1987). Cette formation caractérise le mur de l'aquifère karstique de la région. Toutefois, la fracturation observée à l'intérieur de ces séries ne permet pas de localiser avec précision la limite étanche.

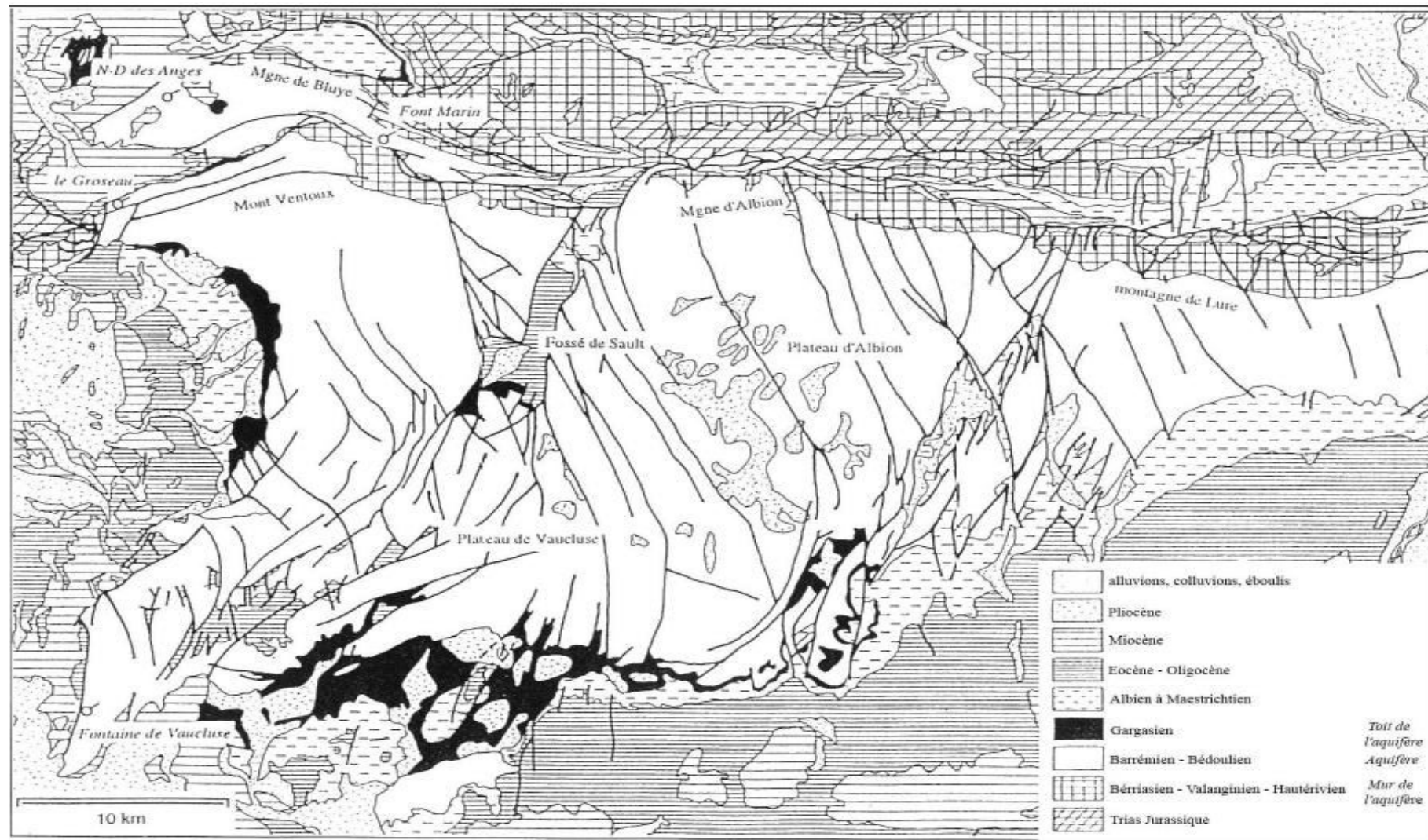


Figure 1-17 Contexte géologique (Couturaud, 1993)

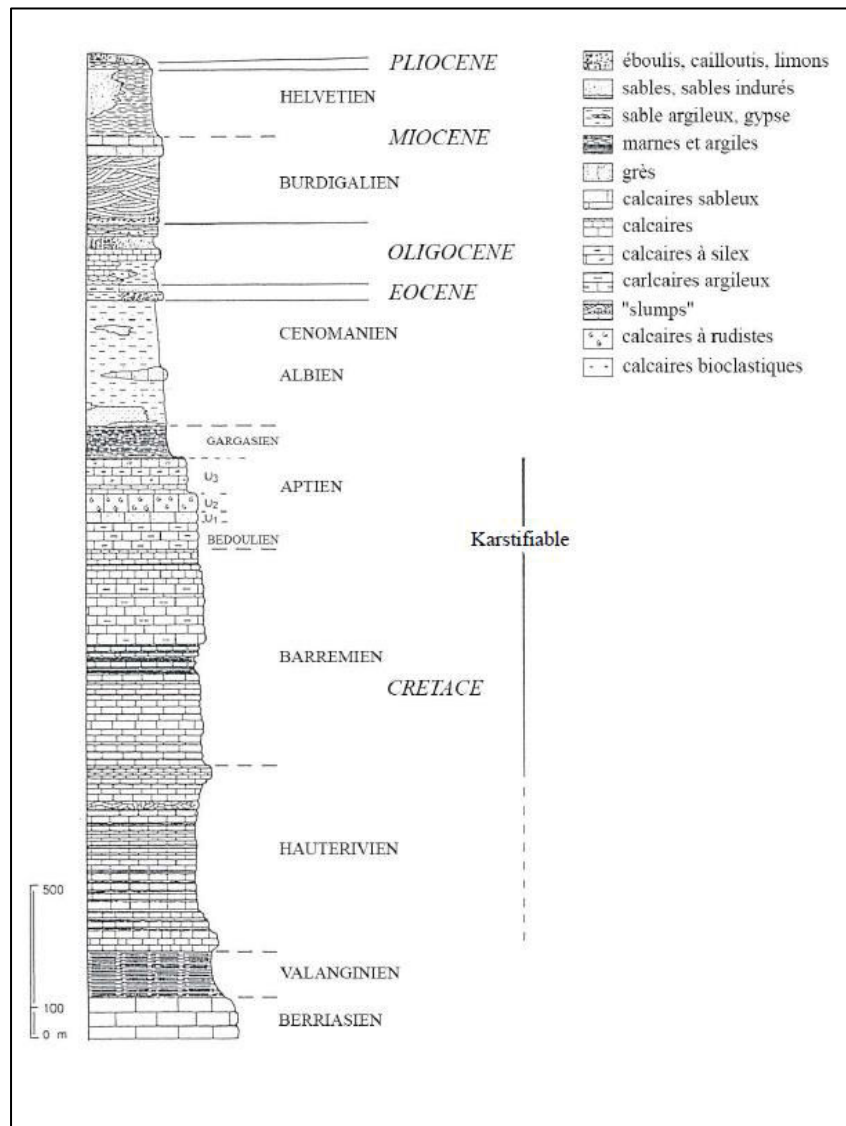


Figure 1-18 Coupe lithostratigraphique (Puig, 1987)

Hauterivien Supérieur – Barrémien – Bédoulien :

Cet ensemble de séries, à forte dominante calcaire (avec de rares intercalations marneuses pouvant entraîner localement la formation de nappes perchées), constitue l'ossature de la région. Ces dépôts peuvent atteindre une épaisseur de 1500 m.

L'Urgonien, appartenant dans notre secteur à ces étages géologiques, est un des faciès caractéristique de ces calcaires et se compose de calcaires bioclastiques inférieurs (U1), de calcaires à Rudistes (U2) et de calcaires bioclastiques supérieurs à silex (U3). Ces dépôts forment un ensemble diachronique qui s'étend de l'Hauterivien Inférieur à l'Aptien Inférieur (Bédoulien). Dès son émergence au Crétacé, cette puissante formation calcaire fera l'objet d'une intense karstification, conduisant à la formation du système karstique de la Fontaine de Vaucluse. (Puig, 1987).

Gargasien – Crétacé Supérieur :

Ces formations, que l'on trouve principalement sur les pourtours des reliefs ou dans les zones effondrées, sont représentées par des marnes dont l'épaisseur varie de 50 à 200 m. Elles constituent le toit de l'aquifère et jouent un rôle très important car elles permettent notamment dans le synclinal du Toulourenc, où les marnes du Gargasien surmontent le Bédoulien, de mettre en charge une partie de l'aquifère karstique (forage artésien de Veaux). Au Crétacé Supérieur, la sédimentation devient terrigène annonçant l'émersion de la région. Cette unité, d'une épaisseur variant de quelques mètres à 800 m, est de nature sablo-marneuse. Dans la région d'Apt, cette formation est réduite à quelques dizaines de mètres et montre des phénomènes d'altération consécutifs à l'émersion de la région à partir du Cénomaniens Moyen (Puig, 1987) qui ont permis la formation des ocre.

2. Le système karstique de Fontaine de Vaucluse

2.1. Contexte hydrogéologique

Situé dans le Sud-Est de la France, à environ 30 km à l'Est d'Avignon, l'aquifère karstique de la Fontaine de Vaucluse, comprenant notamment le Plateau d'Albion, le Mont Ventoux et la Montagne de Lure, possède un bassin d'alimentation d'environ 1115 km² et son exutoire principal est la Fontaine de Vaucluse (Puig, 1987). L'altitude de ce bassin varie de 84 m pour l'exutoire à 1912 m pour le sommet du Mont Ventoux avec une moyenne pondérée pour la zone vadose de 870 m. Les précipitations moyennes annuelles s'échelonnent de 700 mm pour Gordes (altitude 370 m) à 1300 mm pour la crête du Ventoux (altitude 1912 m) et les températures moyennes annuelles de 12,6 °C pour Gordes à 6 °C au Chalet Reynard sur le Mont Ventoux (altitude 1440 m). Du point de vue géologique, ce karst s'est développé dans les calcaires Hauterivien et Urgonien (Barrémo-Bédoulien) pouvant atteindre une épaisseur de 1500 m. La zone non saturée de ce système présente la particularité d'être très épaisse avec une moyenne de 800 m (Puig, 1987). La structure de cet aquifère peut être considérée comme une vaste dalle monoclinale avec un pendage de 15° vers le SW, affectée par de nombreux accidents N-S et NE-SO.

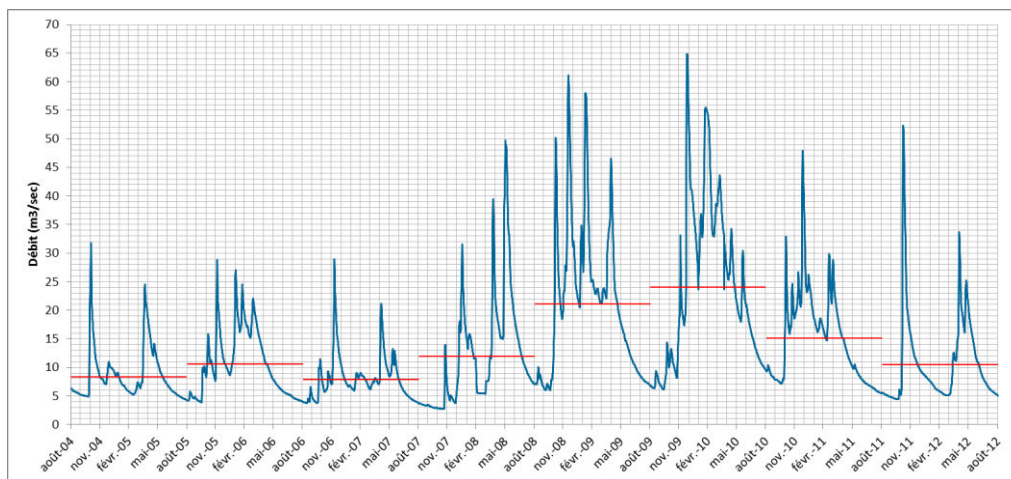


Figure 1-19 Débits moyens journaliers de la Fontaine de Vaucluse entre août 2004 et août 2012

Les débits de la Fontaine de Vaucluse ($23 \text{ m}^3/\text{s}$ en moyenne sur 30ans (Cognard-Plancq et al., 2006), suivis régulièrement depuis 135 ans (de janvier 1877 à aujourd'hui) mais avec un pas de temps et une fiabilité variable jusqu'en 1966, et la surface de son bassin d'alimentation font de cette source karstique l'une des plus remarquables d'Europe. Entre août 2004 et août 2012 (Figure 1-19), période sur laquelle les processus hydrodynamiques et hydrochimiques sont étudiés dans cette thèse, le débit journalier minimum moyen mesuré est de $2,74 \text{ m}^3/\text{s}$ le 18 novembre 2007 (débit minimum historique en 135 ans de chronique) contre $69,9 \text{ m}^3/\text{s}$ le 26 décembre 2009 (le débit journalier maximum mesuré entre 1994 et 2012 est de $85 \text{ m}^3/\text{s}$ le 11 janvier 94). De plus, sur cette même période, la moyenne des débits enregistrés à la Fontaine de Vaucluse est de $13,72 \text{ m}^3/\text{s}$.

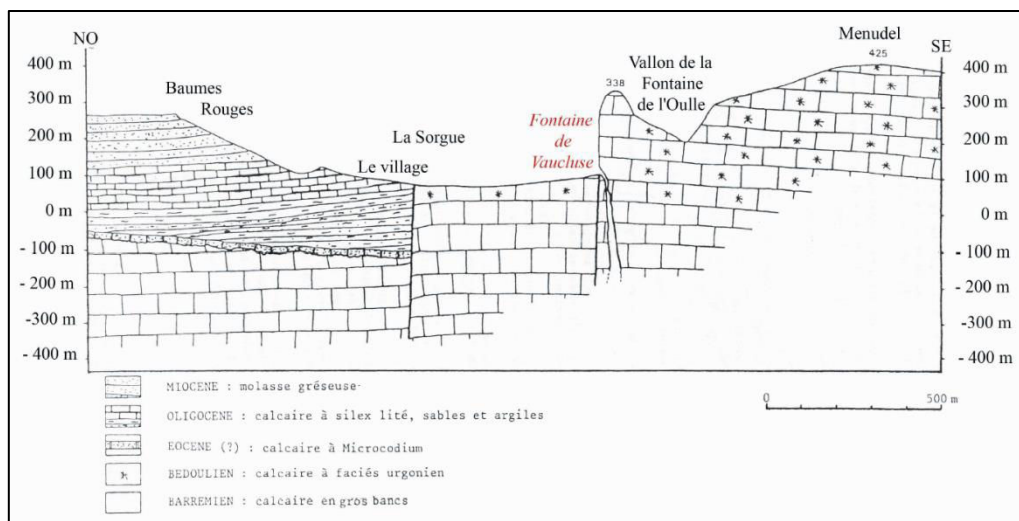


Figure 1-20 Coupe géologique passant par la Fontaine de Vaucluse (Puig, 1987)

L'émergence de la Fontaine de Vaucluse (Figure 1-20) se fait à la faveur de la grande faille subméridienne, séparant la terminaison ouest des Monts de Vaucluse du bassin tertiaire de Carpentras. Elle se présente au pied d'un escarpement calcaire de 200 m sous la forme d'une large vasque qui s'ouvre à l'amont d'un talweg chaotique, dans lequel des griffons s'échelonnent sur plusieurs centaines de mètres, en rive droite. Au-dessous de la cote 83 m, les émergences sont pérennes. Pour des débits supérieurs au débit minimum observé, des sorties étagées entre la cote 83 m et le seuil de débordement de la vasque, 105,5 m, entrent successivement en action. Le débordement se produit pour des débits supérieurs à $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Un certain nombre de reconnaissances par plongées humaines ou par des appareils ont permis d'explorer le conduit noyé jusqu'à une profondeur de 308 m soit 224 m sous le niveau de la mer (Staigre, 1983).

2.2.Contexte climatique

2.2.1. Station de suivi climatique et calcul de l'évapotranspiration

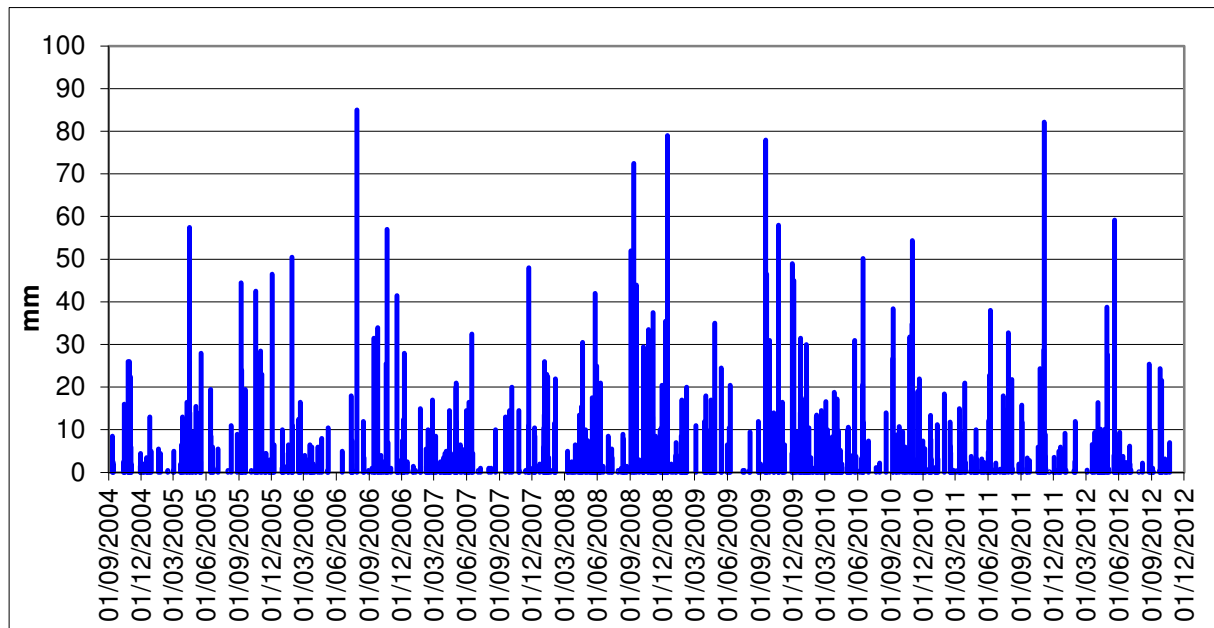


Figure 1-21 Pluviométrie journalière brute de Saint Saturnin lès Apt, entre septembre 2004 et octobre 2012

La zone du bassin d'alimentation du système de Fontaine de Vaucluse est assez bien équipée du point de vue des stations météorologiques (10 stations Météo-France). Ce travail n'étant pas à l'échelle du bassin d'alimentation de Fontaine de Vaucluse mais centré sur le LSBB, nous avons choisi de suivre la station météorologique de Saint-Saturnin-lès-Apt, la plus proche de notre site d'étude (Figure 1-21), située à une altitude de 354 m. C'est une station automatique qui fait l'objet d'une exploitation différée. Ce choix nous permet d'avoir accès à plus de 10 ans de chroniques de précipitations et de températures (depuis 1998) horaires et quotidiennes complètes.

Pour notre problématique, il est plus intéressant de travailler sur la lame d'eau réellement infiltrée dans l'aquifère et donc d'obtenir une valeur même empirique de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Riou (1980) a introduit une formule simple en tenant compte du déphasage entre le rayonnement solaire global et la température maximale pour estimer l'ETP en région méditerranéenne. Cette formule paraît la plus adaptée au contexte méditerranéen de la zone d'étude, plutôt que d'autres formules, plus génériques. Il a ainsi présenté une formule permettant de calculer pour un mois n la valeur moyenne de l'ETP mensuelle dans la région avignonnaise :

$$ETP_n = 0.31 \times \theta_n^* - (7.1 - 0.1 \times \varphi) \quad (1)$$

Avec ETP_n l'évapotranspiration potentielle en mm/jour pour le mois n

$$\theta_n^* = \frac{(\theta_n^{max} + 2 \times \theta_{n+1}^{max})}{3} \quad (2) \text{ la température déphasée du mois } n$$

θ_n^{max} la température maximale du mois n

φ la latitude d'Avignon soit 44°

Ainsi, une infiltration efficace est considérée tant que la quantité d'eau évaporable contenue dans le sol (Réserve Facilement Utilisable) est supérieure ou égale à environ 20 mm (Puig, 1987), sur le système karstique de Fontaine de Vaucluse.

2.2.2. Bilan climatique de la région (entre 2004 et 2012)

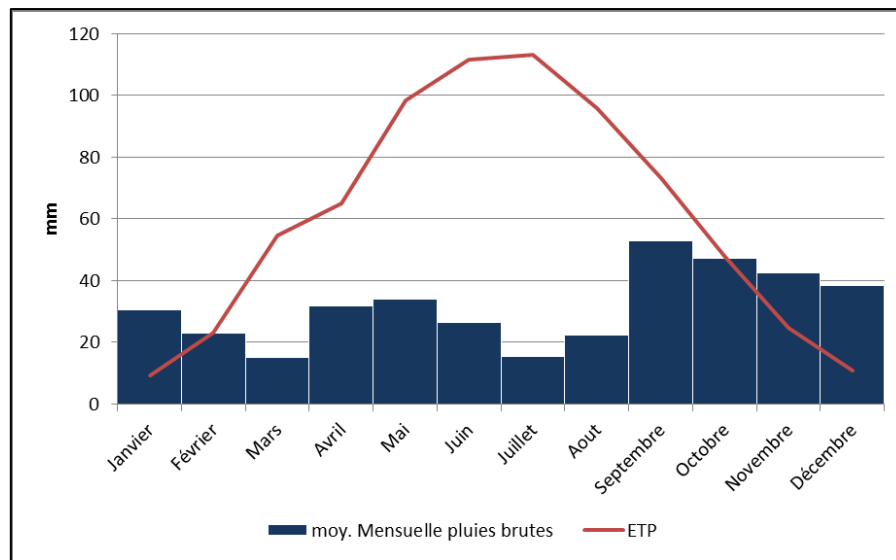


Figure 1-22 Diagramme climatique pluie-ETP sur la période 2004-2012 pour la station de St Saturnin lès Apt

La zone d'étude présente un diagramme climatique soumis à l'influence méditerranéenne (Figure 1-22), caractérisé par deux périodes humides (avril – mai et septembre – novembre) pour lesquelles l'essentiel des hauteurs d'eau précipitées est relevé. Celles-ci sont séparées par des périodes sèches (décembre – mars et juin – août). En effet, septembre et octobre sont, en moyenne depuis 1998, les mois les plus pluvieux avec une lame d'eau précipitée autour de 100 mm environ. Pour cette même période, les mois de juillet et août sont les plus secs avec des pluviométries de 30 mm environ.

2.2.3. Pluies efficaces entre mai 2004 et septembre 2012

La période d'étude se situe entre mai 2004 et septembre 2012. Cette période se divise en plusieurs périodes climatiques contrastées, ce qui permet de comparer des conditions hydrogéologiques différentes. La chronique peut être séparée en 5 périodes hydrologiques (Figure 1-23), caractérisées chacune (Figure 1-24, Figure 1-25, Figure 1-26, Figure 1-27 et Figure 1-28) par des conditions climatiques contrastées (Périneau et al., 2011) :

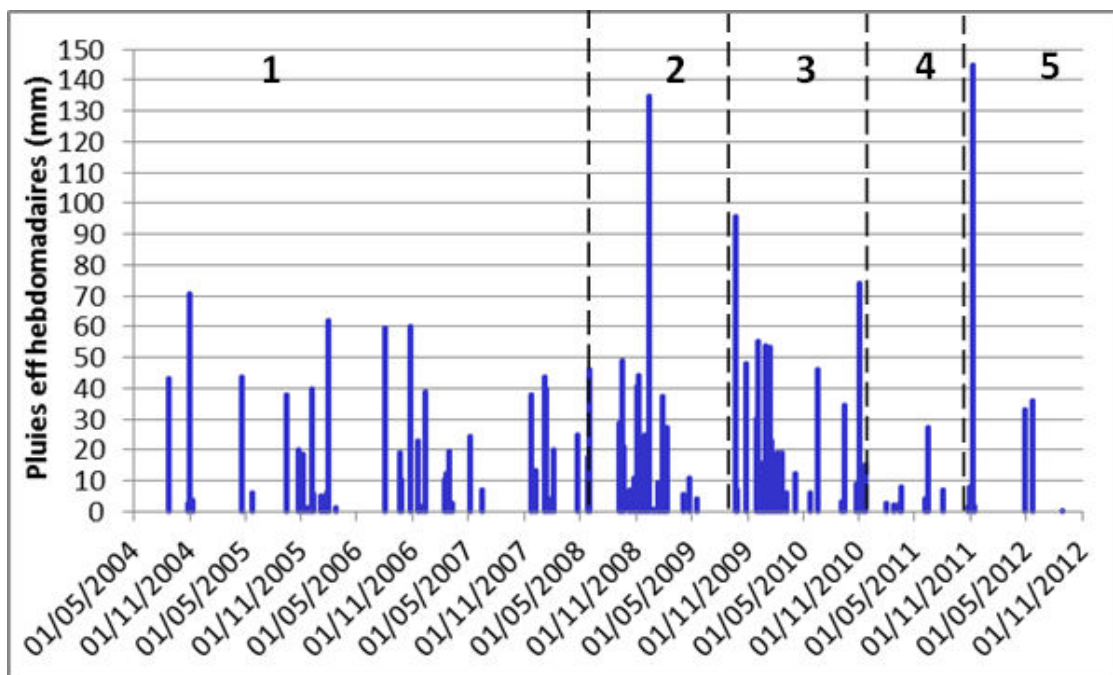


Figure 1-23 Précipitations efficaces entre mai 2004 et septembre 2012, divisées en 5 périodes hydrologiques

- **Période sèche (1)** : la plus sèche de toute la chronique d'étude, entre mai 2004 et mai 2008. Cette période est marquée par un déficit pluviométrique très important (environ 910 mm de pluies efficaces, et 2370 mm de pluies brutes sur 4 ans). Ce déficit est d'environ 50 % par rapport à la moyenne des pluies dans la région. Si on considère une période plus longue, on s'aperçoit que cette période est particulièrement déficitaire en pluies car c'est durant cette période que le plus bas débit a été observé à l'exutoire de Fontaine

de Vaucluse, depuis 1966 (2,74 m³/s le 18 novembre 2007).

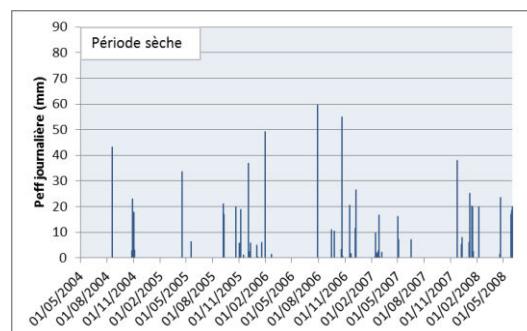


Figure 1-24 Pluviométrie efficace durant la période sèche

- **Période de reprise (2)** : entre juin 2008 et novembre 2009. Cette période contraste avec la première par les quantités de pluies observées, qui sont beaucoup plus importantes que durant

la première période (environ 670 mm de précipitations efficaces et 1300 mm de pluies brutes sur 1 an ½).

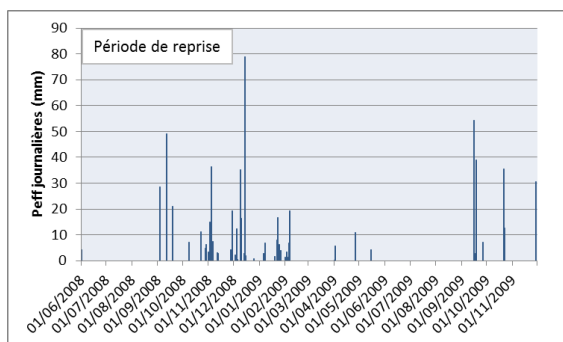


Figure 1-25 Pluviométrie efficace durant la période de reprise

- **Période humide (3)** : entre décembre 2009 et janvier 2011. Cette période est aussi marquée par des quantités de pluies importantes, environ 490 mm de pluies efficaces sur 13 mois, donc très excédentaire en pluie, avec un régime pluvieux régulier et important, une période d'été bien marquée durant l'été 2010 et des pluies de reprises importantes en septembre 2010 précédant un événement

pluvieux majeur d'environ 80 mm début novembre 2010.

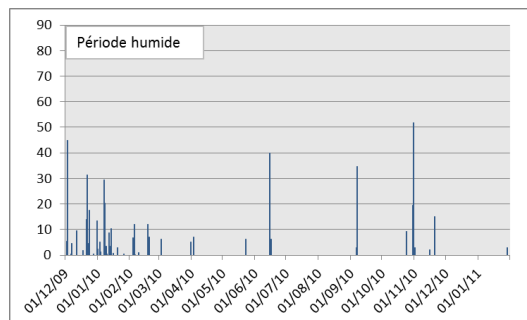


Figure 1-26 Pluviométrie efficace durant la période humide

- **Période sèche post-humide (4)** : entre février 2011 et septembre 2011.

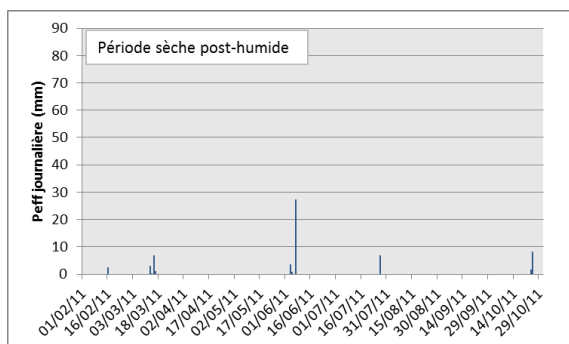


Figure 1-27 Pluviométrie efficace durant la période sèche post-humide

Cette période est marquée par un régime relativement déficitaire en pluie (390 mm de pluies brutes et 61 mm de pluies efficaces). Quelques épisodes pluvieux (30mm) durant l'été en juin 2011 sont quand même observés.

- **Période sèche à événements extrêmes :**
entre octobre 2011 et août 2012. Cette période termine la période d'étude et se caractérise par un retour à des conditions pluviométriques déficitaires, avec de longues périodes d'étiages et quelques événements pluvieux saisonniers assez marqués. Cette dernière période est marquée par un déficit pluviométrique (216 mm de pluies efficaces), mais avec un événement pluvieux extrême en novembre 2011, près de 150 mm de pluies efficaces en 10 jours soit 175 mm de pluies brutes en novembre 2011.

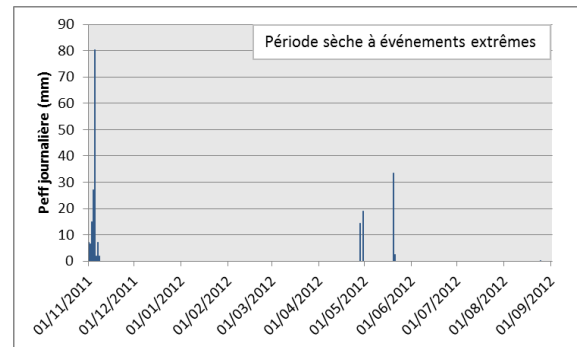


Figure 1-28 Pluviométrie efficace durant la période sèche à événements extrêmes

Puis l'étiage est bien marqué entre mi-novembre 2011 à fin avril 2012, et suivi par un épisode pluvieux entre fin avril et mi-mai 2012 (60 mm en 3 semaines). Puis de nouveau une période d'étiage est observée jusqu'en septembre 2012, avant un second épisode pluvieux entre septembre et octobre 2012 (53 mm).

Ces 5 périodes diffèrent principalement sur deux points :

- la typologie des pluies (quantités et intensité) et
- l'état initial du système avant le début de ces périodes.

La période de reprise est précédée par la période sèche fortement déficitaire en pluies, tandis que les périodes : humide, sèche post humide et sèche à événements extrêmes sont précédées par des périodes très humides comparativement.

3. Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB), accès unique à la zone non saturée

3.1. Description du site et historique

Le LSBB faisait partie, il y a quelques années, d'un site militaire occupant le Plateau d'Albion, où était postée de 1966 à 1998 la force de dissuasion nucléaire française. Le site comportait une base support à Saint Christol, des sites de transmission Vestale sur les contreforts du Mont Ventoux, deux Postes de Conduite de Tir (PCT1 à Rustrel et PCT2 au Nord de Sault) tous deux rattachés respectivement à 9 Zones de Lancement (ZL) de 18 missiles Sol/Sol Balistiques Stratégiques disséminées sur l'ensemble du Plateau d'Albion.



Figure 1-29 Entrée de la galerie

L'ensemble du site a été démantelé sur décision présidentielle entre 1995 et 1998. Les têtes nucléaires ont été démontées et évacuées des ZL, le PCT2 a été complètement vidé et condamné. Certaines installations sont maintenant réutilisées, mais avec d'autres objectifs : une des ZL a été convertie en observatoire astronomique et le PCT1 en Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel - Pays d'Apt.



Figure 1-30 une partie de la galerie

La galerie du PCT1 (Figure 1-31 et Figure 1-32) a été creusée dans le massif calcaire de la Grande Montagne, au Nord de Rustrel. L'entrée se trouve au Sud de la Grande Combe. Le tunnel s'enfonce sous le massif pour atteindre une profondeur maximum sous roche de 519 m, puis en ressort à l'extrémité d'une galerie de secours par un puits vertical de 30 mètres.

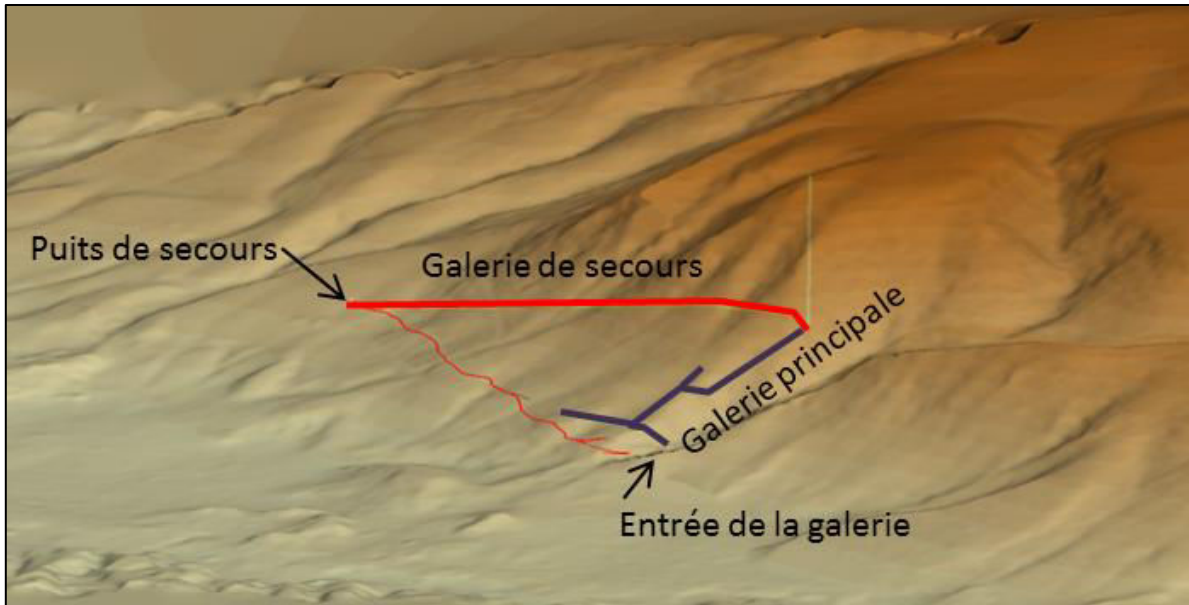


Figure 1-31 Galerie du LSBB (modifié d'après Lesage (2012))

Il s'étend sur une longueur de 3,3 km soit 1560 m de long sur 3,7 m de large pour la galerie principale et 1760 m de long sur 1,7 m de large pour la galerie de secours. L'ensemble des parois de la galerie est constitué d'une épaisseur d'environ 40 cm de béton armé avec par endroit des zones cintrées. Des venues d'eau significatives et pérennes sont observées en trois points de la galerie de secours et des suintements temporaires sur les parois tout au long de la galerie.

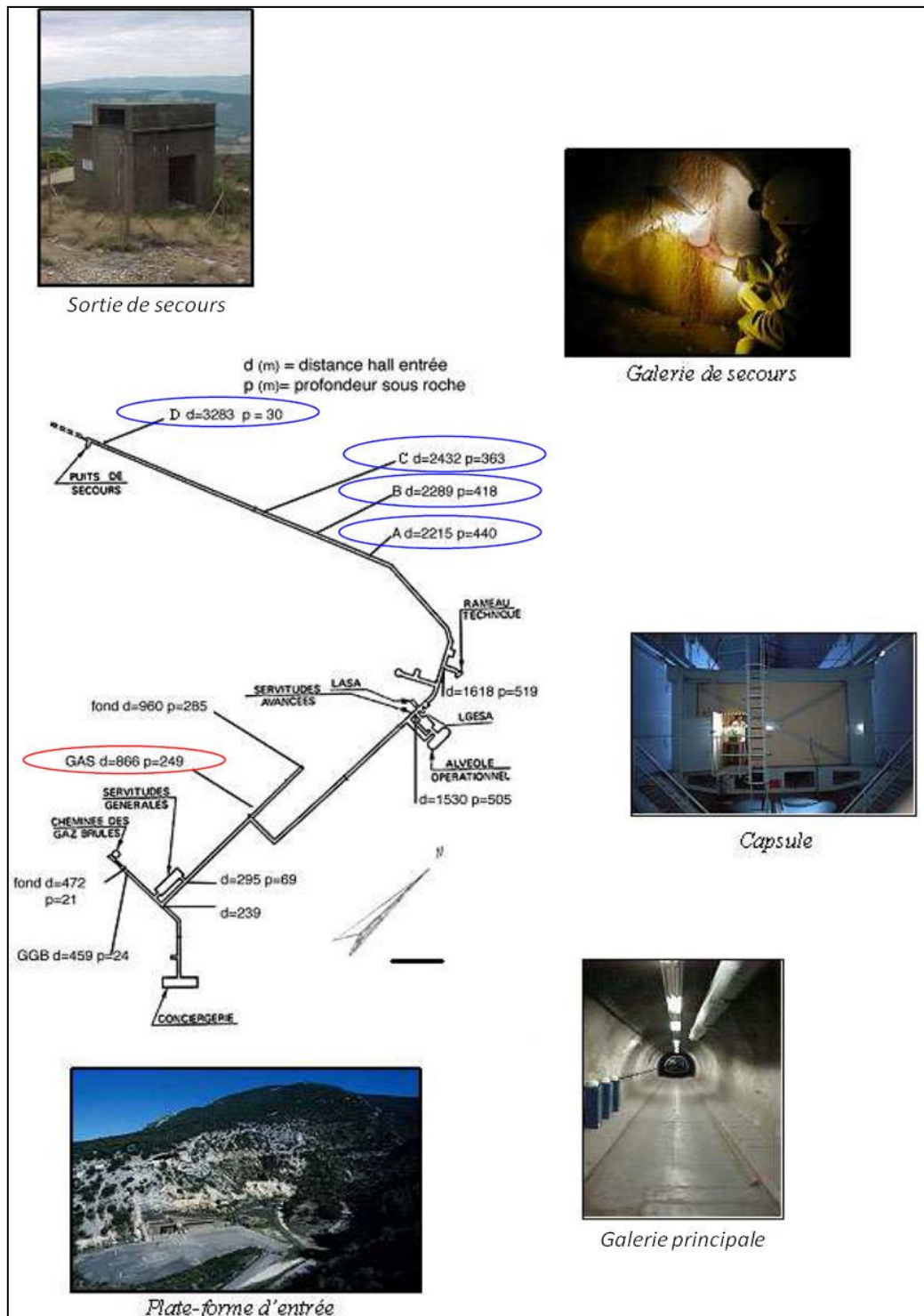


Figure 1-32 Schéma du LSBB (d'après Garry (2007))

3.2. Intérêt scientifique du site

Le LSBB permet un accès au sein de la zone non saturée d'une plate-forme carbonatée dans un environnement à très faible perturbation anthropique et à un environnement très bas-bruit dans la zone la plus profonde, cette zone ayant été initialement conçue pour être entièrement durcie et sécurisée dans le cadre de la dissuasion nucléaire. Par ailleurs le LSBB est situé au sein d'une plate-forme

carbonatée analogue des réservoirs d'eau et pétrolifère du Moyen-Orient, accessible en surface, et en souterrain, dans la zone non saturée au-dessus de l'aquifère de Fontaine de Vaucluse.

3.3.Contexte hydrogéologique et pédologique

La galerie se trouve sur le versant sud des Monts de Vaucluse, creusée dans un monoclin de pente sud-ouest, affecté par des failles nord / sud et nord-est / sud-ouest. Le LSBB se trouve au sein de la zone non saturée du système de Fontaine de Vaucluse et offre ainsi un accès exceptionnel à 500 m d'épaisseur de zone non saturée. En effet, jusque-là, cette partie du karst n'était accessible que par de rares exutoires ou par des avens. Ici, la galerie recoupe de manière arbitraire le réseau karstique d'une formation calcaire compacte, ayant essentiellement un faciès à Rudistes (Urgonien au sens strict) du Bédoulien. Elle permet ainsi d'accéder à des eaux de fractures plus ou moins bien karstifiées. Entre 2004 et 2008 trois écoulements significatifs et pérennes sont observés (Garry, 2007) dans la galerie de secours à des profondeurs différentes (A : 442 m ; B : 421 m ; D : 33 m) (Figure 1-33). Ces arrivées d'eau coïncident avec des suintements de la paroi rocheuse révélés par les géologues lors du creusement de la galerie (Thiébaud, 2003), laissant supposer une faible circulation de l'eau à l'interface roche / paroi (béton) de la galerie. Afin d'éviter tout problème éventuel sur la présence de « poches d'eau » accumulée derrière la paroi, qui pourraient fausser l'interprétation des données hydrodynamiques et hydrogéochimiques, cette dernière a été percée fin décembre 2003 au niveau de chaque écoulement prélevé. Depuis 2003 deux écoulements temporaires ont également pu être échantillonnés (GAS : 191 m et C : 256 m). Durant l'hiver 2008, une quarantaine d'écoulements ont été observées pour la première fois, avec des caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques parfois très différentes des écoulements déjà existants depuis 2004. Tous les écoulements se répartissent tout au long des galeries du LSBB (Figure 1-33).

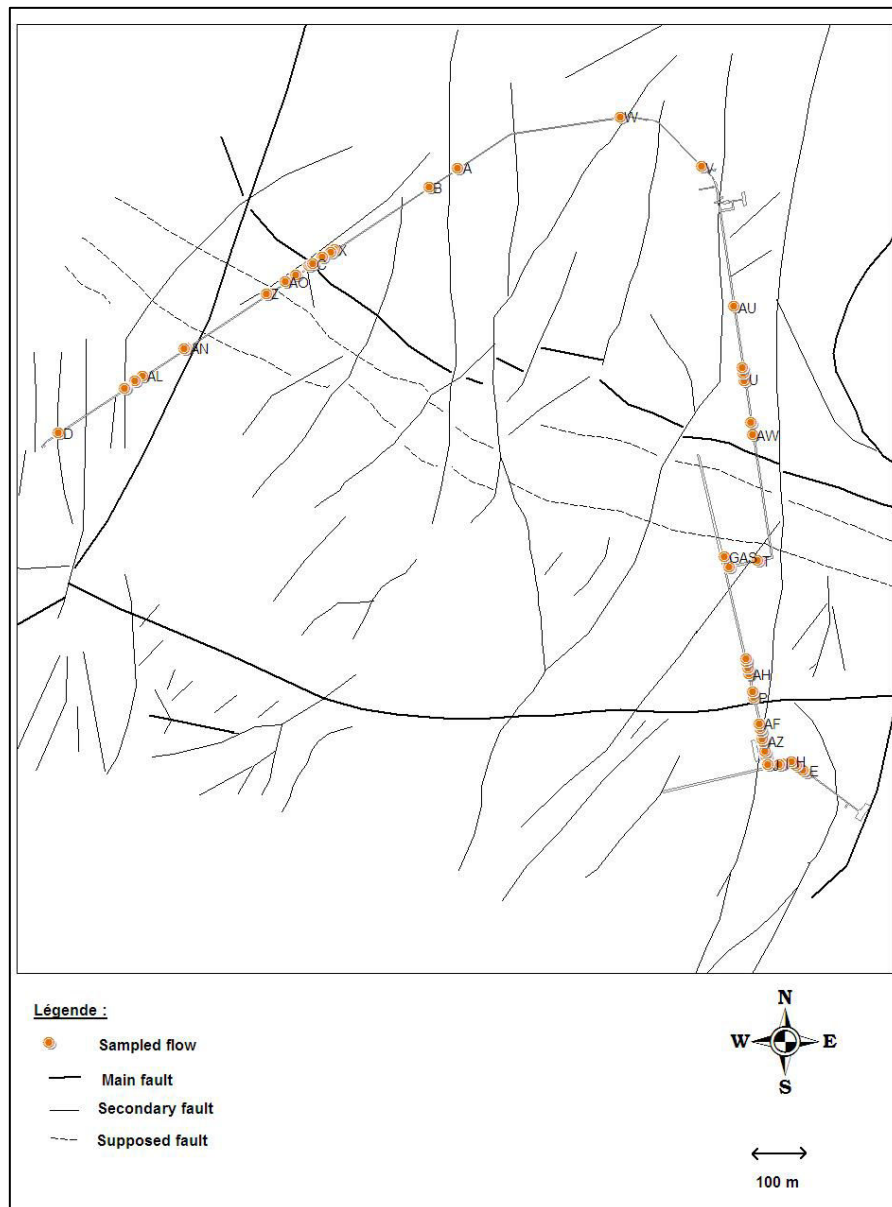


Figure 1-33 Répartition des écoulements dans la galerie

Au cours de sa thèse, Blondel (2008) a défini le contexte pédologique de la zone d'étude : le secteur de la Grande Montagne, à l'aplomb du LSBB, possède une couverture végétale constituée par une forêt de chênes verts sur le plateau, et une végétation un peu plus clairsemée de type garrigue (faisant apparaître des îlots de chênes verts associés à des buissons, disséminés dans une couverture de type herbacé) sur les pentes. Les différents types de sol rencontrés sont un rendosol sur le plateau (PE2) et un lithosol sur les pentes (PA et PE1), tous deux très peu épais. D'autre part, la formation calcaire, dans laquelle est creusée la galerie du LSBB, ne contient aucune matière organique (Emblanch et al., 1998). Ainsi, les sols sont la seule source de Matière Organique Dissoute (MOD) du système. Enfin, il n'y a pas d'activités susceptibles d'apporter de la matière organique anthropique de façon significative, telles que l'agriculture, l'élevage ou l'assainissement.

3.4. Dispositifs de terrain et périodicité d'échantillonnage

Cette étude est basée sur des mesures de débits en galerie et des analyses chimiques des échantillons prélevés. Son originalité réside dans le nombre de points d'observation (44), parmi lesquels une très grande variabilité en termes de débits et de durée d'écoulements est observée. Les arrivées d'eau des écoulements permanents ont été aménagées pour la mesure du débit par concentration du flux par un entonnoir dans un déversoir (Figure 1-34). Les débits sont mesurés à pas de temps quasi hebdomadaire. L'arrivée d'eau de l'écoulement GAS au plafond de la galerie est récupérée grâce à la mise en place d'un grand entonnoir (Figure 1-35). Enfin au droit de tous les autres points d'écoulement, l'écran de béton de la galerie a été percé afin d'avoir accès à la paroi rocheuse (Figure 1-36).

Certains des points d'écoulements sont permanents, sur toute la période d'étude, tandis que d'autres sont des écoulements temporaires. L'interprétation de ces mesures en fonction du temps doit permettre d'aboutir à un modèle conceptuel des écoulements au sein de la zone non saturée.



Figure 1-34 Dispositif de mesures



Figure 1-35 Aménagement du point d'écoulement GAS

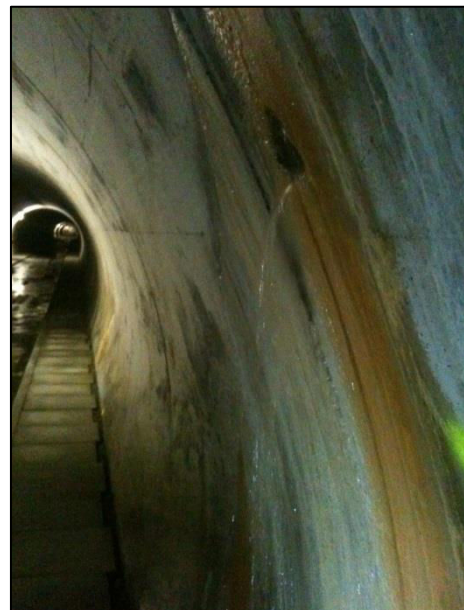


Figure 1-36 Point d'écoulement

En tenant compte de la périodicité des prélèvements, ce travail de thèse a comporté, sur 4 ans, 140 jours de terrain environ, et l'équivalent en journées au laboratoire pour effectuer les analyses.

B. Méthodes de prélèvements

1. Méthodes d'analyses hydrochimiques

1.1. Mesures des paramètres physico-chimiques in-situ

Les paramètres physico-chimiques tels que la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$), le pH (exprimé en unité pH) et la température ($^{\circ}\text{C}$) sont mesurés sur le terrain lors des prélèvements. Le matériel utilisé est un pH-conductimètre WTW 340 i, mesurant le pH, la température et la conductivité (température de référence à 25°C). La précision des valeurs de conductivité est de $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$. Les mesures de températures sont à $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$, et les valeurs de pH sont données à $\pm 0,05$ unités pH.

Afin d'uniformiser le relevé de ces paramètres et l'échantillonnage entre tous les opérateurs qui sont susceptibles de le faire, un protocole de mesures et d'échantillonnage a été mis en place :

- Mesure des paramètres physico-chimiques :
 - Avant toute série de mesure, étalonner le pH-mètre à l'aide des étalons pH4 et pH7
 - Reporter ces valeurs sur le cahier de terrain
 - Mesurer la température ($^{\circ}\text{C}$) et la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$) avec la sonde conductivité
 - Mesurer le pH avec la sonde pH
 - Reporter ces données sur le cahier de terrain
- Mesure de débits:
 - A chaque point d'écoulement, si l'écoulement est suffisant, mesurer le débit avec l'éprouvette graduée 100 ml, tout en chronométrant, et reporter les valeurs volume et temps mesurés sur le cahier de terrain.

1.2. Mesures en laboratoire

1.2.1. Anions

Les prélèvements pour l'analyse des anions sont effectués dans des flacons en polyéthylène de 150 ml et conservés à l'obscurité à 4°C . Pour ces échantillons, après avoir vérifié par mesures comparatives qu'il n'existe pas de différences significatives entre les mesures in-situ et les mesures réalisées en laboratoire, l'alcalinité totale est mesurée en laboratoire de retour des campagnes de prélèvements. Les dosages sont effectués à l'acide sulfurique H_2SO_4 , à N/50 par dosage titrimétrique en laboratoire.

Dans cette étude, il est supposé que l'alcalinité totale et l'alcalinité carbonatée (équivalente à $[\text{HCO}_3^-]$ pour des pH proches de 7) sont équivalentes, et donc que l'alcalinité non carbonatée (déterminée par un dosage inverse à la soude NaOH N/50) est négligeable. Cette hypothèse a été vérifiée sur des échantillons pour lesquels l'alcalinité non carbonatée représente moins de 3 % de l'alcalinité totale.

Les autres anions majeurs ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide à l'aide d'un appareil DIONEX DX 120, sur des colonnes ASSHC. L'étalonnage est externe, le calibrage s'effectue au début de chaque séquence d'analyse à partir d'étalons Merck CertiPUR à 1000mg/L

En ce qui concerne nos échantillons, les concentrations en anions sont données avec une incertitude de 3 % et un indice de confiance de 5%. Les échantillons peuvent contenir en traces du F^- , NO_2^- , Br^- et PO_4^{3-} , mais les valeurs restant très proches du seuil de détection, elles sont difficilement interprétables.

1.2.2. Cations

Les prélèvements pour l'analyse des cations sont effectués dans des flacons polyéthylène de 50 ml, acidifiés avec de l'acide nitrique lors du prélèvement (pH entre 1 et 2), et conservés à l'obscurité à 4 °C. Les analyses (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) sont effectuées à l'aide d'un appareil DIONEX DX 120 sur des colonnes SC 12 A. Les concentrations sont données avec une incertitude de 3 % et un indice de confiance de 5%.

1.2.3. Carbone Organique Total (COT)

Les échantillons sont prélevés dans des flacons en verre brun de 30 ml, stabilisés avec du chlorure mercurique lors du prélèvement et conservés à 4 °C. Ces flacons ont été préalablement nettoyés à l'acide nitrique N/10 et rincés trois fois à l'eau distillée avant d'être chauffés à 550 °C pendant 6 heures (Batiot, 2002)

Le COT est mesuré à l'aide d'un appareil O-I-Analytical, modèle Aurora 1030. Le carbone minéral est préalablement éliminé par ajout d'un acide fort (acide phosphorique) et le carbone organique est transformé en CO_2 gazeux ensuite par ajout d'un oxydant. Le CO_2 est ensuite quantifié par détection infrarouge, qui convertit la masse de CO_2 en masse de COT. L'incertitude de cette mesure est également de 5 %.

Enfin, si les erreurs de types analytiques sont quantifiables, toute autre source d'erreur, notamment lors de l'échantillonnage, comme par exemple la pollution des flacons même neufs, ne peut être exclue mais ne peut pas être quantifiable. Afin de lutter contre ces sources d'erreur, tous les flacons sont préalablement rincés 3 fois avec l'eau du point d'échantillonnage à prélever, les eaux stagnantes ne sont pas prélevées.

2. Echantillonnage et périodicité des prélèvements

Le suivi des écoulements s'est effectué sur 3 ans entre octobre 2009 et décembre 2012 et s'inscrit dans la continuité du suivi qui a débuté en 2004. La fréquence d'échantillonnage est quasi-hebdomadaire. Le nombre de prélèvements de chaque point d'écoulement est résumé dans le Tableau 1-2 ci-après :

Point d'écoulement	2004-2012	Période sèche	Période de reprise	Période humide	Période sèche post-humide	Période sèche à événements extrêmes
A	238	110	26	41	36	25
B	230	109	26	42	36	26
D	241	111	26	41	36	27
Point d'écoulement	2004-2012	Période sèche	Période de reprise	Période humide	Période sèche post-humide	Période sèche à événements extrêmes
C	175	41	26	42	39	27
GAS	50	9	11	23	5	2
I	18		2	9	5	2
G	10		5	2	2	1
H	9		4	3	1	1
F	11		5	3	2	1
AB	9		5	2	1	1
AD	4		3	1		
Q	11		5	3	2	1
R	16		7	6	3	
T	21		10	7	3	1
W	34		11	19	4	
Point d'écoulement	2004-2012	Période sèche	Période de reprise	Période humide	Période sèche post-humide	Période sèche à événements extrêmes
J	3		3			
AE	1		1			
K	4		1		2	1
L	3		1			2
E	3		2	1		
AZ	1		1			
M	1		1			
AL	2		1	1		
O	3		3			
N	3		1	1	1	
AF	1		1			
P	4		4			
AM	1		1			
AG	3		3			
AY	8		2	3	2	1
AN	1		1			
AH	1		1			
S	3		3			
AC	8		4	3	1	
AO	1		1			
AP	1		1			
AQ	1		1			
AR	1		1			
Y	3		3			
AW	1		1			
AV	1		1			
AJ	5		2		3	
AS	1		1			
AU	1		1			

Tableau 1-2 Nombre de prélèvements des points d'écoulement sur toute la période d'étude et pour chaque période climatique

CHAPITRE 2 : CARACTERISATION DES ECOULEMENTS AU SEIN DE LA ZONE NON SATUREE D'UN AQUIFERE KARSTIQUE

Chapitre 2 : Caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée d'un système karstique

L'identification de deux pôles de réponse hydrodynamique correspondant aux composantes d'écoulement rapides et lentes, fait consensus dans l'étude des systèmes karstiques. Ce consensus regroupe en fait des définitions et interprétations variant selon les auteurs. Dès le début des années 70, Shuster et White (1971, 1972) classent les réponses hydrochimiques de quatorze sources en deux types : « écoulement de conduit » (« conduit flow ») et « écoulement diffus » (« diffuse flow »). Mangin (1975) distingue un écoulement de base (« baseflow »), qui est précisément représenté par la loi de Maillet (Maillet, 1906), et un écoulement rapide qui pourrait être modélisé avec une loi de récession non-linéaire. Atkinson (1977) classe les écoulements en deux modes : écoulement turbulent de conduit (« turbulent conduit flow ») et écoulement diffus type Darcien dans les fractures fines. Dreiss (1989) déduit une composante simple de mélange d'eaux anciennes de « prestorm » (« simple mixing of old, prestorm water »), et une composante d'eaux nouvelles (« new water ») issues de précipitations récentes, dans le débit total de la source à l'exutoire. Les composantes « baseflow » et « quickflow » ou « event water » peuvent aussi coexister au sein d'un système karstique « intermédiaire » (Winston et Criss, 2004; Panagopoulos et al., 2006; Toran et al., 2007). Ainsi, les auteurs admettent tous généralement la séparation de ces deux dernières composantes à l'écoulement, à partir de l'étude d'hydrogrammes produits par un seul évènement pluviométrique (Padilla et al., 1994), et en particulier sur la période de récession.

Cependant, cette classification binaire a quand même été reconnu assez tôt comme insuffisante (White, 1999), même si la majeure partie des écoulements est assumée par ces composantes lentes et rapides (« fast and slow components ») (Worthington, 2007). Plus particulièrement, il apparaît difficile d'obtenir un bilan de masse équilibré sur un cycle comportant des successions de périodes sèches et humides avec seulement deux composantes d'écoulements. Ceci est aussi valable pour plusieurs cycles hydrologiques successifs. Suivant ce raisonnement, Smart et Hobbs (1986) ajoutèrent une source de recharge et un stockage au sein de l'aquifère comme deux composantes additionnelles, pour construire une classification basée sur trois paramètres. Morales et al. (2010) soulignent le besoin de tenir compte de processus de stockage transitoires, qui assurent aussi une réponse retardée, ou une infiltration retardée (e.g. Sokolov, 1965; Mangin, 1975; Bailly-Comte et al., 2010). Ainsi, une troisième composante d'écoulement, au moins, semble nécessaire. De cette façon, deux principaux types d'approches sont développées.

D'une part, les auteurs proposent une troisième partie (Atkinson, 1985) ou un modèle à triple porosité (« triple porosity model ») (White, 1999; Worthington, 1999; Ford et Williams, 2007), en distinguant les fractures et failles associées à un écoulement laminaire non-darcien, le plus souvent non-linéaire et mélangé (Atkinson, 1985; White et White, 2005; Ford et Williams, 2007) entre les « conduits rapides » aux écoulements turbulents et la « matrice lente » aux écoulements laminaires darcien. Ces trois composantes d'écoulement, « de conduit », « intermédiaire » et « diffuse », peuvent être clairement distinguées dans l'étude de débit d'une source, qui montre d'ailleurs trois pentes distinctes décroissantes successives dans le temps (Baedke et Krothe, 2001). Grâce à des analyses corrélatoires et spectrales sur des hydrogrammes complets, Padilla et Pulido-Bosch (1995) identifient également trois composantes, écoulement rapide (“quickflow”), écoulement intermédiaire (“intermediate flow”) et écoulement lent (“baseflow”). Long et Putman (2004) considèrent ces trois composantes dans un modèle de données isotopiques (O^{18}).

D'autre part, les échanges ou le couplage des coefficients entre les composantes lentes et rapides sont considérés. Le « coefficient de couplage conduit/fracture » est l'un des paramètres les plus importants pouvant caractériser les aquifères karstiques (White, 1999). Ce coefficient représente par exemple un paramètre crucial dans le modèle d'écoulement « coupled-continuum pipe-flow » (CCPF) model (Chen et al., 2012). Néanmoins, les conditions dynamiques de cet échange entre la matrice et les fractures sont souvent ignorées (Faulkner et al., 2009) et un guide dans la sélection de ce paramètre est requis (Chen et al., 2012). Des études récentes se concentrent par ailleurs sur les échanges d'eaux et de solutés entre la matrice et les conduits : Faulkner et al. (2009) testent les conditions aux limites de Beavers-Joseph dans leur modèle, Bailly-Comte et al. (2010) étudient des données de terrain afin de mieux comprendre les lois physiques qui interviennent dans ces échanges, tandis que Chen et al. (2012) effectuent des expérimentations numériques afin de déterminer les coefficients d'échanges optimaux.

Finalement, la troisième composante, nécessaire pour modéliser les effets des alternances de périodes humides et sèches, pourrait représenter des processus intermittents ou transitoires, le plus souvent non-linéaires, qui ne peuvent être modélisés avec les composantes usuelles d'écoulement, lentes et rapides. Cette troisième composante permettrait ainsi de représenter les phénomènes de stockages transitoires et les échanges entre les zones à fortes capacités-faibles perméabilités, habituellement considérées en tant que « matrice » et les zones à faibles capacités-fortes perméabilités, habituellement considérées en tant que « conduits », qui provoquent des réponses retardées.

Ces résultats ont le plus souvent été déduits à l'échelle du système, à partir d'études des réponses à l'exutoire des sources karstiques. Il est donc compliqué de distinguer les contributions respectives de l'EK, la ZNS et la ZS au sein de chaque composante d'écoulement. En fait, les modèles réservoirs, souvent utilisés pour modéliser le système karstique, quantifient souvent les composantes

d'écoulements sans préciser leurs localisations dans l'une ou l'autre zone, au sein du système karstique (Fleury et al., 2007). Toutefois, il est raisonnable de penser que les processus d'écoulements sont plus complexes dans les compartiments non saturés, du fait de la présence d'une phase supplémentaire. Ces compartiments sont probablement le siège préférentiel des processus transitoires qui permettent de décrire la troisième composante identifiée dans la littérature. Cependant le fonctionnement de cette zone non saturée n'est pas encore totalement compris (Pronk et al., 2009).

Quelques études mettent en parallèle les relations de transfert avec les sous-systèmes communément admis (EK, ZNS et ZS). Concernant l'Epikarst, Williams (2008), en s'appuyant sur plusieurs articles, déduit trois composantes d'écoulement, (i) une composante de « stockage à long temps de résidence » (“a long residence store” component), (ii) une composante avec « stockage à court temps de résidence » (a component with “short term storage”) et (iii) une composante « d'écoulement rapide » (“a rapid through flow” component). Ces trois composantes sont en accord avec celles identifiées plus haut dans le paragraphe. De plus, plusieurs auteurs considèrent une composante rapide d'écoulement différente, représentée par le by-pass des réservoirs sol et EK, lorsque la recharge excède une certaine quantité de pluies (e.g. Perrin et al., 2003; Klimchouk, 2004; Perrin et al., 2004; Cruz et al., 2005; Jukic et Denic-Jukic, 2009; Mellander et al., 2012).

Concernant plus précisément le réservoir zone non saturée, le manque d'accès direct dans ce système aux données d'entrées et de sorties rend difficile la caractérisation des processus hydrodynamiques propres à cette zone. Néanmoins Desmarais et Rojstaczer (2002), Karmann et al. (2007) et Tooth et Fairchild (2003) mettent en évidence des écoulements à partir de stockages dans la zone non saturée. D'autres auteurs divisent la participation à l'exutoire des eaux provenant de la zone non saturée et de la zone saturée (Lastennet, 1994 ; Emblanch, 1997; Emblanch et al., 2003). La zone non saturée est donc maintenant reconnue en tant que réservoir de stockage important (Charlier et al., 2012).

L'infiltration dans des milieux hétérogènes partiellement saturés peut donner naissance à une large gamme de comportements hydrodynamiques (Pruess, 1998). Drake et Harmon (1973) caractérisent des « vadose flow » ou « vadose stream » dans la zone non saturée où les écoulements de conduits sont supposés être plus importants, tandis que les écoulements diffus sont plutôt associés à la zone saturée.

Quelques articles, principalement basés sur l'étude d'écoulements en grottes et la formation des stalactites (e.g. Tooth et Fairchild, 2003; Baldini et al., 2006; Fairchild et al., 2006; Fernandez-Cortes et al., 2007; Miorandi et al., 2010), abordent spécifiquement la variabilité hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée. D'autres sont basés sur des mesures indirectes (e.g. Padilla et al., 1994; Padilla et Pulido-Bosch, 2008). Plus récemment, Sheffer et al. (2011) identifient 3 types d'écoulement au sein de la zone non saturée : des écoulements rapides à travers des conduits ou

des fractures ouvertes, des écoulements intermédiaires issus de fissures et fractures fermées et enfin des écoulements lents au travers de la matrice.

Quelques études mettent en évidence l'importance des processus d'infiltration contrôlés par la connectivité du réseau d'écoulements au sein de la zone vadose (Lastennet et Mudry, 1997; Emblanch et al., 2003; Moore et al., 2009; Tritz et al., 2011). La variation de la connectivité dans les milieux insaturés relative à l'alternance entre périodes sèches et humides est clairement un processus intermittent et transitoire. Ce phénomène résulte d'un stockage temporaire au sein de la zone non saturée et de réponses retardées. Il est donc nécessaire de considérer une troisième composante hydrodynamique.

Tritz et al. (2011) utilisent une fonction de type hystérésis pour modéliser cette troisième composante de l'écoulement. Initialement l'hystérèse intervient en hydrologie dans la relation non-unique entre la charge hydraulique et la quantité d'eau relative à la fonction de rétention de l'eau dans le sol non saturé (Simunek et al., 1999). Dans les systèmes karstiques, Contractor et Jenson (2000) mentionnent une rétention d'eau dans la zone vadose de type hystérésis, due à l'alternance de cycles secs et humides. D'après ces auteurs la fonction type hystérésis appliquée à l'hydrodynamique des systèmes karstiques est supposée prendre en compte l'influence de la connectivité sur les écoulements à travers les sous-systèmes non saturés. Cela représente la plus large partie de la variabilité de la connectivité hydraulique qui peut exister dans les sous-systèmes non saturés provoquée par l'alternance de périodes sèches et humides. Mais il est difficile de définir un « niveau de charge hydraulique » local. De façon simple, le « niveau d'eau effectif » peut être considéré comme un volume d'eau relatif dans la zone non saturée. La fonction type hystérésis peut aussi tenir compte, dans le sol et l'épikarst : (i) des transferts rapides quand une connectivité importante est établie, (ii) d'une variabilité temporelle de la connectivité et (iii) de l'influence des conditions hydrogéologiques précédentes existantes dans le système sur la dynamique des réponses à l'exutoire (Lastennet et Mudry, 1997; Tritz et al., 2011). Ce concept pourrait être alors généralisé dans tous les sous-systèmes non saturés c'est-à-dire dans le sol, l'épikarst et la zone non saturée.

Classiquement, la composante lente peut être représentée par la loi de Maillet (Maillet, 1906) dans les milieux saturés. Pour établir des écoulements permanents dans la zone non saturée, le milieu doit opposer en amont une résistance suffisante à l'écoulement pour induire un stockage et un lissage de la réponse. Il est donc raisonnable de supposer que le milieu est localement (à l'échelle de la fissure qui porte l'écoulement par exemple) ou par endroit mis en charge et saturé. Le bon ajustement de la loi de Maillet pourrait être un moyen de valider cette hypothèse.

Si une loi de type hystérésis est considérée pour modéliser les débits de la composante intermédiaire, la composante rapide pourrait alors être modélisée par une loi de décharge linéaire à seuil (e.g. Fleury, 2005; Fleury et al., 2007; Jukic et Denic-Jukic, 2009; Petrella et al., 2009; Bailly-Comte et al., 2010).

Tritz et al. (2011) proposent une expression qui résume de façon simple la composante rapide : cette expression représente un niveau de seuil d'eau au-dessus duquel des sources/écoulements secondaires, temporaires sont activées.

En résumé la littérature propose donc trois types d'écoulement à travers la zone non saturée : (i) une composante lente (diffuse flow) associée à une loi de décharge linéaire en fonction du niveau d'eau effectif dans le réservoir, (ii) une composante intermédiaire qui peut être représentée par une fonction non linéaire de décharge type hystérésis (e.g. Tritz et al, 2011) et (iii) une composante rapide qui peut être représentée par une loi linéaire de décharge à seuil (e.g. Fleury, 2005; Fleury et al., 2007; Tritz et al., 2011).

L'étude des systèmes karstiques mène souvent à deux méthodes d'études des relations pluies-débits : (i) les auteurs analysent le signal à l'exutoire (e.g. variations de débit, données chimiques et isotopiques) puis les déconvoluent afin de proposer des fonctions de transfert, des modèles boîte noire qui permettent de reproduire, avec des lois de transferts, le fonctionnement global du système considéré, (ii) les auteurs analysent l'état du système et proposent des modèles conceptuels puis numériques, comme les modèles maillés ou de réservoirs, gouvernés par des lois physiques et/ou relations mathématiques. Ces modèles seront ensuite appliqués aux données de terrains pour validation puis éventuellement prédiction.

Dans un système karstique, les réponses hydrodynamiques ne sont pas uniquement liées à l'amplitude des précipitations. Les conditions climatiques antécédentes à un événement pluvieux jouent un rôle majeur dans les réponses hydrauliques observées dans la zone non saturée. En période d'étiage, les précipitations induisent peu de réponses hydrodynamiques du système, alors que la même quantité de pluies en périodes humides induit des réponses plus importantes. Ces observations montrent un fonctionnement non linéaire du système et un comportement « à mémoire », les mêmes causes ne produisent pas les mêmes effets, ce qui dépend de l'historique du système. La partie suivante s'attache à décrire et caractériser les réponses hydrodynamiques des écoulements au sein de la zone non saturée et notamment ces réponses non linéaires.

I. Etat des connaissances hydrodynamiques et hydrochimiques de la zone non saturée du système karstique de Fontaine de Vaucluse

Cette partie a pour objectif de donner un premier aperçu des écoulements étudiés dans ce travail, en synthétisant d'une part les résultats précédemment acquis sur une partie des points d'écoulement considérés, et d'autre part en replaçant l'ensemble de ces points dans quelques classifications issues de la littérature.

Durant sa thèse, Garry (2007) a travaillé sur 5 écoulements au sein de la ZNS qui sont repris dans ce travail. Sa période d'étude (période sèche), très sèche par rapport aux autres périodes étudiées (période humide, période sèche post-humide et période sèche à événements extrêmes) explique ce nombre restreint de points d'écoulements.

Par ailleurs, la projection des écoulements étudiés dans deux classifications des écoulements de la zone vadose, issues de la littérature, permet de comparer leurs comportements hydrodynamiques selon ces classifications.

A partir de ces deux approches, il est possible de mettre en lumière quelques caractéristiques de ces écoulements et d'établir un ensemble de questions qui restent un suspens.

Les études géophysiques et géomorphologiques (Maufroy et al., 2008; Carrière et al., 2013) montrent que la zone étudiée est affectée par une fracturation gravitaire de surface, d'une profondeur variant de 10 à 40 m. La roche en surface comprend des zones d'éboulis et le terrain calcaire présente un aspect remanié sur une forte pente.

Garry (2007) a différencié trois grands types d'écoulements grâce à l'étude des relations entre le magnésium, le carbone organique total et la silice entre février 2002 et février 2006. Ces trois éléments sont des traceurs du temps de transit de l'eau au sein de l'encaissant (Mudry, 1987; Emblanch et al., 1998; Batiot et al., 2003). Le premier type d'écoulement comprend les écoulements A et B, le deuxième l'écoulement GAS et le troisième les écoulements C et D (Figure 2-1).

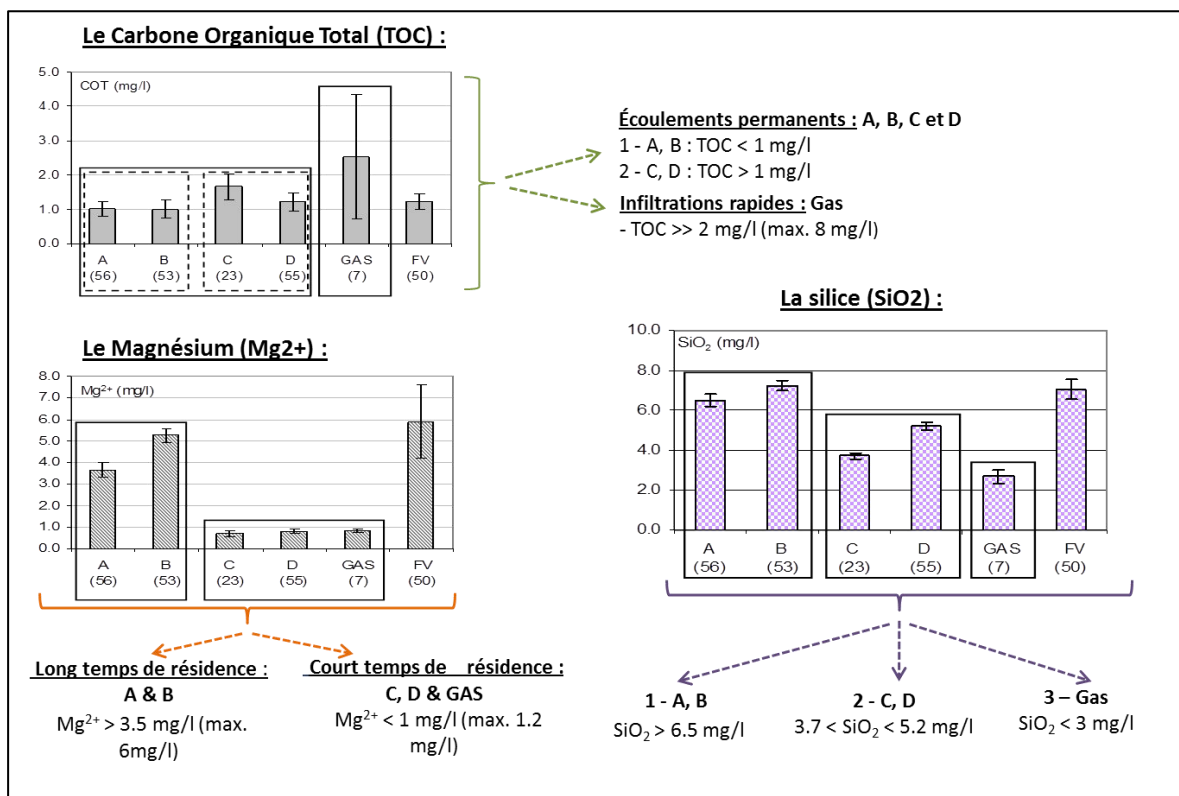
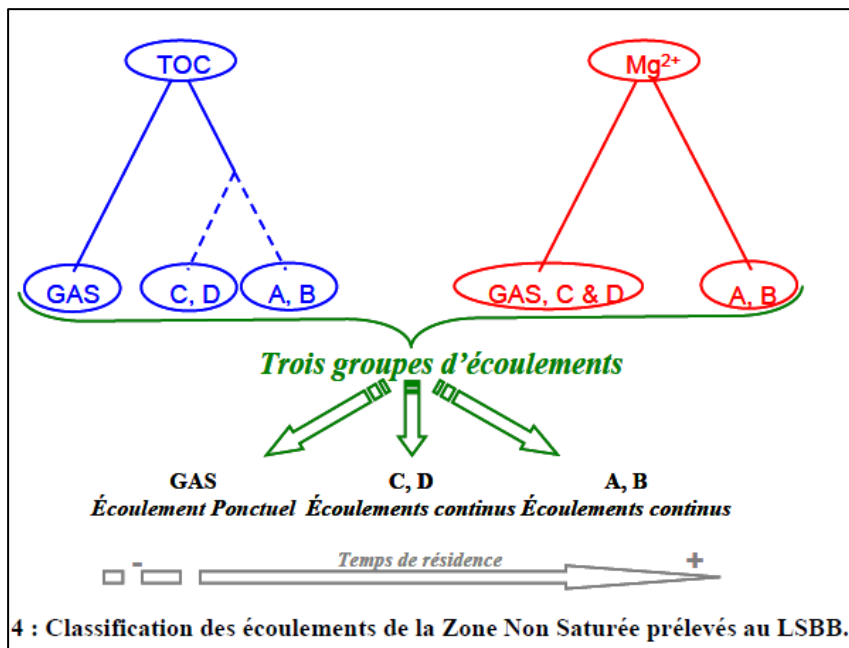


Figure 2-1 Figures synthétiques résumant les travaux de thèse de Garry (2007) sur la ZNS

Le premier type est défini par de fortes concentrations en magnésium et silice et de faibles concentrations en COT qui caractérisent des eaux à long temps de séjour, correspondant à des écoulements de type « capacitifs ».

Le deuxième type est défini par des eaux à forte concentration en matière organique et très faible concentration en magnésium et silice, caractérisant des eaux récentes, donc des écoulements de type

«transmissifs ». La position du point GAS, à l'intersection d'une faille principale et d'une galerie du LSBB est cohérente avec ce caractère transmissif.

Enfin le troisième type, regroupant les écoulements C et D, est composé des points à caractéristique intermédiaire avec à la fois de faibles concentrations en magnésium et silice et des concentrations en matières organiques comprises entre 1 et 2 mg/l, caractérisant des eaux infiltrées depuis environ deux mois. L'homogénéité de ce troisième groupe est à relativiser, car ces deux points d'écoulements se situent à des profondeurs différentes (33 m pour D et 256 m pour C). D'ailleurs, des fonctionnements hydrodynamiques très différents ont été observés pour les deux points C et D sur la période 2008 à 2012 (cf chapitre 2, partie II), plus humide, et confirmés par les suivis hydrochimiques sur cette même période (cf chapitre 2, partie III). La pertinence de ce troisième groupe sera rediscutée et redéfinie dans cette thèse, car d'autres éléments chimiques et d'autres conditions d'écoulement vont permettre d'élargir cette classification. La classification de Garry (2007) est valable sur une période particulière, très sèche, sans doute peu représentative d'un comportement moyen. Les points d'écoulement C et D ne sont pas issus de mêmes types de mélanges, mais ces deux écoulements ont un temps de séjour moyen identique, dans les conditions de suivis du travail de Garry (2007).

Toutefois, Garry (2007) souligne également que l'écoulement C présente des concentrations en éléments chimiques qui tendent à se rapprocher de celles de l'écoulement GAS et montre une dynamique très impulsive en réponse aux phénomènes pluvieux, qui le rapproche davantage d'un fonctionnement transmissif. Le point GAS se situe à l'intersection d'un conduit karstique et d'un plan de faille. Ce point a une réponse très impulsionnelle aux précipitations. C'est donc un écoulement de type « drain » correspondant à un réseau karstifié actif (ce drain mesure quelques centimètres de diamètre et est visible dans la galerie).

Le point C est caractérisé par Garry (2007) de la même façon, mais fonctionnant de manière plus diffuse, traduisant un réseau moins karstifié. Cette différence de fonctionnement sera approfondie et caractérisée dans cette thèse.

L'étude hydrochimique des points d'écoulements A et B, définis comme « capacitifs » par Garry (2007) permet de mettre en évidence un fonctionnement se rapprochant d'un type « piston ». En effet, sur la période d'étude de Garry (2007) les variations sinusoïdales et concomitantes de la conductivité et des teneurs en magnésium, en fonction de la pluie efficace et une augmentation simultanée de ces paramètres lors de période humide, indiquent l'arrivée d'eau ancienne poussée par l'eau météorique rentrant dans le système, sans mélange important.

Les faibles variations hydrodynamiques et hydrochimiques du point D sont caractéristiques d'un fonctionnement de type milieu poreux (Carrière et al., 2013), plutôt que d'un fonctionnement caractéristique des aquifères karstiques. Du fait de sa localisation, il est considéré comme un écoulement de type épikarstique, car la couverture rocheuse susjacente est faible, (environ 30 m) et

semble lié à la vidange diffuse et continue d'un réservoir à l'interface de la zone non saturée. Ce type de fonctionnement a été décrit par Trcek (2007).

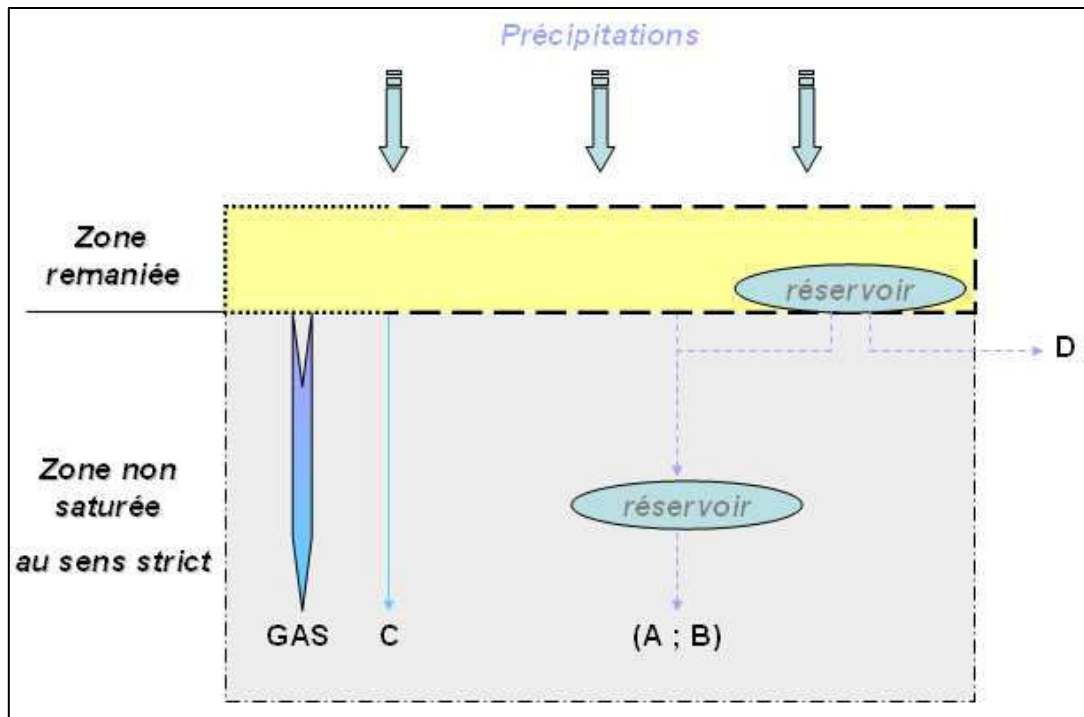


Figure 2-2 Schéma conceptuel des écoulements dans la zone non saturée d'après Garry (2007) et modifié par Blondel (2008)

II. Etude hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée

A. Variabilité hydrodynamique des écoulements

Depuis la classification des écoulements de Garry (2007), 40 écoulements ont été activés dans la zone non saturée au cours de l'hiver 2008. Ce grand nombre d'écoulements peut être abordé avec une classification comme il en existe dans la littérature pour les écoulements de la zone non saturée : Friederich et Smart (1982) et Smart et Friederich (1986) proposent une méthode pour classer les différentes arrivées d'eau de la zone vadose dans leur système. De nombreux auteurs ont depuis repris cette classification pour classer les écoulements rencontrés dans la zone vadose, surtout des écoulements de grottes (e.g. Baldini et al., 2006; Fernandez-Cortes et al., 2007; Miorandi et al., 2010). En s'inspirant de leur classification, Perrin (2003) distingue quatre types d'écoulement dans l'épikarst.

Friederich et Smart (1982), et Smart et Friederich (1986) utilisent les deux variables suivantes pour classer les arrivées d'eau en grotte (zone non saturée) : le débit maximum, qui reflète la capacité de

transmission du milieu et la variabilité des débits (sous la forme du coefficient de variation) comme indicateur relatif de stockage (volume d'eau stocké est relatif au débit observé). Le coefficient de variation, ou CV, (écart-type sur la moyenne, exprimé en pourcentage) fournit une donnée adimensionnelle pratique sur la variabilité du débit. Sur la base de ces observations, les auteurs déduisent 5 classes d'écoulement dans la zone non saturée :

- la classe des écoulements de conduit (« shaft flow ») comprend les arrivées d'eau de percolation avec des débits de pointe modérés à élevés (supérieurs à 5 l/h) et avec stockage relatif faible (CV supérieur à 50 %). D'après les auteurs, cette classe correspond morphologiquement à des écoulements sous forme de douche provenant des avens ouverts,
- la classe des écoulements vadoses (« vadosé flow ») comprend également les arrivées d'eau de percolation avec des débits de pointe modérés à élevés (supérieurs à 5 l/h) et avec stockage relatif faible (CV supérieur à 50 %), mais elle correspond morphologiquement à des écoulements à travers de petites ouvertures dans la paroi, avec des débits généralement inférieurs à la classe précédente
- la classe des circulations sous-cutanée (« subcutaneous flow ») regroupe des arrivées d'eau temporaires, inactives durant certaines périodes, avec des CV élevés (supérieurs à 150 %). Les auteurs estiment que cette classe est une forme extrême des deux premières classes décrites, avec un stockage épuisé suite à une longue période sans recharge
- la classe des écoulements de suintement (« seepage flow ») comprend des arrivées d'eau avec des débits maximaux faibles (inférieurs à 5 l/h) et avec stockage relatif élevé (CV inférieur à 50 %). Ces arrivées d'eau correspondent morphologiquement à des écoulements le long de stalactites
- la classe des écoulements de percolation (« percolation stream ») regroupe des écoulements avec des comportements de suintements, mais avec un débit maximum très élevé
- la classe des écoulements de goutte à goutte saisonnier (« seasonal drip ») regroupe des écoulements avec des comportements de goutte à goutte, avec un débit maximum faible.

Ainsi, cette classification montre déjà que la nature d'un écoulement au sein de la zone non saturée peut varier en fonction de l'état d'hydratation antécédent du système et de l'état de recharge.

Les débits des écoulements rencontrés et classés par ces auteurs varient entre 10^{-4} et 0,2 l/s environ et les CV varient entre 20 et 150 %. Les débits élevés mesurés, qui donnent un coefficient de variation élevé, correspondent à des processus de percolation rapide et de flux provenant de la zone vadosé, le long de conduits préférentiels. De la même façon, les mesures de débits faibles sont associées à des réserves d'eau contenues dans le système, circulant à la faveur des microfissures dans la zone non saturée.

Perrin (2003) s'inspire de cette classification et propose une autre nomenclature pour classer les écoulements rencontrés en grotte dans sa zone d'étude. Ainsi il déduit quatre classes d'écoulement :

- la classe des écoulements de suintement (« seepage flow ») qui regroupe des écoulements avec des comportements de type annuel, avec des débits maximaux entre 0,0001 et 0,1 l/s et des CV entre 20 et 80 %
- la classe des écoulements vadose (« vadose flow ») qui prend en compte seulement un écoulement se distinguant par son faible débit (inférieur à 0,1 l/s) et un CV élevé (175 %) et sa claire provenance de la zone non saturée
- la classe des écoulements de conduit (« conduit flow »), qui regroupe des écoulements à débits maximaux (entre 1 et 1000 l/s) et CV (entre 100 et 180 %) élevés
- la classe des écoulements à régime « intermédiaire (intermediate flow »), avec des débits maximaux (entre 0,1 et 1 l/s) et CV (entre 100 et 180 %) intermédiaires aux autres classes d'écoulement.

Bien que les dénominations des classes soient les mêmes dans les précédentes classifications, ces classes homonymes diffèrent, ce qui montre déjà un manque de généricité de ces outils. Néanmoins, il apparaît intéressant de projeter les écoulements étudiés dans ce travail selon le même principe avec plusieurs objectifs : dans un premier temps, les débits maximaux et les CV des écoulements que Garry a classés (A, B, C, D et GAS) sont calculés seulement durant la période sèche (2004-2008), c'est-à-dire globalement durant la même période que Garry (2007) afin de comparer sa classification en trois groupes au sein du système d'étude avec celles de Smart et Friederich (1986) et de Perrin (2003). Dans un deuxième temps, les débits maximaux et les CV sont calculés selon les différentes périodes climatiques identifiées dans ce travail, afin de mettre en évidence si des différences de comportements hydrodynamiques existent au sein de la zone non saturée en fonction des précipitations et de l'état antécédent du système. Enfin, le même travail est effectué avec tous les écoulements rencontrés au sein de la zone non saturée au cours de toute la période d'étude (2004-2012) afin de comparer leurs comportements hydrodynamiques selon la classification originelle de Friederich et Smart (1982) et de celle de Perrin (2003). Les débits maximaux mesurés au sein de la zone non saturée durant toute la période d'étude (entre 0,01 et 0,1 l/s globalement) recoupent les débits maximaux des deux précédentes classifications.

Il est enfin intéressant de tester l'application de ces classifications établies avec des écoulements déjà hiérarchisés puisque mesurés dans des grottes, donc à la sortie naturelle de réseaux karstiques, sur des écoulements recoupés de façon arbitraire à travers le réseau d'écoulement de la zone non saturée grâce aux galeries du LSBB.

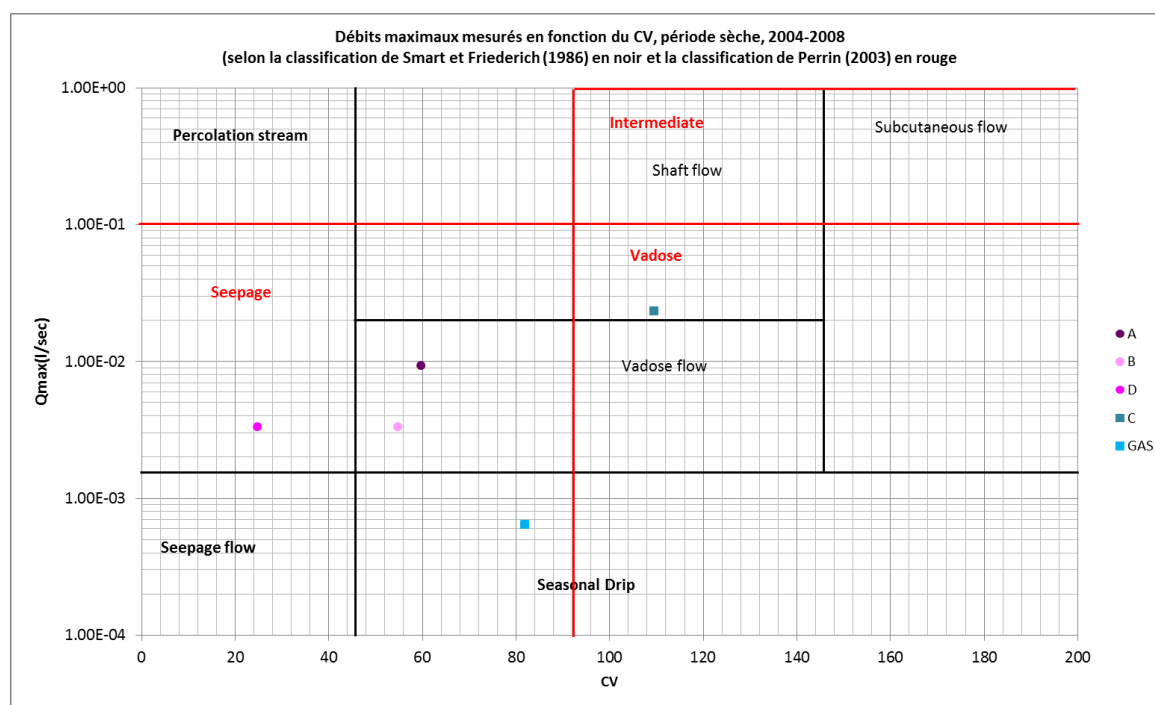


Figure 2-3 Classification des écoulements en fonction du coefficient de variation du débit et du débit maximum selon les classifications de Smart et Friederich (1986) et de Perrin (2003), sur la période sèche (2004-2008). Le coefficient de variation est obtenu en divisant l'écart type sur les débits par le débit moyen

Période sèche :

La Figure 2-3 présente le coefficient de variation en fonction du débit maximum durant la période sèche (2004-2008), des écoulements permanents A, B et D et des écoulements temporaires GAS et C afin de comparer la classification de Garry (2007) en trois groupes au sein du système d'étude, avec celles de Smart et Friederich (1986) et de Perrin (2003).

Garry (2007) a regroupé, selon des critères hydrochimiques et non hydrodynamiques, les points A et B, en tant qu'écoulement continu (à long temps de séjour). Ces deux écoulements sont également regroupés dans la classification de Smart et Friederich (1986), dans la classe d'écoulement de type vadose, ce qui est cohérent avec les résultats de Garry (2007).

Cependant, tandis que Garry (2007) regroupe les écoulements C et D, en tant qu'écoulement continu également (faible temps de séjour) la classification de Smart et Friederich (1986) les sépare : C en tant qu'écoulement de conduit, et D en tant qu'écoulement de suintement. Cette distinction semble logique car il a été montré récemment que l'écoulement D correspond à un écoulement type milieu poreux (Carrière et al., 2013), et l'écoulement C correspond à un écoulement issu d'un réseau karstifié.

Enfin Garry (2007) classe l'écoulement GAS seul en tant qu'écoulement ponctuel, de la même façon la classification de Smart et Friederich (1986) le distingue également seul par rapport aux autres écoulements, en tant qu'écoulement de goutte à goutte saisonnier, ce qui semble logique étant donné son comportement hydrodynamique ponctuel lié aux paramètres saisonniers des précipitations.

Excepté la distinction entre C et D par la classification de Smart et Friederich (1986), la classification que Garry (2007) a effectué, selon des critères hydrochimiques et non hydrodynamiques, est donc

globalement concordante avec celle de Smart et Friederich (1986). Le caractère temporaire du point C durant cette période, qui le différencie du point D est bien représenté dans cette classification hydrodynamique, contrairement à celle de Garry (2007).

La classification de Perrin (2003) regroupe les points A, B, D et GAS en tant qu'écoulements de suintement, à caractère annuel, ce qui ne correspond pas à la classification de Garry (2007) ni à celle de Smart et Friederich (1986). A ce stade de l'étude, regrouper A, B et D sur la base des variations hydrodynamiques ne semble pas incohérent, mais GAS ne devrait pas se trouver classé avec ces points car il est temporaire. De plus, sa localisation dans la galerie, à la faveur d'une faille montre qu'il ne peut pas être classé en tant qu'écoulement de type suintement. Enfin, le point C est séparé des autres et est classé en tant qu'écoulement de type vadose, qui correspond dans la classification de Perrin (2003) à un écoulement de faible débit, alors que l'écoulement C montre des débits relativement important selon les conditions pluviométriques.

La classification de Smart et Friederich (1986) semble plus à même d'être appliquée à un autre site d'étude, alors que la classification de Perrin (2003) semble avoir été vraiment adaptée à son site d'étude. Donc quel que soit le type de classification, hydrodynamique et hydrochimique, il semble nécessaire d'adapter une classification à chaque système étudié, comme Perrin (2003) l'a fait pour pouvoir classer ses écoulements, puisqu'aucune des trois précédentes ne donnent les mêmes classes d'écoulement, sur la même période d'étude. Il est donc difficile de définir une classification générique des écoulements au sein de la zone non saturée, seulement sur la base de critères hydrodynamiques ou hydrochimiques. En ne s'appuyant que sur des critères hydrodynamiques de variations de débit, il apparaît difficile de pouvoir caractériser correctement les écoulements, étape nécessaire avant toute modélisation, et il en va de même si la classification ne se fait que selon des critères hydrochimiques, en ne tenant pas compte du tout des variations de débits, ou du caractère temporaire/permanent, ou des quantités de précipitations par exemple...

De plus les classifications qui viennent d'être évoquées ont été effectuées sur une période particulière très sèche, sans doute peu représentative des conditions hydrologiques « normales ». La question suivante peut alors être posée : comment évolue la classification en fonction des périodes identifiées dans ce travail ? Pour répondre à cette question, le coefficient de variation en fonction du débit maximum, des écoulements permanents A, B et D et des écoulements temporaires sont calculés pour les périodes de reprise et humide et présentés dans la Figure 2-4 (la période sèche est représentée Figure 2-3).

Période de reprise et période humide :

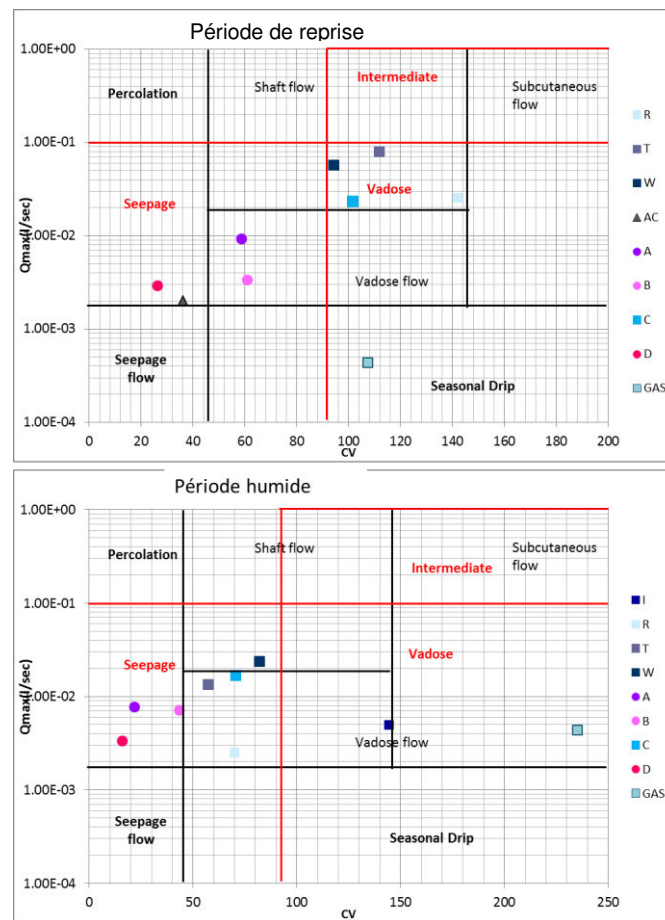


Figure 2-4 Classification des écoulements en fonction du coefficient de variation du débit et du débit maximum selon les classifications de Smart et Friederich (1986) et de Perrin (2003), sur la période de reprise et sur la période humide.

La Figure 2-4 représente le calcul du débit maximum et du CV, pour les écoulements permanents A, B, D et pour les écoulements temporaires GAS, C, R, T, W et AC pour la période de reprise, et les écoulements permanents A, B, D et temporaires I, R, T, W, C et GAS pour la période humide, car durant ces deux périodes le nombre de mesure de débit, trop faible (inférieur à 5), des autres écoulements temporaires ne permet pas de calculer un CV. Les périodes suivantes c'est-à-dire la période sèche post-humide et la période sèche à événements extrêmes, ne sont pas représentées car le nombre de mesure de débit (inférieur à 5) pour la majorité des écoulements temporaires est trop faible pour calculer un CV non-biaisé.

En comparant les Figure 2-3 et Figure 2-4, il apparaît que les écoulements ne sont pas regroupés dans les mêmes classes, en fonction des différentes périodes climatiques. Selon les trois périodes considérées, chaque point d'écoulement évolue dans les classifications et est classé différemment. Selon la classification de Perrin (2003), durant les trois périodes considérées les écoulements se répartissent toujours en 2 groupes, mais pour chaque période, les écoulements regroupés au sein des classes ne sont pas les mêmes. Notamment durant la période humide, des écoulements à caractère temporaires sont groupés avec les écoulements permanents. Cette classification ne permet donc pas de prendre en compte le caractère de continuité temporelle des écoulements, caractéristique

hydrodynamique prépondérante des écoulements rencontrés au sein de la zone non saturée. La classification de Smart et Friederich (1986) permet de mieux appréhender ce critère de continuité temporelle durant les périodes sèches et humides car les écoulements permanents ne sont pas classés avec les écoulements temporaires. Par contre durant la période de reprise, cette classification regroupe les écoulements permanents avec un écoulement temporaire, AC.

Il apparaît donc que selon la période climatique considérée, donc en fonction des conditions pluviométriques, la classification des écoulements évolue, et ceci est valable pour les deux classifications, même si la classification de Smart et Friederich (1986) semble plus adaptée. Ces deux classifications apparaissent donc comme non génériques puisqu'il est impossible d'obtenir les mêmes classes d'écoulement. Enfin, les variations de débits sont dépendantes de la quantité de pluviométrie. Ceci est bien illustrée par les évolutions des écoulements au sein de chaque classification durant les périodes sèches, de reprise et humide. Donc plus la pluviométrie est importante, et plus les débits vont être élevés, de même le CV des débits est sans doute directement impacté par le CV des pluies. Donc pour obtenir une classification des écoulements dans la zone non saturée qui soit le plus générique possible, et donc modélisable, il est nécessaire de prendre en compte également la pluviométrie qui impacte fortement la variation des débits, plutôt que de ne considérer uniquement que les variations de débit.

Ensemble de la période d'étude :

La Figure 2-5 présente le coefficient de variation en fonction du débit maximum sur toute la période d'étude (2004-2012), des écoulements permanents A, B et D et des écoulements temporaires. Sur ce graphique seulement 19 écoulements sur les 44 rencontrés dans la zone non saturée au cours de la période d'étude sont représentés car ce sont ceux qui sont actifs plus de 5 fois (afin de calculer un CV qui ne soit pas trop biaisé) sur toute la période d'étude, entre 2004 et 2012.

Sur toute la période d'étude, le point D a le coefficient de variation le plus faible, ce qui montre la faible variabilité de cet écoulement, même sous conditions climatiques contrastées.

Les écoulements A et B présentent une variabilité hydrodynamique relativement faible, avec des coefficients de variation inférieurs à 100 %.

Ce sont les deux écoulements C et GAS qui présentent des coefficients de variation élevés, montrant ainsi une plus grande variabilité hydrodynamique par rapport aux écoulements permanents A, B et D.

Le coefficient de variation très élevé du point GAS montre le caractère temporaire très marqué de cet écoulement.

En résumé, si la classification de Smart et Friederich (1986) appliquée aux écoulements rencontrés dans ce système est analysée au regard de la continuité temporelle des écoulements, il apparaît que :

(i) les écoulements temporaires avec une continuité temporelle une fois activés se répartissent en trois groupes,

(ii) l'écoulement B, permanent, est regroupé avec des écoulements temporaires, à continuité temporelle ou à faible continuité temporelle en tant qu'écoulement vadose, « vadose flow ». C'est logique car nous sommes dans la zone non saturée, mais le caractère de continuité temporelle n'est pas pris en compte dans cette classification,

(iii) les écoulements A, B et D, permanents, sont séparés selon cette classification, en tant qu'écoulement de percolation« percolation stream » pour A et D et en tant que vadose« vadose flow » pour B. Le point D pourrait être un écoulement de type percolation, vu sa faible profondeur et sa localisation dans un milieu type poreux, mais vu la profondeur de A, cette classification n'est pas cohérente avec sa profondeur importante (400m environ).

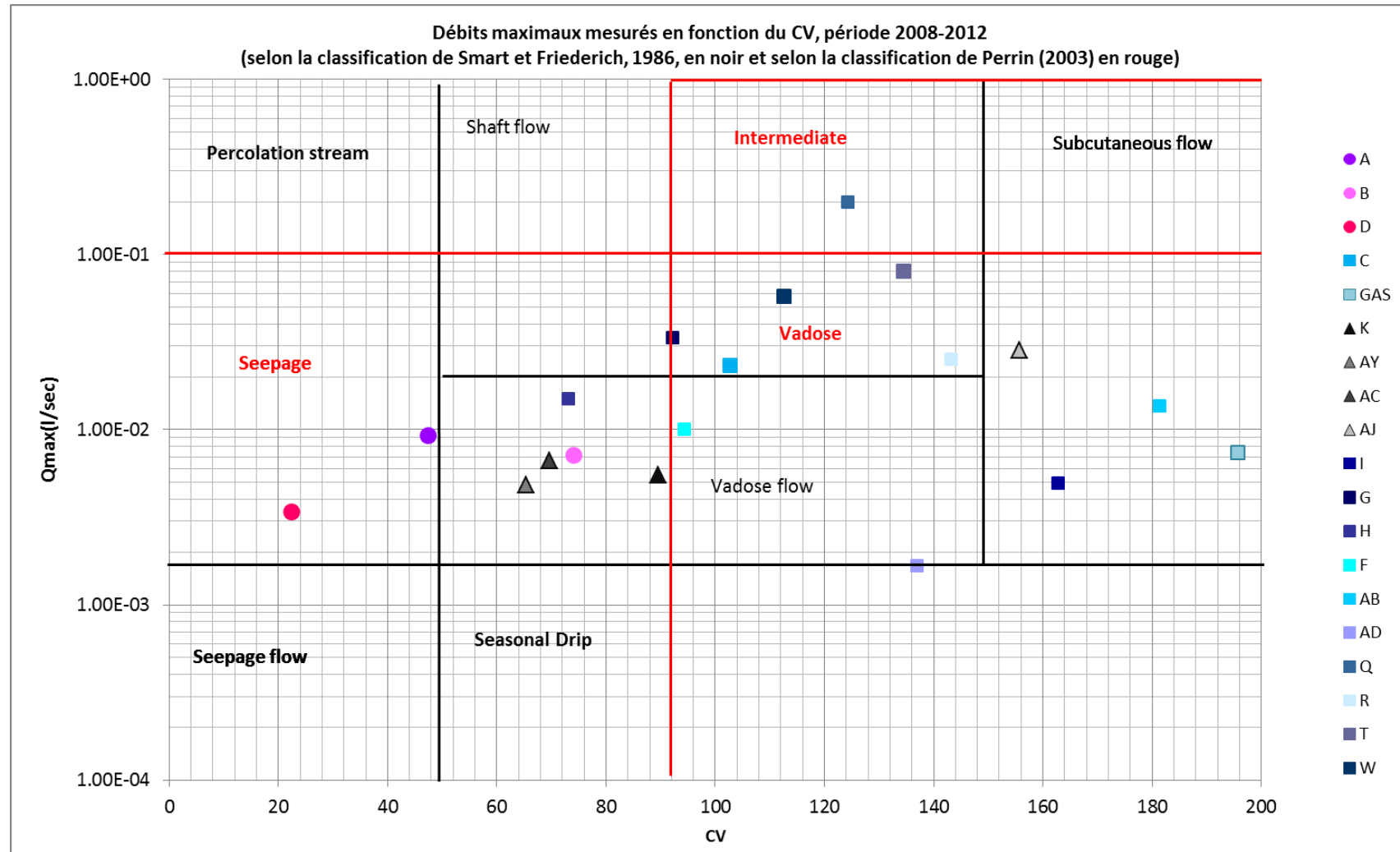


Figure 2-5 Classification des écoulements en fonction du coefficient de variation du débit et du débit maximum selon les classifications de Smart et Friederich (1986) et de Perrin et al. (2003). Le coefficient de variation est obtenu en divisant l'écart type sur les débits par le débit moyen

Intéressons-nous maintenant à la classification de Perrin (2003), qui a adapté celle de Smart et Friederich (1986) à son système épikarstique, non saturé :

- (i) tous les écoulements rencontrés dans notre système se répartissent en trois groupes
- (ii) les écoulements permanents A, B et D sont classés ensembles, contrairement à la classification de Smart et Friederich, en tant qu'écoulement de suintement, « seepage flow », ce qui semble adapté comme caractérisation de ces trois écoulements. Mais, ces trois points d'écoulement se répartissent dans cette classe avec d'autres points d'écoulement temporaires
- (iii) les écoulements temporaires se répartissent au sein de toutes les classes identifiées par Perrin (2003)
- (iv) des écoulements temporaires sont classés en tant qu'écoulement de suintement « seepage » (en raison du CV faible) avec les écoulements permanents, alors que notre classification tend à les séparer.

La comparaison de ces deux classifications en fonction des écoulements étudiés dans ce travail montre qu'elles sont trop spécifiques à chaque système étudié afin de pouvoir les généraliser à tous les systèmes. Néanmoins, il apparaît que la classification de Smart et Friederich (1986) reste la plus adaptée aux écoulements rencontrés dans notre système, en ce qui concerne les conditions de l'écoulement sur une période climatique homogène.

Ces deux classifications basées uniquement sur la variabilité des débits ne permettent pas de distinguer les écoulements permanents et temporaires, caractéristique qui semble importante dans notre système pour définir les écoulements.

Il est donc nécessaire de prendre en compte, afin de classer tous ces écoulements, d'autres paramètres que les variations de débits seules. Par exemple, les conditions pluviométriques favorisant l'activation des écoulements et la continuité des écoulements, temporaires vs permanents a minima, semblent être des critères intéressants.

La prise en compte de ces deux paramètres devrait être utile pour caractériser les points d'écoulements dans la zone non saturée, en plus de l'étude hydrodynamique des débits. Il semble nécessaire et logique de coupler les données d'entrées (caractéristiques de la pluviométrie – intensité, quantité) et de sorties (débits, continuité et variabilité des points d'écoulement).

Finalement ces deux classifications apparaissent utiles pour classer des comportements hydrodynamiques (la classification de Smart et Friederich (1986) apparaissant plus facilement transposable) mais ne semblent pas pertinentes pour classer des points d'écoulements de la zone non saturée dont les caractéristiques hydrodynamiques peuvent varier au cours du temps. Autrement dit, selon la classification considérée, les écoulements sont caractérisés différemment, ce qui ne permet pas de les définir avant de les modéliser. L'objectif de ce travail est de tendre vers une classification

des points d'écoulements au sein de la zone non saturée qui soit la plus générique possible dans un souci de modélisation.

B. Conditions d'activation des écoulements

Pour cette étude, les débits des 44 points d'écoulement géoréférencés ont été mesurés de mai 2004 à août 2012.

1. Relations pluies-débits : variabilité temporelle

L'alternance des périodes sèches et humides considérée va permettre d'étudier la diversité de réponse des écoulements au sein de la zone non saturée.

Durant la période sèche, (2004-2008) seulement 5 points d'écoulement coulent régulièrement (Figure 2-7), les points permanents A, B et D et les deux points temporaires GAS et C (variation des débits entre 0 et 2,3 l/min). Dans ces conditions hydrologiques particulières, les réserves ne sont pas ou peu renouvelées, le système se vidange. Ainsi, le bilan entrées - sorties est négatif pendant 4 cycles hydrologiques consécutifs. Cela démontre la présence de « réserves » en eaux importantes au sein de la zone non saturée. Ces réserves peuvent donc participer au soutien du débit d'étiage sur plusieurs années.

Durant la période de reprise, entre juin 2008 et novembre 2009, très humide (Figure 2-7) le nombre de points d'écoulement actifs augmente dans toute la zone non saturée étudiée, avec des réponses particulières, non observées durant la période sèche précédente. Par exemple des variations rapides des débits d'écoulements (de 0 à environ 10 l/min) sont observées au cours d'une 1 journée.

Durant les périodes suivantes (humide, sèche post-humide et sèche à événement extrêmes), humides à relativement humides, des réponses hydrodynamiques similaires à celles observées durant la période de reprise sont identifiées (Figure 2-7), avec des intensités logiquement plus faibles (variation des débits entre 0 et 5 l/min).

Toutefois, les conditions d'activation des écoulements sont relativement différentes : durant la période « sèche » quelques événements pluviométriques importants sont observés, avec un cumul pluviométrique important et un état initial du système sec. Durant les périodes suivantes (reprise, humide, sèche post-humide et sèche à événements extrêmes), des cumuls importants de précipitations sont observés, mais sans événement extrême particulier. De plus ces cumuls importants suivent un état initial du système humide (causé par la période de reprise, la plus humide de toute la période d'étude).

2. Relation entre les précipitations et le nombre de points d'écoulement actifs

Le Tableau 2-1 présente pour chacune des périodes climatiques caractérisées les précipitations efficaces totales cumulées, l'intensité journalière maximale, l'intensité journalière moyenne sur chaque période et le nombre de jours sans pluie supérieure à 5 mm (Celle, 2000).

Ce tableau illustre les différents régimes des pluies observés au cours de toute la période d'étude et qui justifient une classification en 5 périodes climatiques. Par comparaison, ces différentes conditions pluviométriques permettent de mettre en évidence celles nécessaires à l'activation et/ou à la continuité des écoulements dans la zone non saturée.

	Pluviométrie cumulée (mm)	Pluviométrie maximale (mm)	Nombre de valeurs > 5 mm	Intensité moyenne sur la période (mm/jour)
Période sèche (mai 04-mai 08)	911	60	46	19
Période de reprise (juin 08-nov. 09)	671	79	29	37
Période humide (déc. 09-janv. 11)	488	52	27	27
Période sèche post-humide (fév. 11-sept. 11)	61	27	4	3
Période sèche à événements extrêmes (oct. 11-août 12)	216	80	9	12

Tableau 2-1 Pluviométrie efficace (Station St Saturnin lès Apt), intensité maximale en 24 h et nombre de jours avec pluies > 5 mm par semestre entre 2004 et 2012, selon chaque période climatique

La période « sèche » est exceptionnellement sèche, elle est donc considérée non représentative de conditions pluviométriques dites « moyennes ». Durant la période de reprise, l'intensité maximale de pluviométrie en 24 h est observée, avec un nombre de valeurs > 5 mm le plus important aussi. C'est durant cette période, (hiver 2008) que la totalité des écoulements a pu être observée simultanément sur une campagne de prélèvement (le 15 décembre 2008). C'est pourquoi il semble intéressant d'étudier en premier lieu cette période particulière, même si elle est également non représentative de conditions pluviométriques « normales », afin de caractériser les conditions pluviométriques d'activation des différents écoulements au sein de la zone non saturée. Dans la suite de ce travail, le comportement hydrodynamique des écoulements activés pour la première durant cette période et leurs conditions d'activation sont comparés et caractérisés durant les périodes suivantes, à savoir période « humide », période « sèche post-humide » et période « sèche à événements extrêmes ». Dans un premier temps,

nous nous focalisons sur la comparaison des conditions d'activations des écoulements en fonction de la période sèche et de la période de reprise.

La Figure 2-6 représente le nombre de points d'écoulements en fonction de la pluie efficace entre 2004 et 2008. Ce graphique permet d'identifier les conditions d'activation des écoulements durant un épisode pluviométrique très particulier, mais sur les périodes suivantes on retrouve de la même manière l'activation des écoulements en fonction des conditions pluviométriques. Ce graphique, montre que :

- les 3 points d'écoulements permanents et les points temporaires GAS et C sont les seuls à couler depuis 2004(début de la période d'étude),
- entre 2004 et 2008, il n'y a pas de nouveau point d'écoulement observé,
- au cours de l'hiver 2008, un grand nombre d'écoulements temporaires s'activent pour la première fois.

La première activation de points d'écoulements temporaires durant l'hiver 2008 est donc liée au changement de conditions pluviométriques.

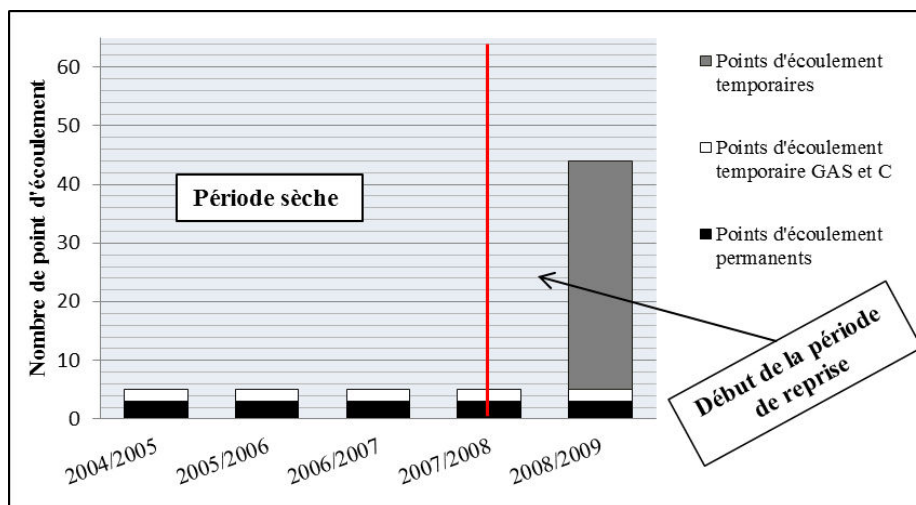


Figure 2-6 Nombre de points d'écoulement activés en fonction de période sèche et du début de la période de reprise (d'après (Perineau et al., 2010) modifié)

Il faut noter ici que l'augmentation de la pluviométrie commence dès le second semestre du cycle hydrologique 2007-2008, cycle de transition entre la fin de la période sèche (mai 2008) et le début de la période de reprise (juin 2008). Sur ce cycle hydrologique, il existe une différence entre la pluviométrie du 1^{er} semestre qui correspond à la période sèche et la pluie du dernier semestre qui correspond la période humide.

De plus, les 3 points d'écoulements permanents coulent toute l'année avec des débits compris entre 0,002 l.min⁻¹ pour des épisodes secs et 1,5 l.min⁻¹ environ pour des épisodes plus humides. Les points d'écoulements temporaires sont actifs suite à des épisodes pluvieux importants, avec des débits très

différents, compris entre $0,001 \text{ l.min}^{-1}$ et 12 l.min^{-1} environ. Chacun de ces points d'écoulement temporaires a une réactivité qui lui est propre et qui est différente en fonction de la nature de la pluviométrie (intensité, durée, volume précipité, historique). Par exemple, selon le point considéré, la durée d'écoulement varie d'un jour à 7 mois consécutifs, durant le cycle hydrologique 2008-2009. Le point d'écoulement C, temporaire entre 2004 et 2008 est devenu pérenne depuis l'hiver 2008.

Par ailleurs au cours de l'automne 2008 (semestre 1), 44 points d'écoulement au total sont activés, contre seulement 5 points durant l'automne 2004 (semestre 1). Cette différence peut être expliquée par la répartition et l'intensité des épisodes pluvieux : en 2008, la quasi-totalité de la période pluvieuse est concentrée sur 3 mois (octobre, novembre et décembre) avec parfois de fortes intensités ($> 60 \text{ mm.j}^{-1}$ de pluies efficaces). De plus, il semble qu'une accumulation importante de précipitations de faibles intensités ($< 60 \text{ mm.j}^{-1}$) durant une longue période (5 à 6 mois), ne suffit pas à provoquer l'activation d'un grand nombre de point d'écoulement.

Par ailleurs, des précipitations de forte intensité $> 40 \text{ mm.j}^{-1}$ au cœur de périodes sèches (pluviométrie totale efficace par semestre entre 30 mm et 200 mm pour la période 2004-2007), ne semblent pas permettre une activation de points au sein de la zone non saturée.

L'augmentation importante du nombre de point d'écoulement dans le système, comme en 2008, semble donc résulter de la conjonction de deux facteurs: (i) un cumul de précipitations important sur la période précédente et (ii) une quantité importante de précipitations sur une courte période, c'est-à-dire une forte intensité précédant le début des écoulements. Du point de vue des processus, la combinaison de ces facteurs pourrait s'expliquer comme suit :

- La première accumulation importante de pluies engendre un stockage d'eau et l'établissement d'une connectivité hydraulique suffisante,
- les précipitations intenses suivantes induisent une augmentation de pression dans le système (débouillage de conduits), provoquant ainsi la mise en route des écoulements. Cette comparaison peut illustrer l'importance des conditions d'écoulements précédentes à travers la zone non saturée et expliquer les variations hydrodynamiques durant les phénomènes climatiques particuliers.

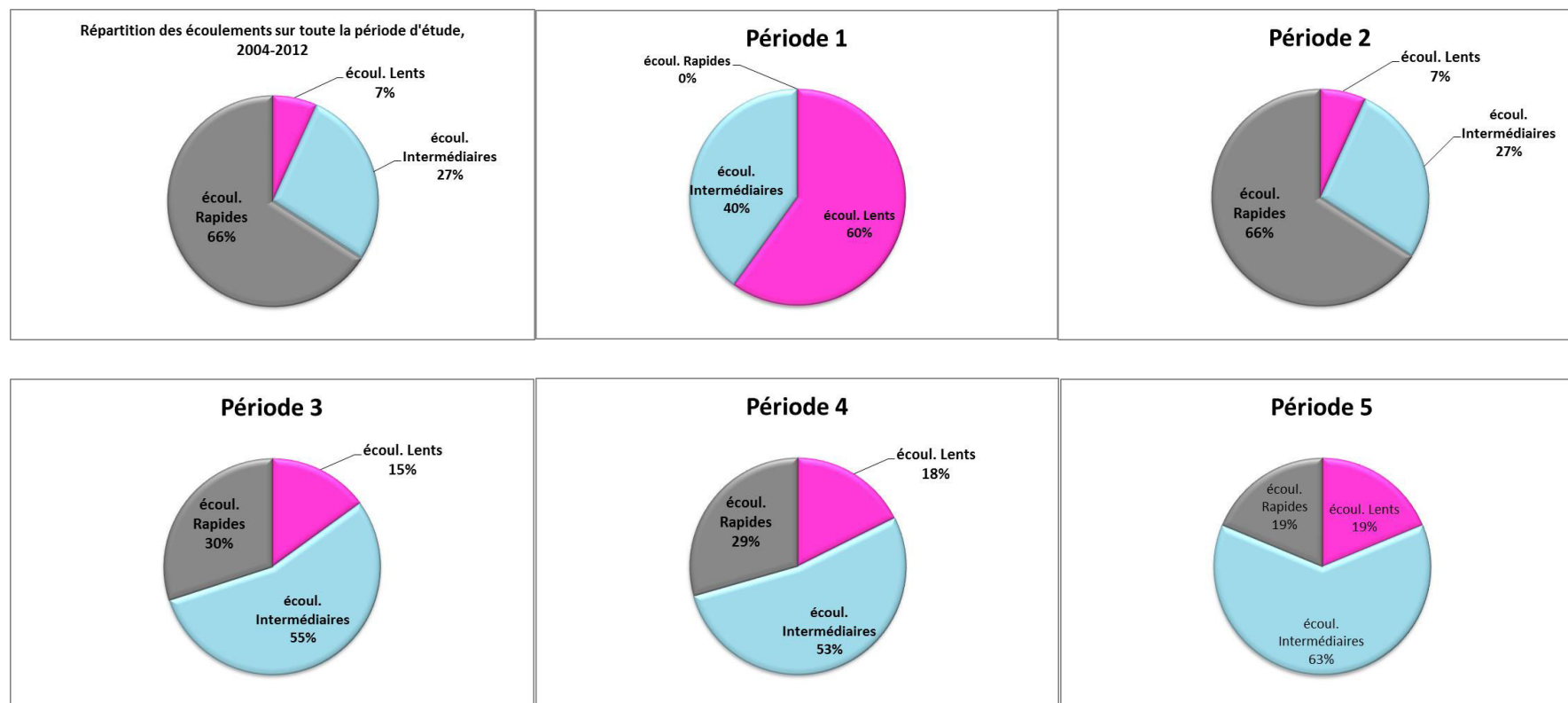


Figure 2-7 Répartition des trois types d'écoulement sur toute la période d'étude, et pour chaque période considérée

La réponse hydraulique à un événement pluvieux diffère d'un point de mesure à l'autre. Cette variabilité spatiale a déjà été illustrée dans plusieurs études se limitant à la zone non saturée de l'aquifère (e.g. Destombes et al., 1997; Delannoy et al., 1999; Sanz et Lopez, 2000; Bakalowicz, 2005).

Trois types de réponse ressortent de l'observation directe des hydrogrammes des 44 points de mesure (Figure 2-8) :

- Un premier comportement (Figure 2-8) type « lent », permanent, est caractéristique des écoulements A, B et D, quel que soit les conditions climatiques,
- Un deuxième comportement (Figure 2-8) type « rapide », caractéristique de la majorité des points d'écoulement temporaires, avec des activations d'écoulement en réponses à des événements climatiques particuliers et intenses, sur de très courtes durées,
- Un troisième comportement (Figure 2-8) type « intermédiaire », caractéristique de quelques points d'écoulement temporaires (une douzaine) dont GAS et C, avec des activations en réponse à des événements pluvieux importants, et une certaine continuité temporelle une fois que ce type d'écoulement est actif.

Afin de classer tous les écoulements de façon précise, deux séries de paramètres apparaissent intéressantes et complémentaires :

- Les conditions pluviométriques nécessaires à l'activation des écoulements
- La continuité temporelle des écoulements activés.

Il est à noter qu'une analyse statistique plus précise des variations de débits n'a pas donné de meilleures caractéristiques. L'hétérogénéité des données reflétée par des points d'écoulement qui ont très peu de continuité temporelle (écoulements durant quelques jours seulement, donc un faible nombre de mesures) peut biaiser l'analyse.

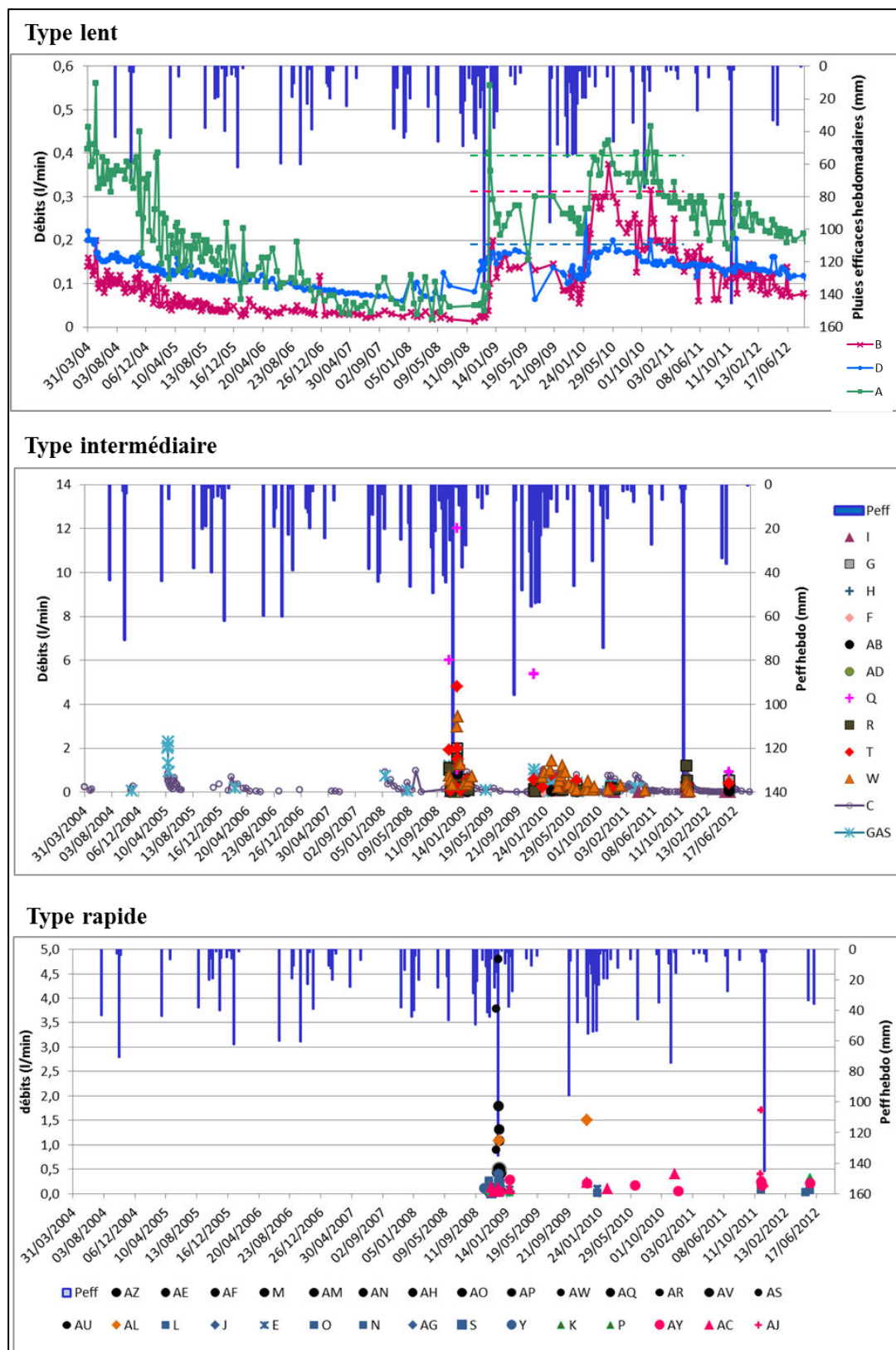


Figure 2-8 Classification des hydrogrammes en trois types de réponses différentes : le premier de type lent, le deuxième de type intermédiaire et le troisième de type rapide

Si les conditions pluviométriques nécessaires à l'activation des écoulements sont considérées, un premier groupe de points d'écoulement (3 écoulements) montre des variations hydrodynamiques similaires (Figure 2-8) ; ces points d'écoulement sont actifs quelle que soit la quantité de pluie et ils coulent durant toute la période d'étude, même durant la période la plus sèche. Durant les périodes humides, leur débit semble également atteindre un « seuil de débit supérieur » (Figure 2-9, droites en pointillés), qui représente probablement un écoulement maximum à travers le milieu associé. Si la continuité des écoulements activés est maintenant considérée, les points d'écoulement de ce groupe sont tout le temps actifs (Figure 2-8). Parmi le jeu de données, seulement 3 écoulements sont actifs (A, B et D) durant toute la période d'étude et appartiennent donc à ce groupe.

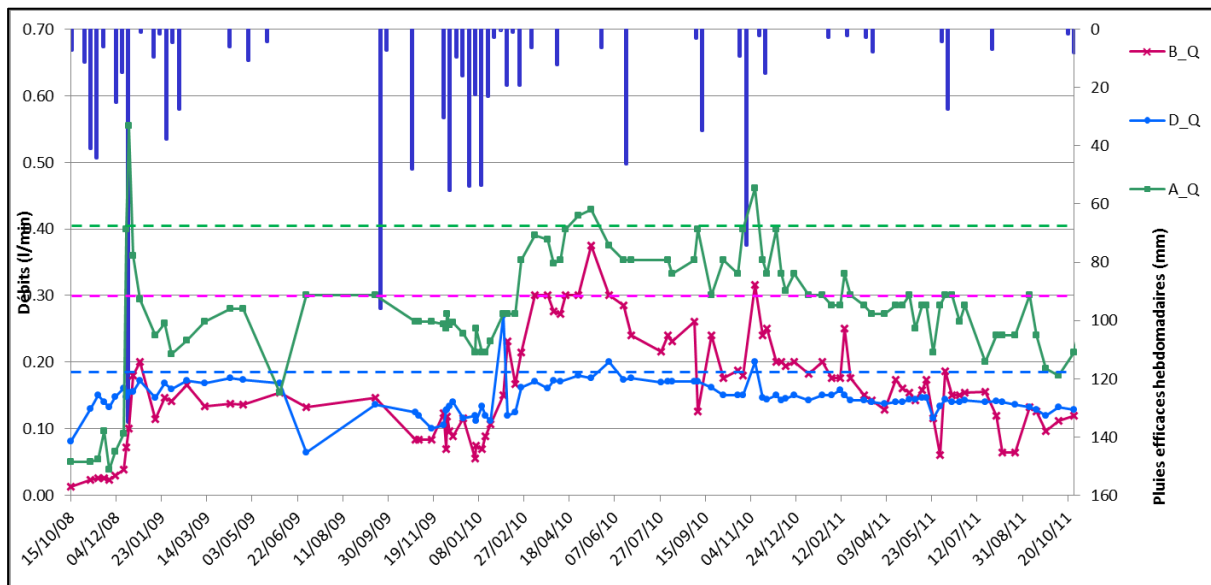


Figure 2-9 Seuil de débit maximum des trois écoulements permanents A, B et D

Un deuxième groupe de 29 points d'écoulement montre des variations hydrodynamiques différentes du premier groupe; ils apparaissent tous sur la Figure 2-8); ces points d'écoulements sont activés suite à des événements pluvieux intenses, précédés par une période avec une accumulation importante de pluies ; les points d'écoulement appartenant à ce groupe sont actifs seulement durant quelques jours sans réelle continuité temporelle.

Un troisième comportement, temporaire avec continuité dans le temps une fois les écoulements activés apparaît pour une douzaine de points de mesures (Figure 2-8). Ils se caractérisent par de fortes augmentations du débit lors d'événements pluvieux. Les hydrogrammes présentent une asymétrie avec une forte montée initiale du débit, sur une période de temps courte, puis, une récession beaucoup plus lente. Le point C en est un bel exemple (Figure 2-8). Ainsi cette douzaine de points de mesures montrent des chroniques semblables lors des épisodes de crues. Les variations hydrodynamiques de ces 12 points d'écoulement restants ne montrent pas de similarités avec les deux précédents groupes ; par contre ces points d'écoulements présentent des caractéristiques similaires entre eux, donc un troisième et dernier groupe est requis et suffisant pour les étudier; ces écoulements sont activés suite à

une accumulation importante de pluies, mais la quantité de pluies nécessaires est difficile à quantifier, de même, le lien avec l'intensité n'est pas évident. En fait c'est surtout la relation quantité de pluies-intensité de pluies nécessaire à l'activation des écoulements qui est difficile à apprécier, car elle est certainement propre à chaque écoulement. De plus, un état de charge local dans le massif permet probablement l'activation des écoulements, alors que dans un milieu hétérogène comme le karst, la charge locale varie au sein d'un même système, sur des distances souvent très petites. Par conséquent plusieurs écoulements activés en même temps n'impliquent pas qu'ils sont activés pour une charge identique, et inversement plusieurs écoulements qui ne sont pas activés en même temps peuvent l'être pour une même charge.

De plus la gamme de variation de débits de ces points d'écoulement est plus grande que pour les autres points d'écoulements. Ces points d'écoulement sont actifs durant des périodes plus ou moins longues (Figure 2-8). Leurs conditions d'activations sont dépendantes de conditions pluviométriques ou de charge hydraulique (reliées aux précipitations) particulières alors que leur continuité temporelle est difficile à relier aux précipitations ; la durée d'écoulement dépend probablement du volume d'eau relatif stocké dans le milieu résultant des conditions hydrogéologiques précédentes.

Ces réponses hydrauliques contrastées confirment l'existence de plusieurs types d'écoulements dans la zone non saturée.

Les points d'écoulement permanent type lent A, B et D sont issus d'un réservoir suffisamment capacitif pour tamponner les impulsions de recharge ; les points d'écoulements temporaires type rapide peuvent être alimentés par un réservoir peu capacitif pouvant transmettre rapidement un événement de recharge. Finalement les points d'écoulement temporaire type intermédiaire sont probablement intermédiaires entre les deux autres types de points, le fait qu'il soient non permanents impliquent un réservoir avec relativement peu de réserves, mais l'existence d'une certaine continuité d'écoulement implique l'existence d'une réserve minimale, leurs activations pour un certain niveau de charge locale pourrait donc correspondre à un « niveau » nécessaire de connectivité et de recharge de ces réserves avant l'activation.

Enfin, les caractéristiques hydrodynamiques qui apparaissent dans les tableaux 2-2, 2-3 et 2-4 ont été analysées dans le chapitre 2.

	I	G	H	F	AB	AD	Q	R	GAS	T	C	W
nombre total de campagnes (jours)	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268
nombre total de mesures (jours)	18	9	8	10	8	4	10	16	50	20	174	35
nombre maximum total de mesures consécutives (jours)	4	3	2	3	3	3	2	3	8	6	139	8
Débit max (l/min)	0,93	2,00	0,90	0,60	0,82	0,10	12,00	1,52	2,30	4,80	1,40	3,44
Débit moyen (l/min)	0,10	0,64	0,36	0,21	0,15	0,04	3,17	0,38	0,46	0,82	0,31	0,67
σ	0,22	0,59	0,26	0,17	0,27	0,05	3,94	0,47	0,56	1,11	0,32	0,75

Tableau 2-2 Nombre maximum de mesures consécutives et débit moyen, maximum et écart-type des écoulements intermédiaires

	J	AE	K	L	E	AZ	M	AL	O	N	AF	P	AM	AG	AY
nombre total de campagnes (jours)	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268
nombre total de mesures totales (jours)	3	1	4	3	3	1	1	2	3	3	1	4	1	3	8
nombre maximum de mesures consécutives (jours)	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	2
Débit max (l/min)	0,15	0,19	0,33	0,08	0,30	0,05	0,04	1,50	0,26	0,08	1,08	0,06	0,44	0,08	0,29
Débit moyen (l/min)	0,05	-	0,04	0,02	0,08	-	-	1,08	0,06	0,01	-	0,03	-	0,04	0,04
σ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09

	AN	AH	S	AC	AO	AP	AQ	AR	Y	AW	AV	AJ	AS	AU
Nombre total de campagnes (jours)	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268	268
nombre total de mesures (jours)	1	1	3	8	1	1	1	1	3	1	1	5	1	1
nombre maximum de mesures consécutives (jours)	0	0	2	2	0	0	0	0	2	0	0	3	0	0
Débit max (l/min)	0,12	0,04	0,21	0,40	1,31	0,50	0,46	0,47	0,40	4,80	1,80	1,70	3,78	0,90
Débit moyen (l/min)	-	-	0,01	0,04	-	-	-	-	0,08	-	-	0,03	-	-
σ	-	-	-	0,12	-	-	-	-	-	-	-	0,71	-	-

Tableau 2-3 Nombre maximum de mesures consécutives et débit moyen, maximum et écart-type des écoulements rapides

	A	B	D
nombre total de campagnes (jours)	268	268	268
nombre maximum de mesures consécutives (jours)	268	268	268
débit moyen (l/min)	0,56	0,38	0,27
débit maximum (l/min)	0,23	0,10	0,13
Ecart-type	0,11	0,07	0,03

Tableau 2-4 Nombre maximum de mesures consécutives et débit moyen, maximum et écart-type des écoulements lents

Les trois précédents tableaux révèlent une première classification possible en fonction de la continuité temporelle des écoulements (i) les points permanents, prélevés de manière continue depuis le début du suivi, (ii) des points temporaires, prélevés plus de 8 fois consécutives (soit environ 2 mois, ce qui représente une certaine continuité temporelle) (Tableau 2-2), i.e. avec une certaine continuité temporelle, et (iii) des points temporaires, prélevés moins de 8 fois consécutivement (Tableau 2-3), i.e. sans réelle continuité temporelle.

3. Classification hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée

Cette partie présente la caractérisation de tous les écoulements rencontrés dans la zone non saturée sur toute la période d'étude, en fonction des variations de débit et des deux séries de paramètres nécessaires, les conditions pluviométriques nécessaires à l'activation des points d'écoulement et la continuité des écoulements (temporaires vs permanents). Sur la base de cette caractérisation, un schéma conceptuel de fonctionnement de ces trois composantes hydrodynamiques au sein de la zone non saturée est finalement proposé.

3.1. Ecoulements lents

La Figure 2-10 représente de façon schématique des hydrogrammes des trois processus d'écoulement observés dans la zone non saturée en fonction de précipitations efficaces et illustre des conséquences probables sur coupe schématique d'une section locale de zone non saturée. Sur les graphiques schématiques, « ER » indique les précipitations efficaces, la ligne en pointillé montre le « niveau de débit supérieur » des écoulements lents permanents, les rectangles schématiques représentent les conditions d'écoulement dans une section de zone non saturée ; la couleur bleu schématise la phase eau qui remplit le réseau de circulation, et la couleur grise représente la phase air. Cette représentation

schématique est voisine de celle de Pronck (2009) mais notre étude considère des conditions naturelles de recharges, sur tout le bassin d'alimentation.

Les écoulements « lents » sont représentés par les écoulements permanents (Figure 2-10 a, b, c, d, e, f). En période « sèche », ils entrent en récession de la même manière que ce qui peut être observé à l'exutoire de certains systèmes karstiques. Ils semblent ainsi obéir à une loi linéaire de décharge type Maillet (Maillet, 1906) bien que celle-ci soit applicable aux milieux saturés. Le système peut donc réagir comme un système saturé localement. Afin de vérifier notre observation, le « niveau de débit maximum » et le coefficient de récession de la loi de Maillet sont évalués pour les trois écoulements permanents A, B et D (Tableau 2-5).

Point d'écoulement	Période	D	B	A
Profondeur (m)		33	422	442
95 ^{ème} percentile Débit maximum	07/01/2004 au 23/04/2004	0,21 ± 0,01	0,12 ± 0,04	0,40 ± 0,06
95^{ème} percentile / Débit maximum	01/09/2008 au 31/10/2010	0,18 / 0,27	0,30 / 0,38	0,41 / 0,56

Tableau 2-5 Débit maximum des points permanents A, B et D. Le 95^{ème} percentile correspondant à la période du 01/09/2008 au 31/08/2010 est considéré comme le seuil maximum de débit des points A, B et D sur la Figure 2-9

Durant les périodes de précipitations, comme en décembre 2008 ou février 2009 (Figure 2-9) par exemple, les débits ne semblent pas excéder un niveau maximum. Le 95^{ème} percentile, le débit maximum avant et après septembre 2008 (début de la période la plus humide), et un débit maximum moyenné sur une période climatique relativement homogène (entre le 07/01/2004 et le 23/04/2004) juste avant le début de la période de récession durant la première période sont calculés. Les résultats sont présentés dans le Tableau 2-5.

Les « niveaux de débit maximaux » des points d'écoulement A et D sont quasiment constant, même si le débit du point A semblent quelquefois dépasser ce seuil. Le « niveau de débit maximum » du point d'écoulement B augmente aussi au cours du temps (Tableau 2-5). Deux hypothèses peuvent être envisagées : (i) soit le point d'écoulement B ne draine pas seulement des écoulements type lents mais il peut aussi drainer des composantes intermédiaires et rapides des écoulements, qui ne sont pas actives tout le temps, soit (ii) l'exutoire en galerie du point d'écoulement B a permis l'activation de processus de karstification qui augmentent alors le réseau d'écoulement que le point B peut drainer.

De la même façon, des coefficients de récession sont évalués pour les trois points d'écoulement permanents A, B et D. Lang et Gille (1989) suggèrent que les fréquences irrégulières des événements pluvieux forcent à retenir soit des phases de récession contenant des événements de précipitations faibles, soit se contenter de très courtes périodes de pure récession. Premièrement, les coefficients de récession ont donc été calculés sur toute la période la plus sèche malgré quelques événements pluvieux

faibles et deuxièmement les coefficients de récession ont été calculés sur des courtes périodes de récession pure, peu ou pas du tout influencées par les précipitations. Les résultats sont résumés dans le Tableau 2-6.

Point d'écoulement	D	B	A
Période sèche	23/04/2004 au 11/12/2007	23/04/2004 au 06/07/2007	23/04/2004 au 27/07/2007
Coefficient de récession	$7,0 \pm 0,2 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,92$)	$12,7 \pm 0,8 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,72$)	$17,9 \pm 0,8 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,83$)
Période sèche	19/04/2005 au 03/11/2005	24/08/2005 au 05/10/2005	112/05/2005 au 09/11/2005
Coefficient de récession	$14 \pm 2 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,72$)	$90 \pm 20 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,93$)	$26 \pm 5 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,62$)
Période sèche	27/04/2007 au 25/10/2007	31/10/2006 au 27/07/2007	30/01/2007 au 06/07/2007
Coefficient de récession	$9 \pm 2 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,89$)	$30 \pm 8 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,49$)	$14 \pm 6 \text{ E-4 d}^{-1}$ ($R^2=0,47$)

Tableau 2-6 Coefficients de récession des points permanents A, B et D

Comme attendues, les valeurs sont supérieures pour les périodes de récession pure par rapport aux valeurs calculées sur toute la période la plus sèche. Ceci est particulièrement flagrant pour la période de pure récession (point B, entre le 24/08/2005 et 10/05/2005, sur 6 mesures). En fait l'infiltration efficace ralentie la récession. Néanmoins, ces valeurs relativement faibles sont en accord avec celles que l'on peut trouver dans la littérature. Par exemple, Bailly-Comte et al. (2010) obtiennent des coefficients de récession supérieurs de un à deux ordres de grandeur pour les systèmes karstiques; En considérant l'échelle kilométrique de ces systèmes, la proportionnalité entre le coefficient de récession et la taille du système considéré, les valeurs obtenues pour notre étude sont concordantes, car les échelles de volumes considérées sont décamétriques pour le point D et hectométriques pour les points A et B. De plus, les valeurs se situent dans un même ordre de grandeur, entre 7.10^{-4} et 9.10^{-3} d^{-1} , qui n'est pas trop étendue, au regard de la variabilité des paramètres mis en jeu : l'influence des précipitations, la durée de récession, la profondeur des points d'écoulement, l'indice de fracturation et l'état de karstification du milieu local des points d'écoulement.

Ainsi le bon ajustement de la loi de Maillet sur les écoulements dits « lents » révèle que ces écoulements se comportent comme ceux issus d'un milieu saturé. Il est tout à fait probable qu'ils soient le témoin d'une saturation locale du milieu qui conduit ces écoulements « lents » au cœur de la zone non saturée. Les variations de débits de ces écoulements peuvent donc être une bonne indication du « niveau d'eau effectif » dans le réservoir considéré.

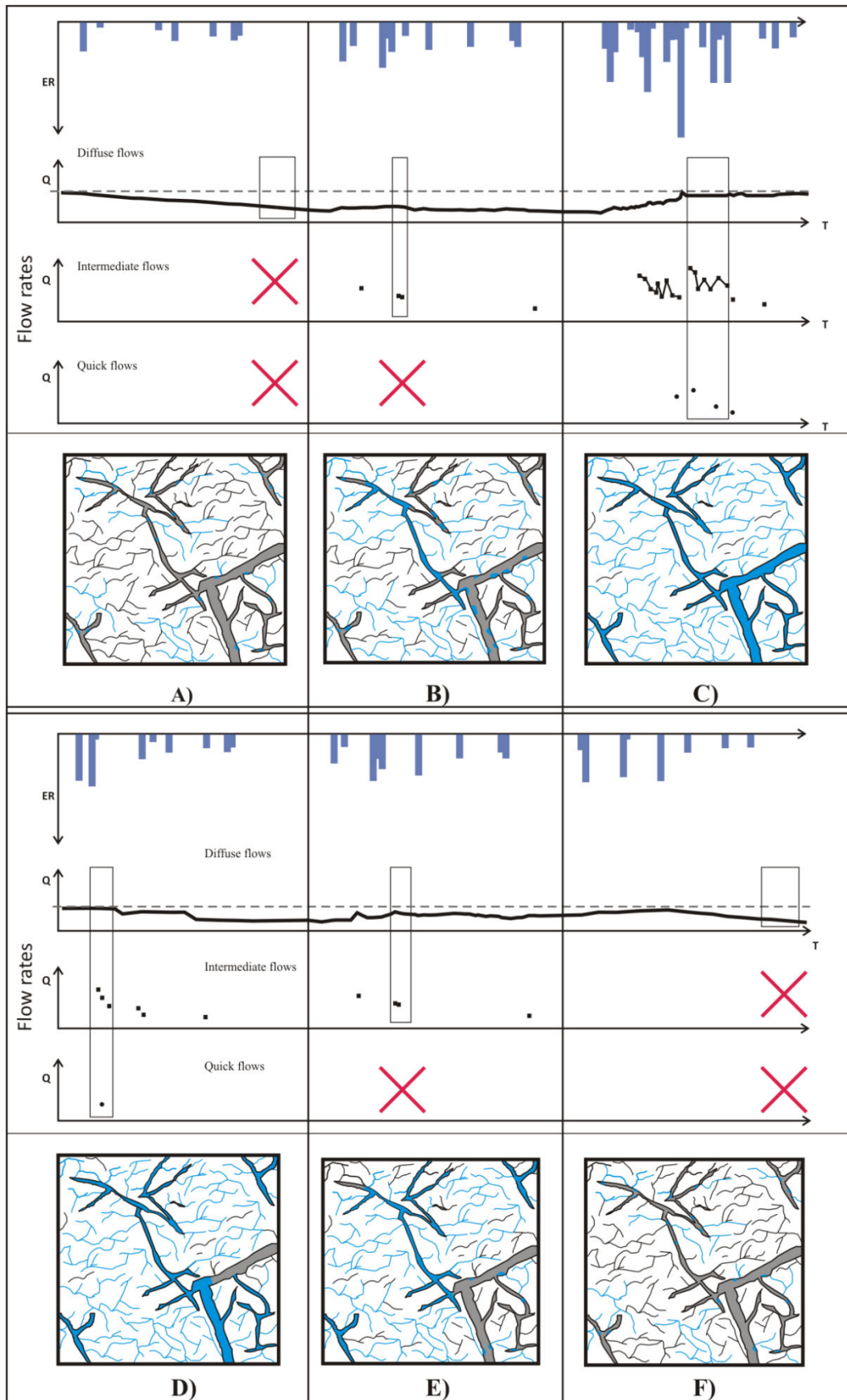


Figure 2-10 Représentations schématiques des hydrogrammes des trois processus d'écoulement dans la zone non saturée en fonction de précipitations efficaces et illustrations des conséquences probables par coupe schématique d'une section locale de zone non saturée

3.2.Écoulements rapides

Les écoulements rapides sont activés en réponse à un évènement pluvieux intense, précédé d'une accumulation de précipitations importantes (Figure 2-10, c et d). L'accumulation de pluies importante permet l'établissement d'une connectivité hydraulique dans le système et un stockage d'eau qui va permettre de soutenir les débits d'écoulements. Ceci correspond à la quantité d'eau nécessaire pour atteindre un « seuil d'activation ». L'évènement pluvieux intense qui suit l'accumulation de précipitations induit alors une augmentation de pression dans le système et donc une augmentation du « niveau d'eau effectif » qui peut alors atteindre un « seuil d'activation » nécessaire à l'activation de ces écoulements rapides. Ces écoulements rapides pourraient être modélisés par une loi linéaire de décharge à seuil.

Les points d'écoulement représentant la composante rapide dans notre système sont actifs seulement quand les débits des écoulements type lents sont proches et/ou atteignent leurs « niveaux de débits maximaux » (Figure 2-10 c et d). Il peut alors être déduit que le « niveau de débit maximum » des écoulements type lent et le seuil d'activation des écoulements rapides sont probablement du même ordre de grandeur.

3.3.Écoulements intermédiaires

Les écoulements intermédiaires sont des écoulements temporaires qui pourraient obéir à une loi de décharge non linéaire de type hystérésis, comme cela est proposé dans la littérature. Cette fonction est contrôlée par deux seuils de « niveau d'eau effectifs », c'est-à-dire un seuil supérieur d'activation et un seuil inférieur d'arrêt. Le seuil supérieur correspond à la connectivité hydraulique qui est nécessaire à l'activation de ce type de composante d'écoulement. Les écoulements activés dès l'atteinte de ce seuil le restent tant que le « niveau d'eau effectif » est au-dessus du seuil inférieur (Figure 2-10, b c, d et e). En dessous de ce seuil inférieur, la connectivité hydraulique est minimale, par conséquent aucun écoulement intermédiaire ne peut être actif, seuls les écoulements à composante lente (comme A, B et D) sont actifs (Figure 2-10; a). La variation du « niveau d'eau effectif » reflète la variabilité de la connectivité et les variations de débits des écoulements. Ainsi, ces écoulements intermédiaires peuvent être actifs durant des périodes plus ou moins longues (Figure 2-10, b c, d et e).

Cependant, le lien entre l'activation d'écoulements à composante intermédiaire et l'intensité de pluies n'est pas évident. Il semble que la quantité de pluies et l'état de connectivité hydraulique du système précédant les évènements pluvieux soient les conditions nécessaires à l'activation de ce type d'écoulement. Cela peut s'exprimer avec le « niveau d'eau effectif ».

Sur la base de ces observations, un large spectre de comportements hydrodynamiques semble exister dans la classe des écoulements à composante intermédiaire. Par exemple, durant la période sèche (la plus sèche), les points d'écoulements C et GAS sont les seuls écoulements à composante intermédiaire actifs (parmi 12 écoulements de ce type) (Figure 2-8). Le point d'écoulement C a une frange d'hystérésis plus importante et un seuil inférieur plus bas que ceux du point d'écoulement GAS, car le point C, une fois activé, coule de façon continue sur une période plus longue que le point GAS.

D'autre part, durant les périodes plus humides, c'est-à-dire durant la période de reprise, et les 3 suivantes, le point d'écoulement C devient permanent depuis l'hiver 2008, alors que le point GAS reste temporaire. Cette observation vient souligner le large spectre de connectivité hydraulique versus conditions nécessaires à l'écoulement qui doit être pris en compte dans les milieux karstiques. Ce spectre est probablement dû au grand nombre de combinaisons possibles des deux niveaux de « seuils d'eau effectifs » (supérieur et inférieur). De plus, la variabilité du nombre de points d'écoulement à composante intermédiaire (aucun durant la période sèche et jusqu'à 12 durant la période de reprise) est clairement liée à l'état de connectivité hydraulique à l'intérieur du système.

En résumé, une gradation de l'activation des écoulements est observée dans le système :

- les écoulements à composante lente sont actifs de façon permanente et quel que soit la quantité de pluies,
- les écoulements à composante intermédiaire sont actifs une fois qu'un seuil supérieur est atteint puis tant que le « niveau d'eau effectif » dans le réservoir varie entre deux seuils, supérieur et inférieur, ce qui correspond à une certaine quantité de pluies,
- et enfin, les écoulements à composante rapide sont actifs quand le « niveau d'eau effectif » atteint un seuil supérieur élevé, ce qui correspond à une accumulation de pluies importante suivie par un évènement pluvieux intense.

L'étude hydrodynamique des écoulements montre donc une tendance à l'organisation des écoulements au sein du système par rapport à leur composante d'écoulement ; les écoulements dans la zone non saturée pourraient être finalement considérés comme un continuum d'écoulement type hystérésis :

- les points d'écoulement lents coulent de façon pérenne car les deux niveaux de seuils (représentant l'hystérésis) sont « très éloignés »,
- les points d'écoulements rapides ont deux niveaux de seuils quasiment identiques et très hauts, ce qui explique leur faible continuité temporelle,
- les points d'écoulements intermédiaires ont deux niveaux de seuils intermédiaires.

C.Organisation spatio-temporelle des écoulements au sein de la zone non saturée

Les galeries artificielles du LSBB recoupent de façon arbitraire les systèmes de failles et donc des zones potentielles d'écoulement au sein de la Zone Non Saturée. A ce jour, 44 points d'écoulement différents ont été observés et prélevés au moins une fois. Comme le montre la Figure 2-11, ces points d'écoulements sont répartis tout au long des galeries, à différentes profondeurs (de 30 à environ 500m de profondeur).

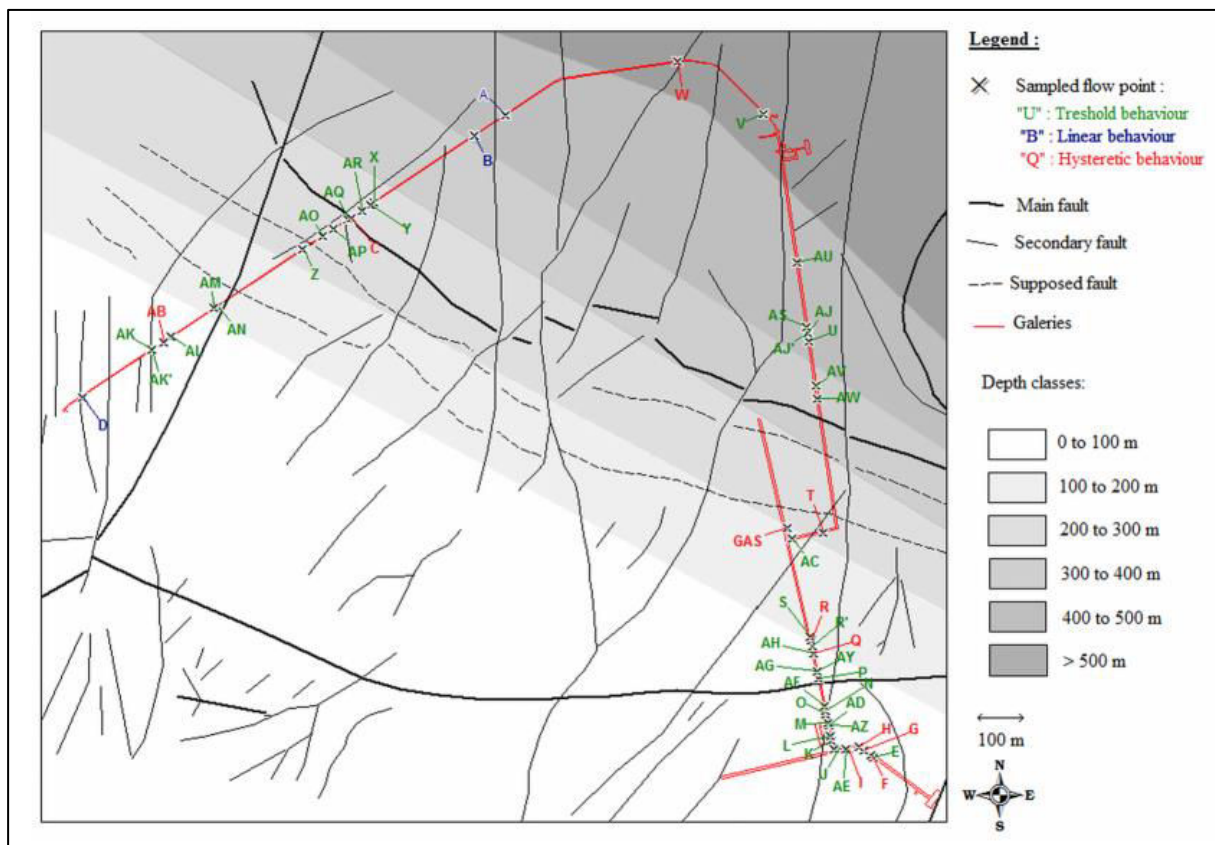


Figure 2-11 Représentation de la galerie du LSBB, fracturation de surface et localisation des points d'écoulements. Les points d'écoulement sont présentés en fonction de leurs comportements hydrodynamiques

1. Caractérisation géologique des points d'écoulement

A partir des relevés géologiques et géotechniques réalisés au moment du percement de la galerie, il est possible de caractériser les différents points d'écoulement observés en fonction de la géologie (

Tableau 2-7). Les relevés géologiques et géotechniques ont consisté en la caractérisation de la lithologie, le relevé de failles, fissures, diaclases et de l'indice de karstification et l'observation des indices de suintements. La fréquence de fracturation a été calculée par Thiebaud (2003) et les coordonnées en Lambert II ainsi que la profondeur de chaque point d'écoulement observé ont été calculées au cours de ce travail.

Point d'écoulement	Lithologie	Fréquence de fracturation (nbre /100m)	Présence de faille	Présence de suitements	Indice de karstification	X (Lambert II étendu)	Y (Lambert II étendu)	Profondeur (m)
D	calcaire spathique peu fracturé massif	5-15	-	oui (9l/h)	fissure / diaclase poche d'argile	851483,3	1886680,3	33,3
B	Calcaire sublithographique blanc et noir peu fracturé	35-45	oui	oui	-	852273,9	1887206,5	421,5
A	Calcaire blanc sublithographique très fracturé (très argileux)	35-45	-	-	plusieurs poches d'argiles	852335,3	1887247,1	442,2
I	calcaire beige sublithographique assez fracturé	5-15	-	-	-	853027,6	1885973,3	60,2
G	calcaire beige sublithographique	15-25	-	-	-	853058,9	1885969,6	64,6
H	calcaire blanc sublithographique	15-25	oui	oui	poche d'argile	853047,8	1885977,8	64,7
F	calcaire beige sublithographique	15-25	-	-	fissure / diaclase	853073,3	1885959,1	65,2
AB	calcaire spathique	35-45	oui	-	-	851647	1886791,2	66,3
AD	calcaire beige sublithographique peu fracturée	15-25	-	-	-	852987,4	1886019,1	69,9
Q	calcaire beige sublithographique massif peu fracturé avec calcite	35-45				852956,9	1886165,8	116,6

Point d'écoulement	Lithologie	Fréquence de fracturation (nbre /100m)	Présence de faille	Présence de suitements	Indice de karstification	X (Lambert II étendu)	Y (Lambert II étendu)	Profondeur (m)
R	calcaire beige sublithographique fracturé	35-45				852951,6	1886191,4	124,6
GAS	calcaire spathique peu fracturé	15-25	oui	oui	fissure / diaclase	852904,8	1886416,5	191,7
T	calcaire spathique fracturée	15-25	-	-	fissure / diaclase poche d'argile	852975,6	1886408,8	195,7
C	calcaire beige sublithographique fracturé	zone très fracturée et broyée	oui	oui	fissure / diaclase poche d'argile	852024,9	1887041,5	256
W	calcaire sublithographique banc et noir, très fracturé, très argileux	15-25	-	-	poche d'argile vide karstique de 2 m à proximité	852683,2	1887355,9	437,4
J	calcaire beige sublithographique assez fracturé	15-25	oui	-	-	852997,3	1885971,6	58,2
AE	calcaire beige sublithographique assez fracturé	15-25	oui	-	-	853022,7	1885972,2	59,3
K	calcaire beige sublithographique assez fracturé	15-25	oui	-	fissure / diaclase	852993,6	1885989,5	62,1
L	calcaire beige sublithographique assez fracturé	15-25 zone locale très fracturée et broyée	oui	-	fissure / diaclase poche d'argile	852991,5	1885999,2	64,9
E	calcaire blanc sublithographique	15-25	oui	-	-	853077,5	1885956	65,4

Point d'écoulement	Lithologie	Fréquence de fracturation (nbre /100m)	Présence de faille	Présence de suitements	Indice de karstification	X (Lambert II étendu)	Y (Lambert II étendu)	Profondeur (m)
AZ	calcaire beige sublithographique peu fracturée	15-25	-	-	-	852987,2	1886020,2	70,2
M	calcaire beige sublithographique peu fracturée	15-25	-	-	fissure / diaclase poche d'argile	852986,1	1886025,6	71,5
AL	calcaire blanc crayeux peu fracturé	35-45	oui		fissure/diaclase	851662,8	1886801,7	71,9
O	calcaire brun cristallin peu fracturé	25-35	oui	-	-	852982,5	1886042,8	76,7
N	calcaire brun cristallin peu fracturé	25-35	oui	oui	fissure / diaclase	852981,3	1886048,3	78,4
AF	calcaire brun cristallin peu fracturé	25-35	oui	-	poche d'argile	852979,4	1886057,6	80,9
P	calcaire brun cristallin très diaclasé	25-35	oui	-	-	852967,5	1886114,7	99,9
AM	calcaire blanc crayeux peu fracturé	25-35	oui	-	-	851750,4	1886859,7	102,6
AG	calcaire brun cristallin très diaclasé	25-35	-	-	fissure / diaclase poche d'argile	852964,8	1886127,8	103,7
AY	calcaire brun cristallin très diaclasé	25-35	-	-	poche d'argile	852964,8	1886127,8	104,1
AN	calcaire blanc crayeux peu fracturé	25-35	oui	-	-	851755,6	1886863,1	104,9
AH	calcaire beige sublithographique massif peu fracturé avec calcite	35-45	-	-	-	852957,3	1886164,2	115,9

Point d'écoulement	Lithologie	Fréquence de fracturation (nbre /100m)	Présence de faille	Présence de suitements	Indice de karstification	X (Lambert II étendu)	Y (Lambert II étendu)	Profondeur (m)
S	calcaire beige sublithographique fracturé	35-45	-	-	fissure / diaclase	852950,2	1886198,2	126,7
AC	calcaire spathique peu fracturé	15-25	oui	-	-	852914,2	1886394,7	183,5
AO	calcaire beige sublithographique fracturé	15-25	oui	-	-	851968	1887003,9	218,8
AP	calcaire beige sublithographique fracturé	25-35	oui	-	-	851990	1887018,4	236,4
AQ	calcaire beige sublithographique fracturé	25-35 zone broyée locale	non	oui	fissure / diaclase poche d'argile	852018,7	1887037,4	250,7
AR	calcaire beige sublithographique très argileux fracturé	25-35	-	-	poche d'argile	852047	1887056,2	274,3
Y	calcaire beige sublithographique fracturé	15-25 zone broyée locale	oui	-	fissure / diaclase poche d'argile	852064,1	1887067,5	287,9
AW	calcaire sublithographique blanc très broyé (50-60 % d'argile)	zone broyée	-	-	fissure-diaclase	852965,2	1886676,2	302,7

Point d'écoulement	Lithologie	Fréquence de fracturation (nbre /100m)	Présence de faille	Présence de suitelements	Indice de karstification	X (Lambert II étendu)	Y (Lambert II étendu)	Profondeur (m)
AV	calcaire sublithographique blanc fracturé à peu fracturé blanc	35-45	oui	-	-	852961,3	1886702,5	314
AJ	calcaire sublithographique blanc très fracturé	25-35	-	-	-	852945,6	1886808,8	359
AS	calcaire sublithographique blanc très fracturé	25-35	oui	-	poches d'argile	852943,9	1886820,5	365,1
AU	calcaire sublithographique blanc peu fracturé	15-25	oui	-	-	852924,6	1886950,4	428

Tableau 2-7 Caractéristiques géologiques des points d'écoulement

Pour quasiment la majorité des points d'écoulement géoréférencés il existe au moins une caractéristique du milieu au droit des écoulements qui pourrait expliquer leur existence et leurs dynamiques. Toutefois, le lien entre ces caractéristiques géologiques ou structurales avec leur continuité ou même leur type de classe hydrodynamique établi dans la partie n'est pas évident.

En effet par exemple les points d'écoulement B et D (permanents type lent) , les points d'écoulement temporaires H, GAS, C (écoulements intermédiaires) et AQ, U, N (écoulements rapides) se trouvent dans des zones présentant des suintements dès le creusement de la galerie, et les points T, J AE, AK (écoulements rapides) se trouvent dans des zones présentant des failles, favorisant des écoulements préférentiels dans le réseau.

Pour d'autres points d'observation tels que par exemple X, AR, O, AZ (écoulements rapides) et AD, I, G (écoulements intermédiaires), la présence d'écoulement est moins évidente à lier avec les caractéristiques du milieu, et enfin pour le point d'observation W (écoulement intermédiaire), l'existence de l'écoulement est à relier à la présence d'un vide karstique de 2 m au droit de ce point d'observation.

La relation entre l'existence de points d'écoulement et leurs processus hydrodynamiques, et la lithologie n'a pas non plus été clairement identifiée. Il semble que ce soit plus le degré de karstification et de fracturation/fissuration qui influe sur l'existence d'écoulement dans cette zone.

Ces observations ne permettent pas de préciser le lien entre les propriétés géologiques de la zone et l'existence d'écoulement, c'est pourquoi il est nécessaire d'approfondir l'étude du milieu et les relations avec les écoulements.

2. Relation entre la fracturation et la localisation des points d'écoulement

Sur la Figure 2-12 sont représentés l'ensemble des points d'écoulement observés sur la période d'étude (2004 - 2012). La densité de fracture relevée lors du creusement du tunnel par 100 m de galerie est également indiquée, ainsi que l'épaisseur de la couverture rocheuse au-dessus de la galerie. Certaines zones broyées très localisées sont comptées comme une seule fracture, compte-tenu de l'échelle à laquelle le calcul a été réalisé.

Dans les aquifères karstiques l'essentiel des circulations d'eau se fait par les discontinuités. Toutefois comme le souligne cette figure, la relation densité de fracture - nombre de points d'écoulement par unité de surface n'apparaît pas aussi évidente que cela.

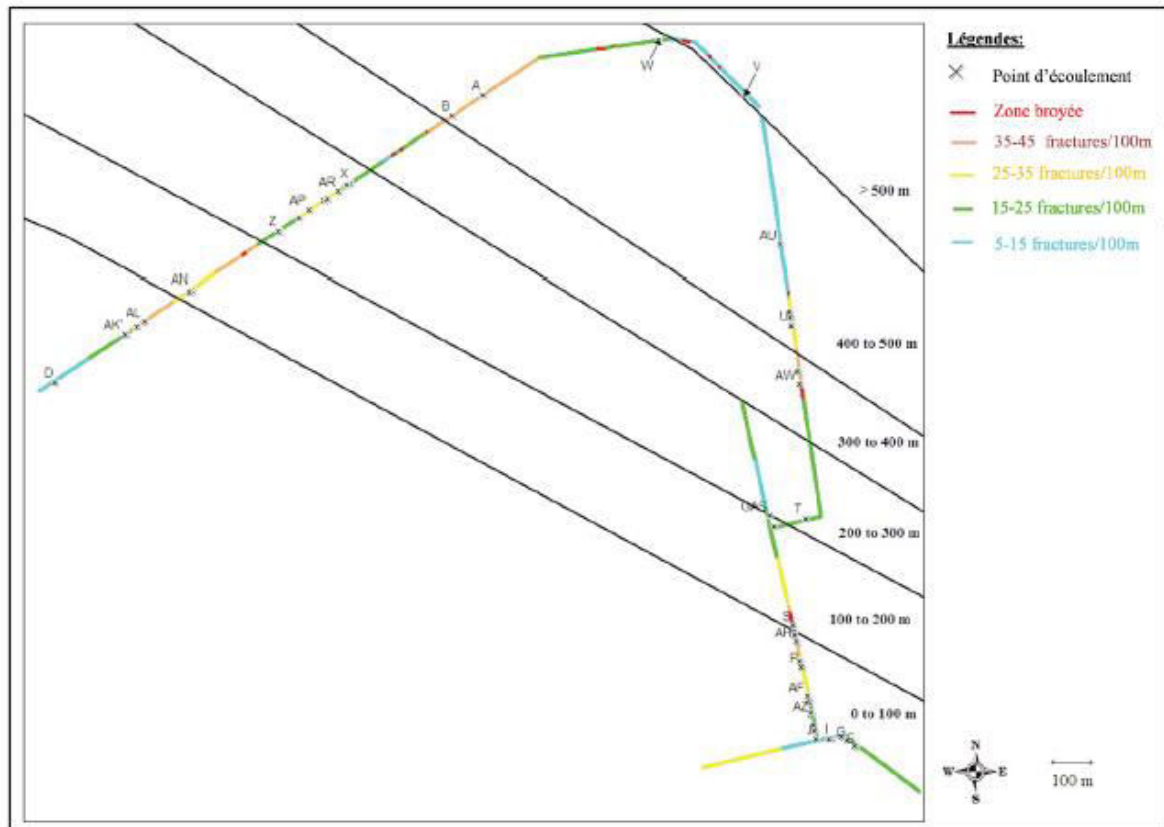


Figure 2-12 Densité de fracturation et localisation des points d'écoulement dans la galerie du LSBB

3. Relation entre la profondeur et la localisation des points d'écoulement

La relation entre la densité de fracture et le nombre de points d'écoulement n'étant pas évidente, il est intéressant d'étudier plus précisément la relation entre la profondeur et le nombre de points d'écoulement.

Les données ont été arbitrairement regroupées par classes de 100 m de profondeur, ce qui est suffisant pour avoir au moins 5 points d'écoulements par classe. De façon à pouvoir comparer les résultats, le nombre de points d'écoulement a été ramené à une longueur de 100 m de galeries.

Le nombre de points d'écoulement diminue avec la profondeur (Figure 2-13). Ce nombre est divisé par deux entre 0-200 m et 200-400 m de profondeur, et divisé encore par deux entre 200-400 m et la zone la plus profonde.

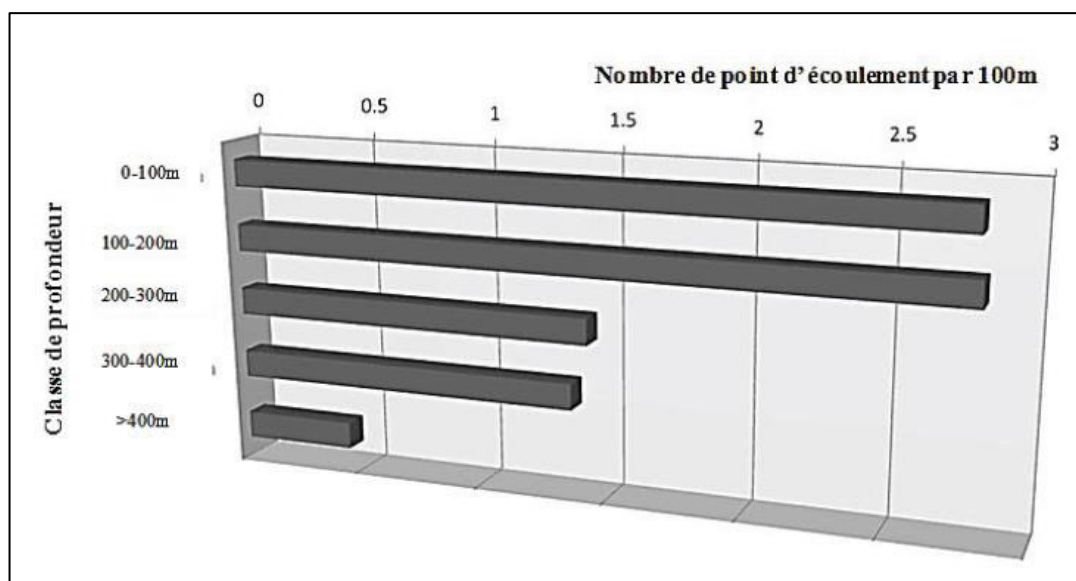


Figure 2-13 Nombre de point d'écoulement par 100 m de galerie en fonction des classes de profondeur

4. Relation entre la fracturation, la profondeur et l'organisation spatiale des point d'écoulement

Le Tableau 2-8 présente le nombre de points d'écoulement au sein de chaque classe de profondeur (de 100 m d'épaisseur) et le nombre de points d'écoulement par 100 m (linéaire) de classe de profondeur en fonction de la densité de fracturation, sur le cycle hydrologique 2008-2009, durant la période de reprise, car c'est seulement durant ce cycle hydrologique que les 44 points d'écoulement ont été observés et mesurés. Les notations adoptées dans ce tableau sont les suivantes :

- les valeurs existantes représentent le nombre de point d'écoulement et le nombre de point d'écoulement par 100 m de galerie et indiquent la présence simultanée d'écoulement au sein de la classe de profondeur considérée et au sein de la classe de fracturation.
- les valeurs numériques non nulles correspondent au nombre de point d'écoulement et au nombre de point d'écoulement par 100 m de galerie et indiquent la présence simultanée d'écoulement au sein de la classe de profondeur considérée et au sein de la classe de fracturation.
- les valeurs nulles indiquent que la classe de densité de fracturation est représentée dans la classe de profondeur considérée mais qu'aucun point d'écoulement n'est observé dans l'intersection correspondante des deux classes précédentes
- les parties du tableau avec deux astérisques (**) indiquent l'absence de la classe de fracturation considérée au sein de la classe de profondeur.
- les valeurs marquées par un astérisque (*) dans la classe de profondeur « > 400 m » sont des valeurs particulières. En effet, la valeur 0,18 dans la classe de fracturation « 5 à 15 fractures

par 100 m » et la valeur 0,09 dans la classe de fracturation « 15 à 25 fractures par 100 m », représentent trois points d'écoulements qui sont situés dans une zone de forte fracturation peu étendue (CEBTP, 1968). Lors de la réalisation de cette classification, les zones très fracturées et broyées de moins d'un mètre avaient été considérées comme une seule fracture.

Classe de fracturation	0-100m	100-200m	200-300m	300-400m	>400m
5-15 fractures/100m	4 / 0.56	**	0 / 0.00	0 / 0.00	2 / 0.18*
15-25 fractures/100m	11 / 1.54	5 / 1.01	3 / 0.61	0 / 0.00	1 / 0.09*
25 -35 fractures/100m	4 / 0.56	4 / 0.81	3 / 0.61	4 / 0.91	0 / 0.00
35-45 fractures/100m	2 / 0.28	5 / 1.01	**	1 / 0.23	2 / 0.18
Zones broyées	0 / 0.00	0 / 0.00	1 / 0.20	1 / 0.23	0 / 0.00 (+2+1)/(+0.18+0.09)*
Total	21 / 2.95	14 / 2.82	7 / 1.42	6 / 1.36	5 / 0.44

Tableau 2-8 Nombre de point d'écoulement/nombre de point d'écoulement par 100 m vs fracturation pour chaque classe de profondeur (Perineau et al., 2010)

Par conséquent ces deux précédentes valeurs (0,18 et 0,09) ont été logiquement reportées dans les parties du tableau correspondant aux classes de fracturation « zone broyée ».

Les valeurs non nulles apparaissent en gras afin de mettre en évidence l'organisation des écoulements avec la profondeur : il apparaît ainsi qu'en surface, il y a de nombreux écoulements aussi bien dans des milieux fracturés que très facturés, tandis qu'en profondeur, il n'y a pas d'écoulement dans les milieux peu fracturés, ils semblent se concentrer dans des zones très fracturées.

Ces résultats ne permettent pas de mettre en évidence une organisation verticale de la densité de fracturation. Cependant nous pouvons remarquer que les écoulements aux profondeurs les plus importantes sont associés à une plus grande densité de fracturation. Le nombre de points d'écoulements diminue avec la profondeur et ils sont localisés dans des zones avec des densités de fracturation de plus en plus importantes avec la profondeur. Notons que ces résultats montrent une organisation des écoulements avec la profondeur et la fracturation alors qu'une organisation en fonction de l'un ou l'autre de ces paramètres considérés séparément n'est pas évidente.

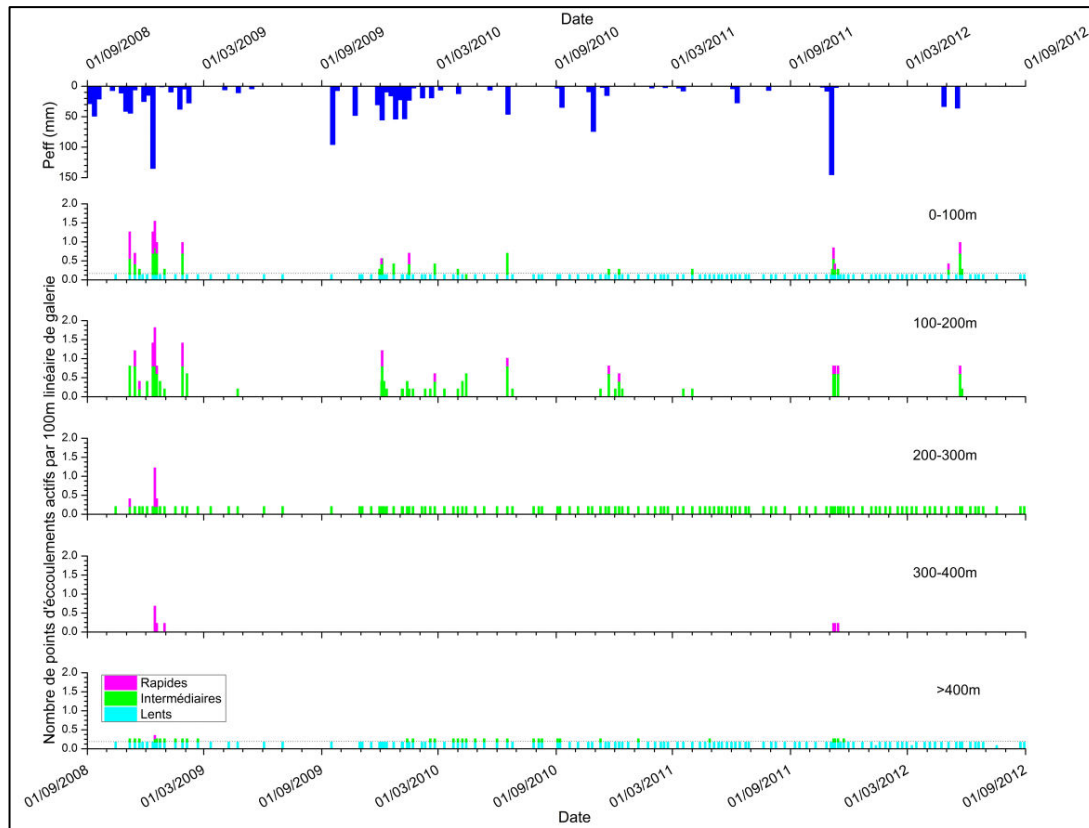


Figure 2-14 Nombre de points d'écoulement activés par classe de profondeur par unité de surface (100 m de galerie) en fonction de la pluie efficace entre 2008 et 2012

La Figure 2-14 représente le nombre de points d'écoulement activés en fonction des trois types d'écoulement, suite aux épisodes pluvieux entre 2008 et 2012, par classe de profondeur et par unité de surface (100 m de galerie) en fonction de la pluie efficace. Entre 2004 et 2008 durant la période sèche, seuls 5 points d'écoulement sont actifs, aussi cette représentation débute en 2008 car aucun autre point d'écoulement n'est observé dans le système.

Seules les mesures discrètes ont été prises en compte (un prélèvement par semaine en moyenne). Les écoulements sont supposés continus entre deux prélèvements. Ce graphique met en évidence l'impact des événements pluvieux important dans tout le système, sur toute la période d'étude. Cet impact est bien remarquable durant l'hiver 2008, période de reprise. La Figure 2-15 représente en détail selon le même principe le cycle hydrologique 2008-2009 durant la période de reprise. Du 01/10/2008 au 01/03/09, le nombre de points d'écoulement par 100 m de galerie est représenté en fonction de la pluie journalière, pour chaque classe de profondeur. Ce graphique a été réalisé d'après la publication Perineau et al. (2011, modifié), en tenant compte du nombre croissant de points d'écoulement géoréférencés ; également la profondeur de tous les points d'écoulement a été recalculée de façon plus précise, pouvant induire à la marge des variations dans le nombre de points d'écoulement au sein de chaque classe de profondeur. Enfin, l'étude publiée en 2011 a été effectuée avec les pluies brutes alors que dans ce travail, cette même période a été considérée avec les pluies efficaces.

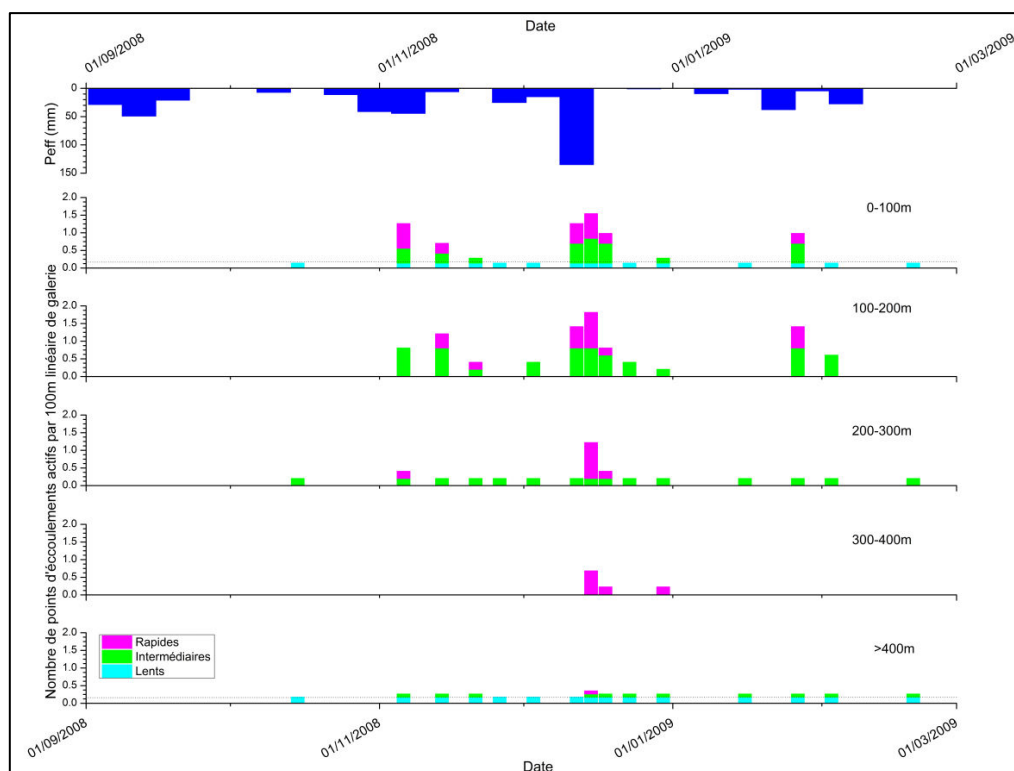


Figure 2-15 Nombre moyen d'écoulement observé par classe de profondeur et par unité de surface (100 m de galerie) en fonction de la pluviométrie efficace durant le cycle 2008-2009 (d'après Perineau et al., 2011 modifié)

Ce graphique met en évidence l'impact de la pluviométrie dans tout le système, en fonction de la profondeur. Ce phénomène est bien observable pour 3 événements pluvieux majeurs :

- le premier événement pluvieux la semaine du 11 novembre 2008,
- le second événement pluvieux la semaine du 15 décembre 2008,
- le dernier événement entre fin janvier et début février 2009.

Près de la surface (jusqu'à 200m de profondeur), entre 14 et 20 points d'écoulements sont observés, avec des débits faibles et sur de courtes périodes, allant de quelques jours à 1 mois pour certains écoulements temporaires type rapides et intermédiaire. Un seul point permanent type lent (D) se situe dans ces classes de profondeur (classe 0-100m). Les écoulements type intermédiaires semblent plutôt se répartir dans la première moitié du système (sauf le point W qui se situe à plus de 400 m de profondeur).

A plus de 200 m de profondeur, quelques points d'écoulements sont observés, type intermédiaire et rapide, avec des débits plus importants qu'en surface. De plus, l'impact des événements pluvieux est plus étalé/lissé dans le temps qu'en surface. Ainsi, les deux écoulements lents A et B se situent à plus de 200 m de profondeur et le point intermédiaire C, même s'il est considéré comme temporaire type intermédiaire à l'échelle de la chronique d'étude (2004 – 2012) est actif de façon permanente depuis octobre 2008.

Entre 300 m et 400 m de profondeur, seul l'évènement pluvieux de novembre 2008 impacte significativement les écoulements. Cet évènement est le plus important : plus de 150 mm de

précipitations en 24h. Ainsi en profondeur les points d'écoulements sont moins nombreux, mais ces points coulent sur des périodes plus longues (plus de 2 mois), avec des débits plus importants qu'en surface.

Ainsi, près de la surface, une réponse à chaque évènement pluvieux important est observée. En terme de nombre de points d'écoulements, cette réponse s'atténue progressivement avec la profondeur tandis qu'en terme de durée d'écoulement, cette réponse augmente progressivement avec la profondeur. Ces observations révèlent une organisation des écoulements avec la profondeur, leur nombre diminue mais les écoulements existants tendent à devenir pérennes.

5. Synthèse

Les résultats présentés dans cette partie nous permettent de proposer un schéma conceptuel de d'infiltration au sein de la zone non saturée suivant :

En surface, l'eau pénètre dans le système karstique par toutes les fractures ouvertes. La progression des écoulements doit être facilitée par une connectivité hydraulique entre la surface du système et l'exutoire, ce qui implique l'existence de liens physiques entre les discontinuités. Alors que les écoulements pénètrent en profondeur le système, les flux tendent à converger vers les zones à fortes densités de fracturation, c'est-à-dire vers les zones pour lesquelles la connectivité entre les discontinuités est a priori plus élevée. Avec l'augmentation de la profondeur, ces zones de fracturations importantes tendent à devenir des zones préférentielles d'écoulements. Ainsi, le nombre de point d'écoulement diminue quand la profondeur augmente (Figure 2-13, Tableau 2-8) tandis que les débits moyens des points d'écoulement augmentent. Les écoulements se concentrent dans des zones particulières.

Il faut remarquer que les données utilisées pour cette étude sont considérées comme discrètes dans le temps et dans l'espace. Spatialement, 44 points d'écoulements sont géoréférencés tout au long des 3,8 km de galeries et de 30 à 520 m de profondeur. Toutes les mesures ont été effectuées (i) sur un cycle hydrologique (2008-2009) et (ii) avec un prélèvement par semaine en moyenne. La question de la représentativité spatiale et temporelle de ces données pour la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de la zone non saturée doit donc être posée.

Le cycle hydrologique 2008-2009 peut-il être représentatif ? Comme le montre la figure 4 ce cycle hydrologique est très pluvieux, après une succession de sept années sèches (les quatre derniers cycles sont particulièrement secs, avec moins de 50 % de pluies annuelles moyennes). Cette étude est donc menée dans un contexte particulier de stocks d'eau faibles avec des connectivités hydrauliques très faibles. Ainsi, les réserves étant au minimum, il est peu probable qu'un biais lié à une hétérogénéité

des réserves apparaisse. Cependant ce contexte hydrogéologique de sécheresse prolongée peut expliquer pour partie la courte durée des écoulements.

L'échantillonnage discret peut-il être représentatif du continuum de la zone non saturée ? L'utilisation de classes de profondeur incluant chacune un minimum de 5 points d'écoulement (soit près de 10% de l'ensemble) et distribués régulièrement tout au long des galeries selon les classes de profondeur était un moyen d'assurer la robustesse de l'interprétation présentée. C'est également dans un souci de robustesse de l'interprétation que la variation des débits en fonction du temps n'a pas été utilisée comme support pour cette analyse. Les caractéristiques de l'organisation des écoulements en fonction des précipitations ou de la profondeur présentées dans ce travail s'appuient sur les seules observations qualitatives de la variation du nombre de points d'écoulement en fonction du temps. Par conséquent, les données considérées semblent être suffisantes pour valider l'organisation des écoulements de manière qualitative.

En conclusion, les données considérées semblent suffire pour s'assurer de la pertinence / robustesse de ces interprétations précédentes. De plus, l'analyse des variations hydrodynamiques et hydrochimiques de l'ensemble de ces points d'écoulement durant les cycles hydrologiques 2009 à 2012, va permettre de valider et approfondir la connaissance des modalités des écoulements dans la zone non saturée et l'élaboration d'un modèle conceptuel générique.

D.Schéma conceptuel hydrodynamique des écoulements au sein de la ZNS

L'observation, l'analyse et la caractérisation des processus d'écoulement est un travail préalable indispensable et nécessaire à tous travaux de modélisation conceptuel et/ou mathématique. Ce travail propose ici des pistes pour les modélisateurs, sur la façon dont les processus hydrodynamiques observés de façon directe dans la zone non saturée peuvent être pris en compte.

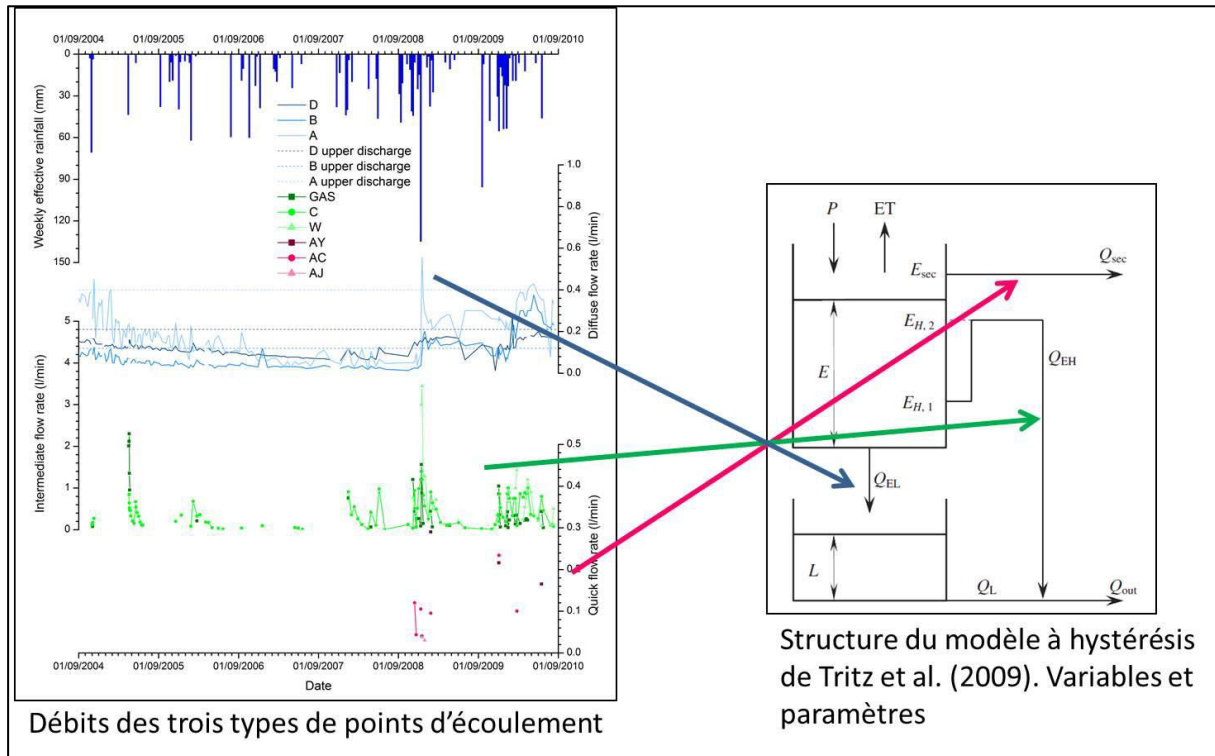


Figure 2-16 Les trois composantes à l'écoulement observées dans la zone non saturée et modèle conceptuel de Tritz et al. (2011)

Afin d'intégrer trois processus d'écoulement au réservoir non saturé étudié, nous nous sommes appuyés sur le modèle conceptuel de Tritz et al. (2011), qui intègre les processus d'hysteresis au sein de la zone non saturée, et qui semble donc le plus approprié pour prendre en compte les écoulements identifiés dans ce travail. Ainsi, un réservoir générique intégrant les trois composantes d'écoulement et leurs paramètres associés est proposé en première approche, mis en évidence et définis dans la partie précédente. Les équations décrites ci-dessous sont toutes issues de l'article de Tritz et al. (2011).

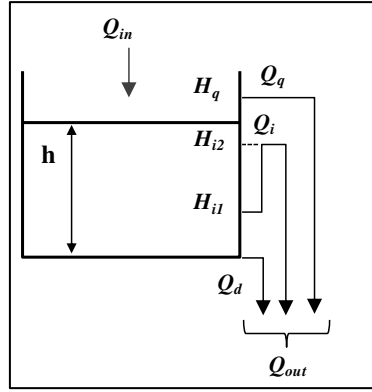


Figure 2-17 Réservoir générique intégrant les trois composantes d'écoulement (d'après Tritz et al., 2011, modifié)

Le débit d'un écoulement lent Q_d , est censé suivre une loi classique de décharge linéaire (Maillet, 1906):

$$Q_d = Ak_d h \quad (1)$$

Où h est le niveau d'eau dans le réservoir, k_d est un coefficient spécifique de débit et A est la surface du bassin hydrographique.

Le débit d'un écoulement rapide Q_q est supposé obéir à une loi linéaire de décharge à seuil :

$$Q_q = k_q A \max(h - H_q, 0) \quad (2)$$

Où k_q est un coefficient spécifique de débit, H_q est le niveau de seuil au-dessus duquel les écoulements rapides sont activés. De plus, l'opérateur $\max()$ permet deux configurations telles que $h > H_q$ et $h \leq H_q$ afin de les considérer dans une même équation.

La fonction hystérésis non-linéaire de décharge représentant un écoulement intermédiaire est de la forme :

$$Q_i = \varepsilon \left[\frac{\max(h - H_{i2}, 0)}{H_{i2} - H_{i1}} \right]^\alpha k_i A \quad (3)$$

Où H_{i2} et H_{i1} sont les niveaux de seuils supérieur et inférieur pour la fonction hystérésis de débit, k_i est un coefficient spécifique de débit, α est un exposant positif, et ε est un indicateur de connectivité pour le système karstique. Il prend la valeur de 1 si h dépasse le niveau de seuil H_{i2} et il prend la valeur de 0 si h est inférieur au niveau de seuil H_{i1} :

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon = 0 \\ h = H_{i2} \end{array} \right\} \Rightarrow \varepsilon = 1 \quad (4a)$$

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon = 1 \\ h = H_{i1} \end{array} \right\} \Rightarrow \varepsilon = 0 \quad (4b)$$

Il faut noter que les écoulements intermédiaires ne présentent pas de récession, contrairement aux écoulements lents.

Le modèle possède donc deux équations de balance :

$$\frac{dh}{dt} = \begin{cases} \frac{Q_{in}-Q_{out}}{A} & \text{if } h>0 \\ 0 & \text{if } h=0 \end{cases} \quad (5)$$

avec:

$$Q_{out} = Q_d + Q_i + Q_q \quad (6)$$

En ce qui concerne l'EK, Q_{in} représente l'infiltration efficace provenant du sol, et pour la ZNS et la ZS respectivement, Q_{out} représente l'eau qui arrive du réservoir au-dessus, EK et ZNS respectivement.

Les conditions ($h = 0$, $h > 0$) dans l'équation (5), garantissent que les volumes d'eaux dans les réservoirs ne sont jamais négatifs.

Finalement, les écoulements qui contournent le réservoir sol-EK par by-pass peuvent être globalement supposés en tant que ruissèlement de sub-surface, ce qui correspond à la différence entre la pluie efficace (P) et l'infiltration efficace (I_a).

L'étape suivante est alors de construire un schéma conceptuel générique des aquifères karstiques (basés sur les quatre sous-systèmes généralement considérés), intégrant la zone non saturée à part entière. Pour ce faire, il a été démontré dans ce travail qu'au sein de la zone non saturée, il y a au moins trois composantes à l'écoulement, composante lente, rapide et intermédiaire. Les écoulements lents sont actifs de façon permanente quelle que soit la quantité de pluie, les écoulements intermédiaires sont actifs entre deux niveaux de seuils et leur activation correspond à une certaine quantité de pluies, et les écoulements rapides sont activés quand le niveau d'eau dépasse un niveau de seuil particulier, supérieur, aux deux niveaux de seuils des écoulements intermédiaires. Ce niveau est atteint en réponse à une accumulation importante de précipitations suivie par un évènement pluvieux intense.

Les résultats concernant les données hydrodynamiques des écoulements lents permanents montrent qu'un « niveau de débit maximum » borne ces écoulements. Cette observation induit une évolution du terme h dans l'équation (1) qui prend alors la forme suivante :

$$Q_{dmax} = Ak_d \min(h, H_d) \quad (7)$$

Où H_d est un niveau d'eau maximum pour lequel un débit maximum est atteint, et k_d un coefficient de débit spécifique.

Il est possible d'implémenter ces observations précédentes aux autres réservoirs, épikarst et zone saturée afin d'établir le schéma conceptuel : l'épikarst, avec la zone non saturée, fait partie de la zone vadose, les trois composantes d'écoulement de la zone non saturée existent donc également dans l'épikarst. Mais dans l'épikarst il est nécessaire de prendre en compte une composante additionnelle pour considérer tous les processus hydrodynamiques propres à ce réservoir. Cette composante supplémentaire représente le processus de by-pass qui est typique de l'épikarst. Donc excepté la

composante by-pass Q_f qui est spécifique de l'épikarst, il y a les mêmes types d'écoulement dans la zone non saturée et dans l'épikarst.

Dans la zone saturée, par définition, la connectivité hydraulique est constante, c'est seulement la charge hydraulique qui varie. Les écoulements type intermédiaire avec une fonction d'hystérésis ne peuvent donc pas exister dans la zone saturée. Comme il est proposé par Fleury et al. (2007) et (2009), deux composantes d'écoulement sont déduites pour rendre compte des processus hydrodynamiques dans la zone saturée, une composante lente et une composante rapide

Finalement, toujours dans l'optique d'effectuer un schéma conceptuel générique, une zone saturée intermittente est également considérée. Cette zone saturée intermittente est définie par la variation du niveau d'eau à l'exutoire principal du système et par l'augmentation de la nappe d'eau provoquée par les pertes de charge. Par exemple, pour la source de Fontaine de Vaucluse, ce niveau ne peut pas atteindre plus de 22 m (à l'exutoire), ce qui représente le débordement de la source. La connaissance de la surface, de l'épaisseur et de la perméabilité permet de préciser la capacité de cette zone.

Toujours dans l'intérêt de proposer un schéma conceptuel le plus générique possible, il est nécessaire de considérer dans chaque sous-système les sources secondaires, temporaires avec un débit Q_{sec} (par exemple, les pertes temporaires, les sources de débordement, les pertes vers d'autres aquifères, les prélèvements d'eau potable...). La caractérisation de ces sources secondaires nécessite des études précises dans chaque cas.

Sur la base de ces précédentes observations, le schéma conceptuel hydrodynamique générique d'un système karstique suivant est proposé :

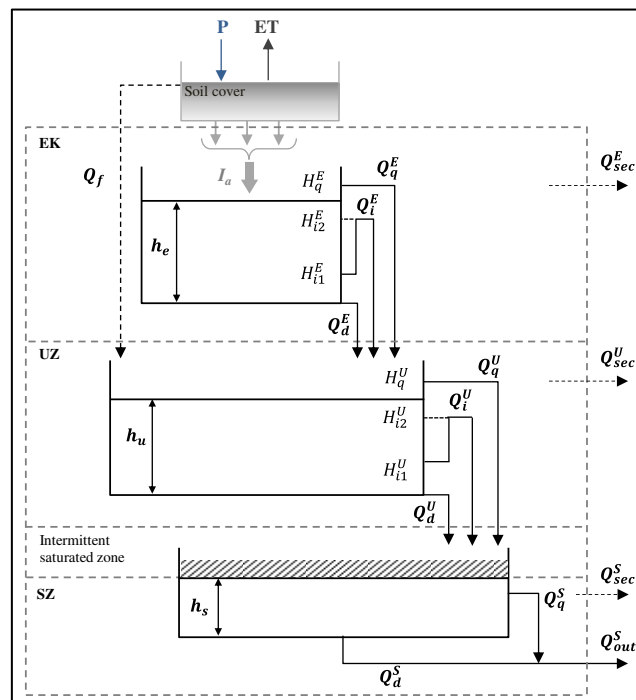


Figure 2-18 Schéma conceptuel des écoulements dans la zone non saturée, couplé à un modèle générique de système karstique

Du fait des nombreux paramètres proposés, ce schéma conceptuel est difficile à mettre en œuvre (la définition de chaque paramètre se trouve en annexe).

Récemment au cours d'un stage de master, Dal Soglio (2013) a travaillé sur une évolution du modèle à hystérésis proposé par Tritz et al. (2011) prenant en compte un certain nombre des propositions faites ci-dessus. Ce mémoire propose l'application du modèle à hystérésis au système karstique de la Fontaine-de-Vaucluse afin de répondre à la problématique suivante : dans quelles mesures la prise en compte du phénomène d'hystérésis dans la modélisation influe-t-elle sur le débit simulé à l'exutoire?

Le modèle à hystérésis a été modifié, le débit à débordement va s'écouler vers l'exutoire principal au lieu d'être considéré comme des sources secondaires.

Le modèle ainsi modifié a été utilisé dans un premier temps sur la période de 1995-1996. Ces années hydrologiques sont particulières par leur climat, et ne prennent en compte qu'une seule crue et étiage.

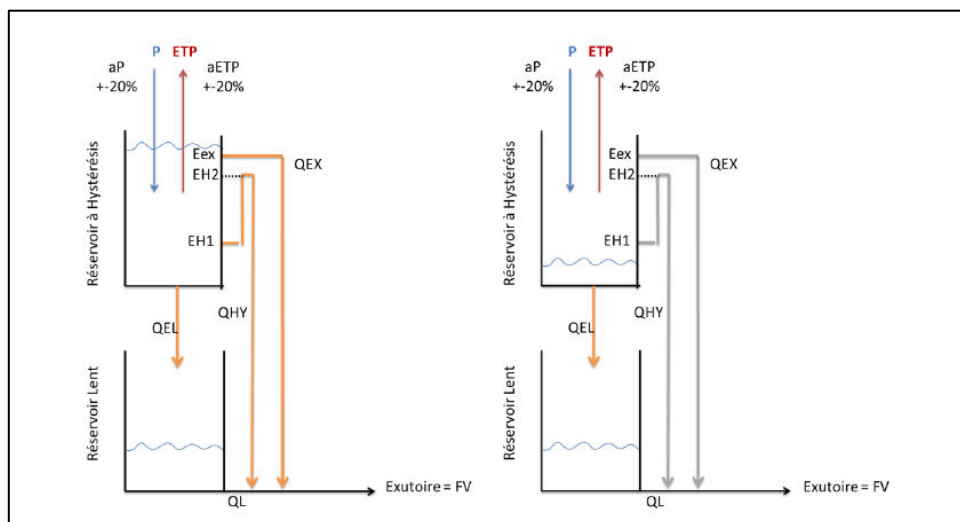


Figure 2-19 Modèle conceptuel de Tritz et al (2008) adapté par Dal Soglio (2013), avec activation du phénomène d'hystérèse et de débordement ; et un écoulement uniquement du réservoir lent

D'après Dal Soglio (2013), les simulations effectuées sur les différents cycles ont permis de mettre en évidence l'intérêt de l'écoulement non linéaire de type hystérésis. Celui-ci amène à de meilleurs résultats sur les périodes d'étiages mais aussi de crue du fait de son activation par l'accumulation des précipitations. Ces premiers tests sont encourageants, mais ces simulations restent à améliorer.

Toutes ces observations permettent de proposer des pistes préalables et nécessaires pour le travail des modélisateurs et de contribuer à la caractérisation des processus d'écoulement dans la zone non saturée.

III. Etude hydrochimique des écoulements au sein de la zone non saturée

La composition chimique des eaux souterraines est déterminée par trois processus principaux : (i) la dissolution des éléments (roches, particules, liquides, gaz) le long des réseaux d'écoulement ; (ii) les modifications liées à aux processus physiques et chimiques (évaporation, échanges cationiques, phénomènes de sorption, mélanges etc..) et (iii) modifications de la qualité physico-chimiques des eaux provoquant des réactions telles que dissolution, précipitation ou encore phénomènes d'oxydo-réduction

L'utilisation de marqueurs naturels classiques en hydrologie, d'isotopes stables, de traceurs naturels ou artificiels sont autant d'outils utilisés pour déterminer l'origine spatiale et temporelle de l'eau.

Des marqueurs chimiques tels que le sulfate, le nitrate et le magnésium peuvent être utiles pour mettre en évidence l'origine spatiale des écoulements. Karimi et al. (2005), Khayat et al (2009), et Leybourne et al. (2009) montrent de fortes teneurs en sulfates dans les eaux analysées et mettent en évidence la présence de gypse (évaporites) à proximité de leurs points de mesures, expliquant ainsi les fortes teneurs mesurées. Ces fortes teneurs en sulfates s'expliquent donc généralement pour la plupart des études par l'existence à proximité de dépôts évaporitiques. Le nitrate n'est pas un ion autochtone des massifs calcaires. Cet élément peut être présent naturellement dans les eaux, mais sa présence dans l'eau témoigne généralement de l'influence des activités humaines de surface : fertilisation des surfaces agraires (Kastrinos et White, 1986; Pasquarell et Boyer, 1995), ou encore assainissement autonome (Panno et al., 2001).

Le magnésium est un élément très peu présent dans les eaux météoriques, sa source est donc quasi-exclusivement la matrice carbonatée. Du fait de sa cinétique de dissolution très lente, dans les cas où sa répartition est homogène dans le système, il peut être utilisé comme traceur du temps de séjour (Mudry, 1987). Cependant, en présence de dolomies dans la zone d'alimentation, les eaux sont caractérisées par une forte proportion de magnésium, les variations de concentration de magnésium ne peuvent donc pas être utilisées dans ce cas comme marqueur du temps de séjour. D'autres marqueurs peuvent renseigner sur les caractéristiques des zones d'alimentation/aires de recharge des systèmes karstiques, comme les isotopes de l'oxygène : le fractionnement isotopique de l'oxygène 18 et du deutérium permet de préciser l'altitude de la zone de recharge (Bakalowicz et Aminot, 1974; Mudry, 1981; Dubois et al., 1993; Lastennet, 1994; Andreo et al., 2004), des eaux appauvries peuvent par exemple montrer une aire de recharge plus en altitude que la zone de décharge dans le cas de bassins versants présentant une variation d'altitude importante. L'utilisation de la température amène dans certaines études aux mêmes conclusions (Mudry, 1981; Lastennet, 1994; Karimi et al., 2005; Moral et al., 2008).

Les traçages artificiels sont aussi utiles pour délimiter les zones de recharge, mais ces méthodes sont contraintes de façon importante par la limite de détection du traceur injecté et l'atténuation par l'aquifère (Maurice et al., 2010).

L'étude de la combinaison des hydrogrammes et des chimiogrammes permet une approche du rôle des compartiments du système karstique, et donc la quantification de leur participation à l'écoulement par décomposition de l'hydrogramme. Ainsi, Lastennet (1994), Emblanch (1997), Emblanch et al. (2003) et Einsiedl (2005) distinguent les eaux de la zone non saturée et les eaux de la zone saturée, Lee et Krothe (2002) quant à eux quantifient les contributions des eaux de la zone non saturée et de la zone saturée grâce au marquage spécifique en sulfate des eaux de la zone saturée (présence de gypse). Desmarais et Rojstaczer (2002), Perrin et al. (2003) et Fournier et al. (2007) distinguent dans leurs études les « eaux de pluies » des « eaux de réserves ». L'interprétation des chimiogrammes permet de différencier la contribution relative des eaux du système au débit à l'exutoire. La forme caractéristique d'un chimiogramme résulte d'un évènement de crue après la période d'étiage (Bakalowicz et Aminot, 1974). Plagnes (2001) interprète la forme des chimiogrammes afin d'identifier en terme de composition chimique la participation des eaux du système au débit à l'exutoire.

Enfin, l'approche EMMA (End Member Mixing Analysis) est basée sur le calcul de barycentre entre plusieurs pôles et permet également de quantifier la contribution des composants du système karstique (Christophersen et al., 1990; Hooper et al., 1990; Garry, 2007).

Même si elles ne sont pas utilisées dans ce travail, car nous nous intéressons plus aux processus qu'à une identification précise de l'âge de l'eau, nous signalons ici que le temps de séjour peut être déterminé selon différentes méthodes, notamment par l'utilisation de marqueurs spécifiques du temps de séjour tels que le magnésium, le COT et par datation aux isotopes ^{18}O et ^2H et surtout ^3H . En milieu carbonaté la datation au ^{14}C est souvent difficilement utilisable.

Dans ce travail, l'étude des temps de séjour relatifs a principalement été faite à partir de deux traceurs « classiques », le magnésium et le COT.

Le magnésium, s'il est réparti de façon homogène dans la matrice du système, est un ion témoin des longs temps de séjour de l'eau au contact de la matrice carbonatée. Ainsi Tooth et Fairchild (2003) mettent en évidence la contribution d'eaux anciennes à l'égouttement des stalactites grâce à l'étude du rapport magnésium/calcaire. Celle-Jeanton et al. (2003) montrent une corrélation entre les teneurs en magnésium et une augmentation du ^{13}C suite à un temps de contact prolongé entre l'eau et la matrice carbonatée. Enfin Mudry (1987), Batiot et al. (2003) et Valdes et al. (2007), montrent l'augmentation des teneurs en magnésium dans les eaux à long temps de séjour. De plus la comparaison du signal magnésium vs COT permet de distinguer les eaux à long temps de séjour par rapport aux eaux à court

temps. Garry (2007) distingue ainsi les eaux d'infiltrations rapides riches en COT et pauvres en magnésium, les eaux intermédiaires avec un temps de séjour suffisant pour une diminution significative du COT et les « eaux anciennes » à forte teneur en magnésium originaires de la zone saturée et des « réserves suspendues » dans la zone non saturée. Emblanch et al. (1998; 2006), Batiot et al (2003), Celle-Jeanton et al. (2003) et Barbera et Andreo (2010), et caractérisent l'arrivée d'eau jeune lors des crues, marquées par une chute significative de la concentration en magnésium avec l'utilisation de l'opposition magnésium-COT.

Sur le système de Fontaine de Vaucluse, la mise en évidence de l'augmentation des marqueurs des longs temps de séjour dans les premières eaux qui arrivent à l'émergence lors de fortes mises en charge traduit une sollicitation des réserves (Danquigny et al., 2010). Ces eaux proviennent de zones rarement sollicitées dans lesquelles l'eau est peu renouvelée (Lastennet, 1994; Emblanch, 1997; Lastennet et Mudry, 1997; Emblanch et al., 2006; Garry, 2007).

Le principe majeur de la détermination de l'origine compartimentale de l'eau est l'attribution d'une signature caractéristique à chacune des « origines de l'eau » : pluies, sol, épikarst, zone non saturée, zone saturée (Peyraube, 2011). Les eaux provenant du sol et de l'épikarst, donc proches de la surface, peuvent être caractérisées par des teneurs en ions allochtones (nitrates, carbone organique etc..., non originaires des roches carbonatées) importantes. Près de la surface, on peut assister à des phénomènes de reconcentration dans les sols et l'épikarst des ions sodium, sulfate, nitrate et chlorure présents dans les eaux de pluies, à cause de l'évapotranspiration (Leaney et Herczeg, 1995). Le phénomène d'évapotranspiration peut aussi engendrer un enrichissement en isotopes lourds de l'oxygène et hydrogène (Fontes, 1976). Les teneurs en ions potassium des eaux proches de la surface peuvent présenter deux dynamiques : on peut soit observer un enrichissement dû à l'altération des silicates contenus dans l'argile (présente dans les sols, dans les résidus de dissolution du calcaire dans l'épikarst), soit observer une diminution des teneurs consécutive à une consommation par les végétaux en croissance si le couvert végétal est important (Karimi et al., 2005). Les argiles peuvent biaiser ces observations, car elles peuvent également être présentes à tous les niveaux du système karstique sous formes d'argiles de décalcification. On peut également observer des variations de teneurs en ions par phénomènes d'échange cationique (Aquilina et al., 2006). Ribolzi et al. (2000) utilisent le chlorure et le nitrate pour distinguer deux composantes à la recharge : une composante « baseflow » et une composante « overland flow », ainsi, ils montrent que la recharge est composée de 82 % de la composante « overland flow » lors d'épisodes orageux importants (seulement 12 % lors d'épisodes orageux de faibles intensités).

Le sol et la végétation provoquent également un marquage spécifique des écoulements permettant d'évaluer son origine spatiale potentielle. Ce marquage est visible grâce au Carbone Organique Total (COT) et la pression partielle de CO₂ (P_{CO2}). Emblanch et al., (1998, 2006) ; Batiot et al., (2003a,

2003b) ; Blondel (2008) ont montré que les eaux de surface présentent des teneurs en COT importantes, car proches de la source de carbone. Le CO_2 étant majoritairement produit dans le sol par les bactéries et les plantes, on peut supposer qu'une eau qui circule dans cette zone ou à proximité sera marquée par une forte teneur en CO_2 dissous. Ainsi, Shuster et White (1971, 1972), Drake et Harmon (1973), Atkinson (1977), Tooth et Fairchild (2003), Karmann et al. (2007) ou encore Liu et al. (2007) considèrent la pression partielle de CO_2 comme marqueur de la proche surface.

L'essentiel de la minéralisation d'une eau karstique provient des ions calcium et bicarbonates (HCO_3^- principalement), qui entrent dans la réalisation des équilibres calco-carboniques. Mais il ne faut négliger les autres ions en solution. Les éléments suivants : magnésium, Carbone Organique Dissous, chlorure, sulfates et nitrates, peuvent être apportés à l'eau à différents stades de sa circulation dans le système. La mise en solution peut se produire lors des précipitations, au contact du sol ainsi qu'au contact des formations aquifères traversées.

La matière organique, utilisée comme traceur de l'infiltration rapide de l'eau dans les systèmes karstiques, couplée avec la chimie telle que les concentrations en magnésium ou en nitrates, en silice permet de mieux appréhender le fonctionnement des aquifères (Emblanch, 1997; Emblanch et al., 1998; Batiot et al., 2003; Batiot, 2002). L'évolution du faciès des eaux dépend des interactions géochimiques entre l'eau et la matrice aquifère. Dans un système karstique la chimie des carbonates est le principal phénomène d'interaction car la matrice est essentiellement constituée de matériaux carbonatés. Ainsi, le faciès de départ des eaux provient de la dissolution de la calcite (CaCO_3) avant que n'interviennent par exemple les processus d'hydrolyse des minéraux silicatés contenus dans la formation U3 de l'Urgonien (calcaires bioclastiques supérieurs à silex), conduisant ainsi à l'augmentation des teneurs en silice. La chimie des carbonates ainsi que dans une moindre proportion, l'hydrolyse des minéraux silicatés et les échanges de bases (avec les marno-calcaires de l'Hauterivien inférieur) sont les trois principaux phénomènes intervenant dans l'évolution géochimique des eaux naturelles. Afin de différencier, caractériser et classer ces écoulements nous avons donc choisi d'associer dans un premier temps la matière organique (traceur des faibles temps de séjour) au magnésium, qui est un traceur des long temps de résidence dans le réservoir. Dans un second temps, afin de valider nos hypothèses, nous utiliserons le couplage de traceurs de l'infiltration tels que le COT, les nitrates, chlorures et sulfates ainsi que les bicarbonates en tant que traceur des conditions géochimiques.

1. Magnésium : source et variations théoriques

Le magnésium, presque toujours présent sous forme de carbonate double $[(\text{Ca},\text{Mg}) \text{CO}_3]$, possède une cinétique de mise en solution bien plus lente que celle du calcium (Mudry, 1987) (quelques jours en général), dont les variations en concentrations sont plutôt liées à des modifications des conditions

physico-chimiques (pouvant notamment entraîner des phénomènes de précipitations ou des dissolutions) qu'à des variations du temps de séjour de l'eau. Pour le magnésium, deux cas se présentent : soit la roche encaissante a une concentration variable en magnésium, et dans ce cas le magnésium en solution peut indiquer la participation à l'écoulement des différentes parties de l'aquifère, soit la concentration en magnésium de la roche encaissante est globalement homogène et, en raison de la très lente cinétique de mise en solution de cet élément, il peut alors être utilisé comme traceur qualitatif du temps de séjour. Dans les études karstiques, l'utilisation du rapport magnésium / calcium est classique (e.g. Baldini et al., 2006; Stoll et al., 2012). Tooth et Fairchild (2003) ont mis en évidence la contribution d'eaux anciennes à l'égouttement des stalactites à travers le rapport magnésium/calcium. Celle-Jeanton et al. (2003) ont établi une corrélation entre le signal magnésium et une augmentation du ^{13}C suite à un temps de contact prolongé entre l'eau et la matrice carbonatée. Enfin Danquigny et al. (2010) montrent que plus les crues sont importantes, et plus les eaux à l'exutoire ont des teneurs en magnésium élevées, donc des temps de séjour élevés. Moral et al. (2008) s'appuient également sur le magnésium pour distinguer les eaux jeunes des eaux anciennes, ils précisent cependant un biais possible dans la méthode causée par des températures plus élevées favorisant la mise en solution du magnésium. Il est utilisé pour la différenciation des types d'eau en fonction de leur origine (précipitations, eau de surface, eaux de la Zone Non Saturée, eaux de la réserve noyée, ...) et de leur temps de séjour dans le réservoir. Ainsi une augmentation du rapport magnésium / calcium caractérise la participation d'une eau ayant séjourné longtemps dans l'aquifère. Pour une analyse comparative des écoulements, la nature lithologique des bassins (présence ou non de calcaires dolomitiques, de marnes) ainsi que les conditions de dissolution de la roche (PCO_2 , IScalcite) sont les facteurs essentiels expliquant les proportions de magnésium et de calcium dans les eaux.

Une étude géologique détaillée (Masse, 1968) a montré une bonne homogénéité des proportions de magnésium dans le carbonate de l'ensemble des formations concernées par la Fontaine de Vaucluse. Nous pouvons donc utiliser le magnésium comme traceur du temps de séjour dans cet aquifère. Par contre, du fait de la double origine des variations du calcium (baisse des temps de séjour et variation des conditions géochimiques), le rapport $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ est difficilement utilisable pour quantifier le temps de séjour des écoulements suivis.

La comparaison du signal magnésium vs COT permet d'identifier les eaux à long temps de séjour par rapport aux eaux à court temps. Garry (2007) distingue ainsi les eaux d'infiltrations rapides riches en COT et pauvres en magnésium, les eaux intermédiaires avec un temps de séjour suffisant pour une diminution significative du COT et les « eaux anciennes » à forte teneur en magnésium originaires de la zone saturée et des « réserves suspendues » dans la zone non saturée. Emblanch et al. (1998, 2006), Celle-jeanton et al. (2003), et Barbera et Andreo (2010) montrent également les mêmes phénomènes. Ces auteurs, ainsi que Batiot et al. (2003), utilisent l'opposition COT- magnésium pour caractériser

l'arrivée d'eau jeune lors des crues, marquées par une chute significative de la concentration en magnésium.

2. Matière organique : sources et variations théoriques

Dans les eaux du sol et les eaux de surface, la matière organique est principalement d'origine photosynthétique (Thurman, 1985). Cette matière organique peut être soit allochtone, soit autochtone. La matière organique allochtone est issue de la dégradation des végétaux supérieurs qui sont apportés aux environnements aquatiques par les eaux de nappe et les eaux de ruissellement. Ce compartiment comprend également les apports de matière organique anthropique provenant des déjections animales (fumier, lisier), des résidus urbains et/ou industriels (boues de station d'épuration, hydrocarbures) ou encore de l'utilisation de produits phytosanitaires. La matière organique autochtone correspond quant à elle à une matière organique produite au sein des environnements aquatiques proprement dits, soit par le développement et l'activité des organismes photoautotrophes (phytoplancton, macrophytes,...), soit par la dégradation de ces mêmes organismes par les organismes brouteurs et les bactéries. Les matières organiques ainsi produites constituent le plus souvent un ensemble complexe de molécules (chaînes aliphatiques, composés aromatiques, composés polaires) et aux propriétés variables (hydrophobe/hydrophile; acide/base;...). D'une manière générale, le carbone organique dissous (Figure II-8) n'est pas la seule forme de carbone présente dans les eaux. Il existe aussi des formes inorganiques et des formes organiques particulières (débris végétaux, micro-organismes). Nous distinguons ainsi :

- le CID ou Carbone Inorganique Dissous (DIC en anglais) : caractérise l'ensemble des formes inorganiques du carbone (CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) présentes en solution dans les eaux,
- le COD ou Carbone Organique Dissous : regroupe l'ensemble des molécules organiques de taille inférieure à $0,45 \mu\text{m}$. Le compartiment "dissous" est un compartiment complexe rassemblant des composés aux propriétés physico-chimiques très différentes,
- le COP ou Carbone Organique Particulaire : correspond aux composés de taille supérieure à $0,45 \mu\text{m}$,
- **le COT ou Carbone Organique Total (TOC en anglais) : correspond à l'ensemble du carbone organique présent dans l'eau (somme du COD et du COP),**
- le CT ou Carbone Total : caractérise l'ensemble du carbone (organique et inorganique) contenu dans une eau. Le CT est égal à la somme du CID et du COD si l'analyse porte sur une eau filtrée, et si l'analyse porte sur une eau brute non filtrée il est égal à la somme du COD, COP et CID.

Les concentrations en COT dans les eaux souterraines (eaux non polluées avec un réservoir dépourvu de matière organique), dans l'eau de mer et dans les précipitations sont comprises entre 0,5 et 1,1 mg/l (Thurman, 1985). Dans ce type d'eaux, le COP ne représente qu'une part négligeable du COT et l'on

pourra assimiler le COT au COD (Thurman, 1985). De faibles concentrations en COT pour les eaux souterraines s'expliquent simplement par un temps de résidence de l'eau au sein de l'encaissant généralement important, ainsi le COD est en grande partie dégradé et transformé en CO_2 par l'activité bactérienne, augmentant par la même occasion l'alcalinité de l'eau de la nappe. Ce mécanisme peut jouer un rôle non négligeable dans les phénomènes de dissolution affectant les horizons superficiels du sol ou de la Zone Non Saturée (Hendry et al., 1993; Wood et al., 1993; Affek et al., 1998). En ce qui concerne les eaux d'infiltration et les eaux interstitielles des sols, les teneurs en COD varient de 2 à 30 mg/l (Thurman, 1985). Au cours de l'infiltration de la surface jusqu'à la Zone Noyée, la concentration en COD diminue par adsorption, oxydation et dégradation microbienne, le transformant ainsi en CO_2 (Wassenaar et al., 1989).

Jusque dans les années 2000, le COT est habituellement utilisé pour l'étude des pollutions ponctuelles ou pour estimer l'influence anthropique au sein des aquifères (Baker et Lamont-Black, 2001). Dans le cas de systèmes karstiques non soumis à ce type de contraintes et non alimentés par des eaux de surface comme Fontaine de Vaucluse, la quasi-totalité du COT provient du sol (Emblanch, 1998), faisant de ce dernier un traceur intéressant de l'infiltration rapide (Batiot et al., 2001). La végétation de la zone d'alimentation du système joue donc un rôle prépondérant sur la production du COT et du CO_2 dans le sol. Comme nous l'avons vu précédemment, dès son entrée dans le système et durant son transit au sein de l'aquifère, le carbone organique est progressivement minéralisé en carbone inorganique (CO_2) par l'activité bactérienne. Ce qui implique nécessairement de fortes concentrations en COT et ce qui témoignent d'une infiltration rapide, caractérisant des eaux récentes ayant traversées un sol riche en matière organique. A l'inverse, des eaux faiblement chargées en COT correspondent soit à des eaux dont le temps de séjour a été suffisamment important pour que cette matière organique ait été dégradée en CO_2 , soit à des eaux récentes ayant traversé un sol dépourvu de matières organiques.

Il paraît donc nécessaire d'estimer, de quantifier le signal d'entrée moyen en COT de la zone de recharge du système de la Grande Montagne au niveau du LSBB. Garry (2007) a montré que le signal d'entrée moyen annuel en COT des eaux d'infiltration varie de 18 mg/l à 25 mg/l sur le secteur du massif de la Grande Montagne. Sur un cycle hydrologique, le sol contient de très fortes concentrations en matière organique durant une seule période (à la fin du printemps). Les valeurs mesurées restent nettement supérieures aux concentrations mesurées dans les écoulements au LSBB, laissant ainsi supposer un temps de séjour des eaux au sein de la Zone Non Saturée pouvant aller de plusieurs heures à plusieurs jours voire plusieurs mois (Blondel, 2008).

3. Chlorure, traceur conservatif

L'origine du chlorure dans les eaux de pluies est essentiellement océanique et est surtout fonction de la période des précipitations ; après des épisodes de sécheresse, de fortes teneurs en chlorure sont observées, car l'atmosphère a emmagasiné des poussières d'origine marine ou terrestre lessivées à la première reprise des pluies. L'origine du chlorure dans les eaux karstiques est donc principalement le sol (il peut aussi être d'origine anthropique). C'est un traceur conservatif dans des conditions oxydantes (ce qui est le cas de la zone non saturée). A cause de sa solubilité importante, cet élément est facilement dissous et mis en solution dans les eaux d'infiltrations qui circulent dans le système. Il permet fréquemment de marquer la participation d'une averse aux eaux souterraines par corrélation Cl- Pluie et Cl- Source (Lastennet, 1994). Des reconcentrations peuvent être observées lors des périodes estivales en relation avec des phénomènes d'évapotranspiration.

Les variations en chlorure dans les eaux de la zone non saturée permettent d'estimer des vitesses de circulations de flux d'eau, notamment dans les régions arides (Allison et al., 1985; Scanlon, 1991; Wood et al., 1993). Les variations des concentrations en chlorure dans les eaux de la zone non saturée indiquent aussi des variations de mélange entre deux pôles (Arbel et al., 2010).

4. Nitrate

Les teneurs en nitrate des eaux souterraines sont liées à plusieurs facteurs tels que la présence de sources de nitrate en surface, la variation de cette source d'entrée au cours du temps, comme l'épandage de fertilisants ou la nitrification qui augmentent les teneurs en nitrate du sol, les processus de transformation comme la dénitrification et l'utilisation par la végétation qui induisent une baisse des teneurs en nitrate du sol.

La quantité de nitrate dans l'eau diminue avec le temps, consommée par les bactéries par dénitrification. Ainsi une contamination des eaux profondes est le signe d'une infiltration rapide depuis la proche surface. En l'absence de ce type d'apport rapide, certains auteurs utilisent le nitrate pour différencier les eaux anciennes des eaux récentes, à la condition que la dénitrification soit possible, donc les écoulements évoluent en milieu fermé vis-à-vis de la phase gazeuse, (Behnke, 1975; Scanlon, 1990; Celle-Jeanton et al., 2003). Les concentrations en nitrate varient selon les événements pluvieux importants, ce qui montre aussi l'existence de réseaux préférentiels d'écoulement au sein du système (Toran et White, 2005).

Le phénomène de dénitrification dans un aquifère carbonaté a été montré par Edmunds et al. (1984) dans des conditions fortement réductrices, tandis que Mühlherr et al. (1998) mettent en évidence des phénomènes de nitrification et la production de protoxyde d'azote (ou oxyde nitreux) au sein de la zone non saturée.

De nombreux facteurs influencent les variations temporelles des teneurs en nitrate : les variations hydrauliques des écoulements, les cycles saisonniers, ou encore l'exploitation des sols. Wells et

Krothe (1989) et Igbal et Krothe (1995) montrent l'influence importante du sol sur les teneurs en nitrate des eaux karstiques.

5. Sulfate, traceur de l'infiltration

Le sulfate est un traceur de l'infiltration. Sous certaines conditions, le sulfate rentre dans les processus d'oxydo-réduction qui ont lieu dans le système. En l'absence d'apports anthropiques, les apports de sulfate résultent principalement des eaux de pluies, en quantités importantes, variables dans le temps et l'espace. Cet enrichissement des eaux de pluies est lié à la présence de soufre dans l'atmosphère qui subit une double oxydation suivie d'une hydratation. Cet élément peut aussi éventuellement provenir du sol, mais lorsque le contexte sédimentaire est de type évaporitique, la majeure partie de ces éléments s'acquiert dans le système lui-même, car les sulfates sont plus solubles que les bicarbonates, leur mise en solution est plus rapide. Enfin plus couramment, lorsque le système est constitué de milieux sulfurés (présence de pyrite), l'oxydation du soufre induit la formation d'hydroxydes de fer insolubles, de sulfates et la libération d'ions H_3O^+ par réaction lente. Il est à noter qu'aucune de ces conditions particulières n'est rencontrée sur le site d'étude.

6. Bicarbonates, traceurs relatifs aux processus de dissolution

Les relations calco-carboniques s'articulent autour de trois paramètres liés entre eux : la température, le pH et la concentration en bicarbonate.

De façon théorique, les teneurs en bicarbonates décroissent dans les eaux karstiques en périodes humides en réponse à des quantités de pluies importantes, montrant ainsi la participation croissante des eaux récentes provenant de ces pluies aux écoulements dans le système. En périodes de sécheresse, les teneurs en bicarbonates augmentent lorsque la proportion des eaux météoriques diminue.

7. Caractérisation hydrochimique globale des écoulements

L'analyse de la chimie de l'ensemble des points de mesure du système, entre 2004 et 2012 permet en premier lieu d'avoir une vue globale des écoulements étudiés. L'objectif est de réaliser une première différenciation des types d'eaux qui peuvent exister au sein du système étudié. Les Tableau 2-9, Tableau 2-10, Tableau 2-11, Tableau 2-12 regroupent les valeurs minimales, maximales, moyennes et écart-type des principaux éléments chimiques (ions majeurs, COT, silice) et paramètres physico-chimiques (débits, température, pH, conductivité), calculés sur les prélèvements au LSBB, réalisés entre septembre 2004 et septembre 2012.

Les points d'écoulement sont regroupés selon leurs fonctionnements hydrodynamiques, afin de tenter de dégager en première approche des caractéristiques hydrochimiques propres à chaque type d'écoulement, avant les études plus approfondies.

Pour tous les écoulements, l'analyse des Tableau 2-9, Tableau 2-10, Tableau 2-11 et Tableau 2-12 montre que la conductivité électrique, est exprimée à plus de 90 % par le calcium et les bicarbonates. Elle reflète ainsi le faciès bicarbonaté calcique de l'aquifère karstique et présente des variations et une valeur moyenne différente selon les écoulements. Les valeurs de conductivité moyenne et des teneurs en bicarbonates et calcium des écoulements intermédiaires et rapides bornent celles des écoulements lents, ces trois paramètres ne sont donc pas des marqueurs qui différencient les trois types d'écoulement.

Les températures moyennes des écoulements type lent des écoulements type rapide sont quasiment les mêmes sur toute la période d'étude (entre 12,5 et 13 °C environ). La température n'apparaît donc pas comme un paramètre qui discrimine de façon claire les trois types d'écoulement.

Les écoulements type lent ont des pH qui oscillent entre 7,7 et 7,8. Les écoulements type intermédiaire et rapide ont des pH légèrement supérieurs ou égaux (entre 7,8 et 8,6) à ceux des écoulements type lent, mais ces différences ne sont pas assez significatives pour considérer le pH en tant que paramètre discriminatoire, surtout que les conditions de mesures de celui-ci (écoulement dans un tunnel) ne permettent pas de garantir la représentativité de la mesure. Enfin, de la même façon, les concentrations moyennes des éléments sodium, potassium et silice des trois types d'écoulement ne permettent pas de discriminer les trois types d'écoulement.

Les écoulements type lent ont les teneurs en COT les moins élevées de tous les écoulements rencontrés dans la zone non saturée au cours de la période d'étude. Les concentrations en COT (qui est un traceur du temps de séjour au sein du système) semblent déjà permettre de distinguer les écoulements lents des autres types d'écoulement, type rapide et intermédiaire identifiés dans la zone non saturée.

Les teneurs en magnésium des écoulements type lent A et B sont voisines et élevées (4 et 5,5mg/l), mais celles du point D sont très faibles (inférieur à 1 mg/l). Les teneurs moyennes en magnésium des écoulements type intermédiaire sont globalement plus faibles que celles des écoulements type lent (entre 0,7 et 1,20 mg/l) les teneurs en magnésium des écoulements type rapide sont encore plus faibles (inférieures ou égales à 1 mg/l) et ce sont ces écoulements qui présentent les teneurs en COT les plus élevées. Les concentrations moyennes en magnésium permettent donc de distinguer, comme les teneurs en COT, les écoulements type lent des autres types d'écoulements rencontrés dans la zone non saturée.

Les teneurs moyennes en sulfates des écoulements type lent sont voisines (entre 2 et 3 mg/l), tandis que celles des écoulements type intermédiaire et rapide sont plus élevées, entre 3,5 et jusqu'à 13 mg/l

environ. Les concentrations moyennes en sulfates pourraient donc permettre de distinguer les écoulements type lent des autres types d'écoulements rencontrés dans la zone non saturée.

De la même façon, les teneurs moyennes en chlorures des écoulements type lent sont voisines, entre 4,8 et 4,9 mg/l, et plus faibles que celles des écoulements type intermédiaire et rapide, qui oscillent entre 3,2 et 8 mg/l pour les écoulements intermédiaire et entre 3,7 et 9 mg/l pour les écoulements rapides. Les concentrations en chlorure peuvent donc également permettre la distinction entre les trois types d'écoulement. Enfin, les écoulements type rapide ont des teneurs moyennes en nitrate très faibles, entre 0,5 et 0,9 mg/l, bien plus faibles que les écoulements type lent (entre 0,5 et 1,4 mg/l) et les écoulements intermédiaires (entre 0,3 et 4,8 mg/l), ce qui peut permettre de différencier les trois types d'écoulement.

		Q (l/min)	CE (μ S/cm)	T (°C)	pH	COT (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
A	Moy	0,22	393	12,6	7,7	1,16	238,3	1,49	2,58	4,93	77,54	3,96	2,34	0,33	6,76
	Min	0,02	325	12,0	7,0	0,52	171,7	0,23	0,47	0,59	46,74	0,64	0,21	0,12	5,62
	Max	0,56	477	13,8	8,8	3,77	363,5	4,53	4,09	6,93	114,29	10,18	4,40	2,56	10,08
	σ	0,10	33	0,3	0,3	0,57	23,3	0,47	0,48	0,84	11,13	0,87	0,49	0,40	0,81
B	Moy	0,10	411	12,6	7,8	1,14	244,1	1,57	2,24	4,83	77,31	5,54	2,31	0,49	7,51
	Min	0,01	277	11,4	7,1	0,51	158,6	0,31	0,43	0,10	46,50	0,68	0,34	0,12	6,01
	Max	0,38	468	13,5	8,7	3,77	290,3	4,32	10,16	7,64	107,06	11,16	4,28	3,80	12,21
	σ	0,07	32	0,4	0,3	0,57	23,8	0,55	0,69	0,88	9,89	0,94	0,50	0,46	0,99
D	Moy	0,13	414	12,8	7,7	1,40	241,8	0,51	3,00	4,80	84,07	0,89	2,15	0,33	5,50
	Min	0,01	399	11,4	6,2	0,64	123,2	0,00	0,53	0,44	48,57	0,43	0,07	0,10	4,01
	Max	0,27	476	14,5	8,5	4,58	329,4	2,11	9,34	7,50	100,90	15,14	4,03	6,68	12,30
	σ	0,03	10	0,6	0,3	0,70	20,0	0,27	0,77	0,84	8,80	1,01	0,51	0,73	1,01

Tableau 2-9 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements permanents type lents A, B et D, en mg/l

Chapitre 2 : Caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée d'un système karstique

		Q (l/min)	CE (μ S/cm)	T (°C)	pH	COT (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
I n=20	Moy	0,10	273	13,4	8,2	1,36	146,4	1,10	5,46	3,21	45,82	0,79	2,14	1,17	5,37
	Min	0,01	181	10,8	8,0	1,00	95,1	0,12	0,75	2,10	33,00	0,40	1,25	0,09	2,92
	Max	0,93	400	14,1	8,5	2,15	287,9	8,53	9,00	7,19	81,88	1,34	3,63	2,67	6,99
	σ	0,22	70	1,1	0,2	0,37	47,4	2,12	1,43	1,18	13,01	0,29	0,72	0,69	1,37
G n=13	Moy	0,64	473	13,3	8,1	2,50	287,4	1,34	8,07	4,62	91,94	0,92	2,75	1,38	3,94
	Min	0,04	375	11,0	7,3	1,67	200,0	0,16	1,13	3,28	65,24	0,43	1,73	0,43	3,29
	Max	2,00	575	15,1	8,5	3,41	356,2	9,56	12,33	6,96	114,40	1,37	5,52	4,10	4,67
	σ	0,59	62	1,4	0,4	0,57	46,9	3,09	2,74	1,16	13,99	0,26	1,03	1,16	0,50
H n=9	Moy	0,36	504	12,9	8,1	2,62	317,4	4,79	8,86	5,50	100,25	1,09	2,67	0,63	4,64
	Min	0,08	447	11,1	7,6	1,86	275,7	0,11	1,24	4,27	47,39	0,95	1,58	0,22	3,83
	Max	0,90	611	13,9	8,6	4,21	383,0	29,41	13,53	7,62	128,81	1,26	4,03	1,23	5,63
	σ	0,26	56	1,1	0,3	0,74	32,8	10,88	3,59	1,16	24,46	0,12	0,68	0,30	0,72
F n=11	Moy	0,21	441	13,1	7,9	2,35	278,9	0,58	8,69	4,26	89,66	0,92	3,82	3,64	4,62
	Min	0,04	390	10,6	7,5	1,57	236,6	0,21	6,66	0,24	71,49	0,46	2,34	2,34	3,83
	Max	0,60	588	15,6	8,2	3,99	366,0	1,16	12,21	6,35	108,93	1,57	6,30	7,11	5,66
	σ	0,17	71	1,9	0,3	0,84	38,7	0,29	1,67	1,57	11,49	0,29	1,24	1,60	0,71
AB n=9	Moy	0,15	518	12,9	7,6	3,79	295,6	2,06	7,60	4,31	99,51	1,17	2,78	0,89	5,30
	Min	0,01	473	12,5	7,2	2,43	128,1	0,10	1,39	1,91	86,66	1,01	1,65	0,18	4,32
	Max	0,82	603	13,5	8,3	6,56	364,7	5,98	12,01	7,87	123,42	1,39	5,27	1,98	5,84
	σ	0,27	50	0,4	0,5	1,34	67,5	1,99	3,09	1,70	11,34	0,12	1,04	0,53	0,58
AD n=19	Moy	0,04	383	11,5	8,2	1,62	208,7	0,37	7,09	4,38	65,31	1,24	3,16	4,82	4,56
	Min	0,00	317	10,9	8,2	1,24	173,2	0,10	5,46	2,95	47,16	0,30	1,63	0,16	3,95
	Max	0,10	422	12,1	8,3	2,41	283,0	0,83	10,36	6,09	129,60	5,66	5,29	13,71	5,82
	σ	0,05	57	0,8	0,1	0,32	31,5	0,24	1,24	0,82	19,87	1,26	0,93	3,20	0,72

Tableau 2-10 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements temporaires type intermédiaires, en mg/l (1)

Chapitre 2 : Caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée d'un système karstique

		Q (l/min)	CE (μ S/cm)	T (°C)	pH	COT (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
Q n=12	Moy	3,17	430	13,3	7,9	2,09	265,8	0,59	6,46	3,78	86,26	0,89	1,95	0,29	3,91
	Min	0,09	348	12,4	7,6	1,25	197,6	0,10	0,92	2,68	60,43	0,46	1,18	0,08	3,33
	Max	12,00	520	13,7	8,3	4,22	319,6	1,68	9,86	5,16	108,47	1,38	3,43	1,10	4,73
	σ	3,94	49	0,4	0,2	0,88	37,7	0,48	2,16	0,77	14,56	0,22	0,56	0,29	0,50
R n=16	Moy	0,38	302	13,1	8,1	1,80	175,6	0,86	6,34	3,74	57,36	0,70	1,68	0,52	3,43
	Min	0,05	230	12,2	7,7	0,77	136,6	0,11	1,02	2,69	41,95	0,32	1,07	0,10	3,20
	Max	1,52	420	14,4	8,6	3,32	265,9	2,81	9,42	4,75	83,38	0,95	2,84	1,40	3,74
	σ	0,47	60	0,7	0,3	0,60	41,1	0,85	1,67	0,58	13,72	0,20	0,47	0,36	0,22
GAS n=60	Moy	0,46	413	12,8	8,1	1,86	244,5	0,93	7,26	4,64	84,05	0,87	1,98	0,22	2,65
	Min	0,05	300	12,1	7,5	0,97	122,0	0,15	1,08	2,69	38,72	0,42	1,38	0,06	1,07
	Max	2,30	587	14,1	8,5	3,48	372,1	11,44	11,22	22,68	124,40	3,89	5,43	3,59	4,07
	σ	0,56	58	0,4	0,3	0,46	42,9	1,90	1,85	2,81	16,48	0,48	0,67	0,51	0,52
T n=26	Moy	0,82	345	12,8	8,1	2,32	178,2	0,63	13,20	8,09	62,11	0,90	2,68	0,39	4,06
	Min	0,05	245	12,1	7,7	1,45	102,4	0,14	2,20	3,18	35,24	0,48	1,08	0,10	3,50
	Max	4,80	534	13,6	8,7	4,42	312,3	2,45	23,55	15,09	112,75	1,56	4,14	1,01	4,97
	σ	1,11	92	0,4	0,3	0,66	56,9	0,53	5,11	2,98	18,44	0,22	0,67	0,23	0,46
C n=137	Moy	0,31	355	12,4	7,9	1,88	206,7	1,57	8,06	4,01	71,85	0,83	1,57	0,31	4,21
	Min	0,00	266	10,5	7,1	0,90	150,0	0,17	1,46	0,64	46,29	0,30	0,13	0,09	1,91
	Max	1,40	481	13,8	8,7	4,30	303,7	4,47	10,75	6,91	115,61	15,50	3,05	1,76	10,25
	σ	0,33	33	0,5	0,3	0,73	26,6	0,59	1,71	0,82	11,12	1,20	0,43	0,34	1,36
W n=35	Moy	0,67	454	13,8	7,8	1,29	285,7	0,82	3,42	4,50	90,75	2,39	1,96	0,45	6,28
	Min	0,04	391	12,8	7,4	0,52	162,2	0,12	0,52	0,63	44,87	0,55	0,24	0,08	5,16
	Max	3,44	534	15,1	8,6	4,10	344,0	1,71	6,17	7,20	112,20	4,60	3,83	2,44	7,70
	σ	0,75	36	0,5	0,3	0,79	29,8	0,36	1,32	0,99	13,78	0,72	0,59	0,43	0,54

Tableau 2-11 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements temporaires type intermédiaires, en mg/l (2)

		Q (l/min)	CE (μ S/cm)	T (°C)	pH	COT (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
K	Moy	0,19	520	15,6	7,8	3,99	402,6	0,49	10,63	7,05	133,43	1,37	2,71	1,30	6,66
	Min	0,04	451	14,4	7,4	2,06	278,2	0,17	6,07	3,18	92,72	0,65	1,61	0,74	4,70
	Max	0,33	638	15,1	7,7	2,63	331,1	0,33	7,79	4,61	109,63	1,10	2,08	0,93	5,83
	σ	0,12	85	0,6	0,2	0,79	49,3	0,16	1,71	1,45	16,51	0,32	0,40	0,22	0,97
AY	Moy	0,17	413	14,6	8,5	4,74	276,9	3,06	14,57	8,62	110,08	1,43	4,73	0,81	4,44
	Min	0,04	179	12,2	7,9	2,44	172,0	0,11	1,89	4,75	15,18	0,39	1,12	0,21	3,99
	Max	0,29	535	13,5	8,1	3,54	235,6	0,77	10,21	6,47	76,38	0,87	2,67	0,43	4,19
	σ	0,09	103	0,9	0,2	0,70	35,4	0,95	3,47	1,32	23,93	0,26	1,03	0,19	0,18
AC	Moy	0,17	334	13,4	8,4	6,17	252,5	4,15	9,29	6,75	79,62	2,55	3,22	1,50	-
	Min	0,04	289	11,8	7,7	1,50	161,0	0,31	2,81	3,19	31,11	0,63	1,08	0,14	-
	Max	0,40	407	12,8	8,1	2,56	202,5	1,23	7,08	4,58	61,21	1,00	2,17	0,65	-
	σ	0,12	38	0,5	0,2	1,36	28,1	1,17	1,79	1,02	13,64	0,51	0,59	0,46	-
AJ	Moy	0,46	483	12,6	8,3	4,21	344,0	1,58	9,99	7,15	110,99	2,30	2,93	1,13	6,34
	Min	0,03	449	12,4	7,6	2,64	234,2	0,18	2,09	4,47	64,33	0,94	1,29	0,17	3,41
	Max	1,70	543	12,5	7,9	3,35	285,5	1,00	7,71	5,92	93,43	1,33	2,11	0,50	4,78
	σ	0,71	42	0,1	0,4	0,71	34,4	0,46	2,66	1,10	14,20	0,50	0,57	0,32	1,03

Tableau 2-12 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements temporaires type rapides, en mg/l

En première approche, les écoulements classés en 3 composantes, à partir des observations hydrodynamiques, semblent également se distinguer avec des teneurs moyennes de plusieurs éléments chimiques différentes tels que le magnésium, COT, sulfate, nitrate et chlorure. Dans la suite de ce travail, les variations de ces éléments sont analysées de manière plus précise sur la période d'étude afin de comparer la classification hydrodynamique des écoulements à la classification hydrochimique.

8. Evolution temporelle des signaux chimiques en fonction de la pluie efficace sur la période d'étude

L'analyse de Garry (2007) a été réalisée sur 4 ans de chronique pluvieuse globalement déficitaire. Aujourd'hui nous avons 4 ans de chronique supplémentaire avec des périodes pluvieuses afin de compléter son analyse des comportements hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements. De plus durant cette période de nouveaux points d'écoulements ont été activés.

Les chroniques pluviométriques couplées aux données des points d'écoulements portant sur 8 cycles hydrologiques (2004-2012) permettent de distinguer 5 grandes périodes:

- Période sèche : de mai 2004 à mai 2008
- Période de reprise : de juin 2008 à novembre 2009
- Période humide : de décembre 2009 à janvier 2011
- Période sèche post-humide : de février 2011 à octobre 2011
- Période sèche à événements extrêmes : de novembre 2011 à août 2012

Globalement, sur toute la période d'étude, la Figure 2-20 montre 3 grandes périodes qui se distinguent par des modifications de comportements hydrodynamiques (les chroniques hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements lents, et des écoulements intermédiaires GAS et C sont représentés car très représentatifs des écoulements intermédiaires, et les chroniques hydrodynamiques et hydrochimiques des autres écoulements intermédiaires et rapides sont représentées dans la suite du travail, période par période) et hydrochimiques (les variations des bicarbonates, des teneurs en magnésium et en sulfates sont représentés en exemple).

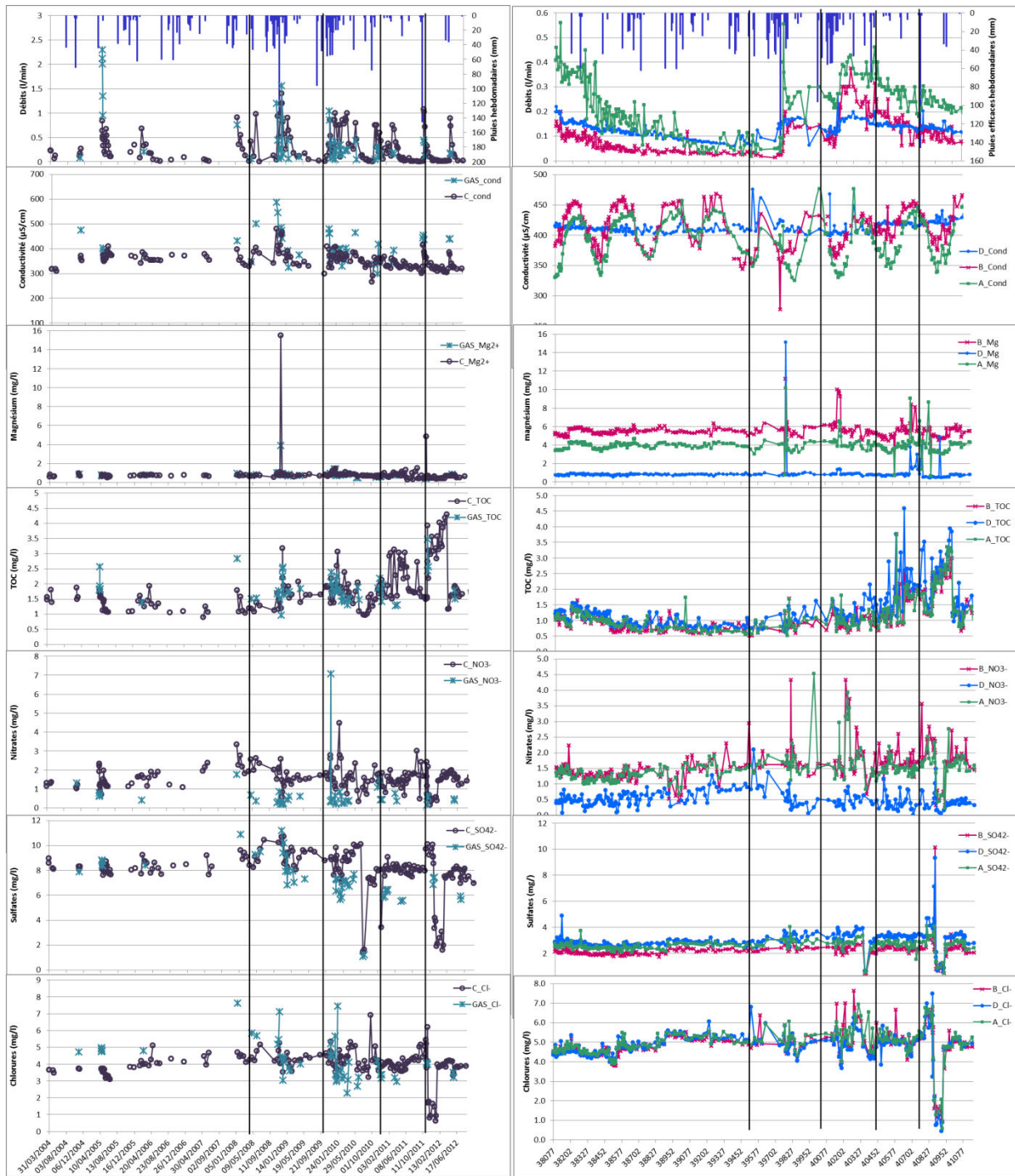


Figure 2-20 Variations hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements lents et de deux écoulements intermédiaires (GAS et C) entre 2004 et 2012

Deux périodes assez similaires d'un point de vue hydrodynamique sont distinguées , avec les écoulements lents A, B et D en récession sur toute une période (période sèche, période sèche post-humide et période sèche à événement extrêmes, entre mai 2004 et mai 2008 d'une part, et entre février 2011 et septembre 2012 d'autre part) et une autre période (période de reprise et période humide, entre juin 2008 et octobre 2010) pour laquelle de fortes crues de ces écoulements sont observées ainsi que l'activation de nombreux points d'écoulements qui ne fonctionnaient pas lors de la première période.

Ces deux grandes périodes qui présentent des similarités d'un point de vue hydrodynamique et hydrochimique se distinguent par des régimes pluviométriques radicalement différents, et durant la période sèche à événements extrêmes, même si les points d'écoulement lents A, B et D sont en récession, de la même façon que lors de la période sèche mais avec des débits plus importants, l'activation d'écoulements qui n'était pas apparu lors de la période sèche est observée.

Une première analyse globale des comportements chimiques sur toute la période d'étude montre globalement que les paramètres physico-chimiques montrent une variation sinusoïdale de la température, conductivité, des concentrations en magnésium et bicarbonates pour A et B (sauf durant la période de reprise). L'amplitude de ces variations s'amortie au cours de la période sèche. Cet amortissement observé s'exprime surtout par une augmentation progressive des minima saisonniers. L'allure générale des chroniques en nitrates, chlorures et sodium pour les écoulements lents A et B montre également une variation saisonnière des concentrations.

Cependant, la conductivité du point D ne semble pas suivre une variation sinusoïdale et reste stable (voire diminue un peu) du fait de sa faible profondeur. La température et les teneurs en bicarbonates de cet écoulement présentent par contre une variation saisonnière et la température a tendance à augmenter au cours de la période sèche. Les variations saisonnières des teneurs en bicarbonates de ce point d'écoulement sont plus faibles que celles de A et B, ce qui peut expliquer que les variations sinusoïdales sur la conductivité du point D ne sont pas observées.

Globalement, les concentrations en nitrate du point D sont inférieures à celles des points A et B, ce qui peut s'expliquer par des différences dans la composition des sols au droit de ces points d'écoulement. En effet, au droit du point D, très peu de sol est présent, avec de grandes dalles calcaires affleurantes. Finalement les écoulements A, B et D ont globalement le même type de fonctionnement mais avec des plages de variations différentes et une légère tendance à la baisse de la conductivité de l'écoulement D.

Durant la période d'étude, une augmentation des concentrations en nitrates, chlorure et sodium pour les trois points d'écoulements est observé lors de l'absence de précipitations significatives (par exemple durant la période sèche entre février et août 2006) et réciproquement une baisse des

concentrations est observée en réponse aux évènements pluvieux (juin 2006 à février 2007 et octobre 2007 à mai 2008).

Les chroniques hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements GAS et C n'étant pas continues dans le temps, ces écoulements sont difficilement analysables en termes de variations saisonnières, comme A, B et D. Lors des réponses aux impulsions pluvieuses, l'écoulement GAS est toujours plus minéralisé que le point C. Les concentrations en nitrates et chlorures du point C sont également faibles mais un peu plus élevées que celles des écoulements lents et varient de façon concomitante aux variations de débits. Les écoulements temporaires GAS et C présentent des teneurs en nitrates plus importantes que les écoulements pérennes A, B et D. Les concentrations en nitrates dans les eaux sont supposées diminuer au cours du temps par dénitrification, à condition que l'écoulement évolue en système fermé sur la phase gazeuse. Or pour ces deux écoulements GAS et C, des teneurs relativement importantes et qui ne diminuent pas au cours de l'été sont observées.

Les teneurs en nitrates légèrement plus fortes dans les écoulements intermédiaires GAS et C peuvent caractériser soit des écoulements de la proche surface, pour lesquels la dénitrification n'a pas eu lieu, soit une « contamination » des eaux profondes, signe d'une infiltration rapide depuis la surface. La première hypothèse n'est pas valable pour ces deux écoulements car ils se situent en profondeur (environ 250 m), donc les teneurs élevées en nitrates pour ces deux écoulements montrent des infiltrations rapides depuis la surface, ou du moins plus rapides que pour les autres points d'écoulements qui présentent des teneurs en nitrates moins élevées.

Par conséquent ces différences de concentrations en nitrates entre les points pérennes A et B, et les points temporaires GAS et C situés en profondeur montrent des différences de comportements entre ces deux types de points. Pour le point D, situé proche de la surface les faibles teneurs en nitrates peuvent paraître surprenantes et montrent également un comportement particulier une fois de plus.

Afin d'étudier plus finement cette chronique, nous nous appuierons sur les 5 périodes climatiques définies dans le chapitre 1.

8.1. Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période sèche

Analyse hydrodynamique :

Durant cette première période très sèche 5 points d'écoulement sont actifs.

L'analyse hydrodynamique (chapitre 2, Tableau 2-6) montre que les débits de A, B et D témoignent d'une récession durant la première période, entre mai 2004 et mai 2008. Cette vidange est très remarquable pour les points A et B en profondeur. Pour le point D cette vidange est moins nette car sa faible profondeur entraîne une réponse plus marquée à chaque impulsion pluvieuse.

Les points GAS et C sont également actifs durant cette période, mais uniquement à l'occasion d'événements pluvieux remarquables. Au début de la période (printemps 2005) une continuité d'écoulement sur ces points est observée, avec des débits élevés pour le point GAS (supérieurs à 1 l/min). A partir du printemps 2006, la continuité temporelle de l'écoulement GAS diminue et le point GAS ne fonctionne plus durant 1 an et demi. Au plus fort de l'étiage, entre fin 2007 et début 2008, de faibles réponses au point C sont mesurées, avec peu ou pas de continuité et des débits très faibles.

En traçant la moyenne mobile sur 6 jours, la variation saisonnière de la conductivité est observée pour le point D, car le signal conductivité de cet écoulement est fortement bruité par rapport aux écoulements A et B du fait de sa proximité avec la surface (33 m de profondeur). A partir de l'hiver 2006 les variations saisonnières disparaissent car l'écoulement D montre des variations de conductivité pour chaque impulsion pluvieuse.

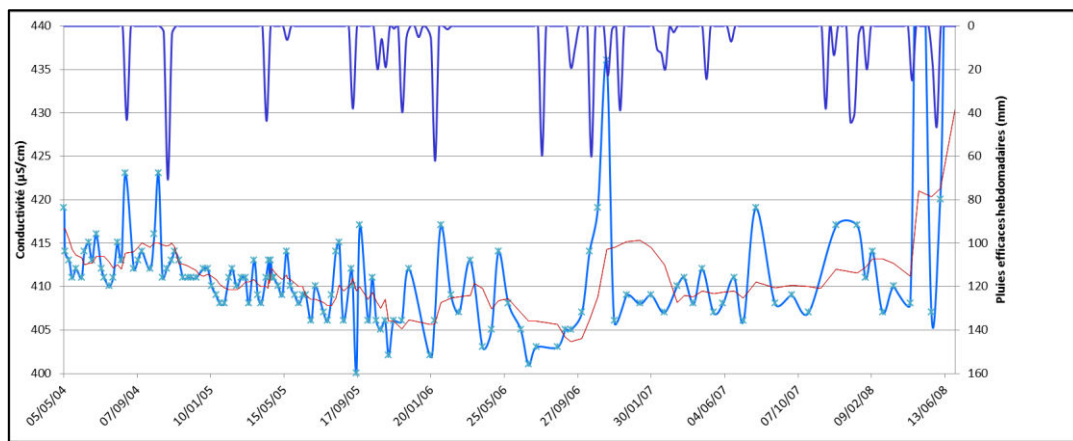


Figure 2-21 Figure : Variation de la moyenne mobile sur 6 jours de conductivité du point D entre mai 2004 et mai 2008

Pendant cette période, les concentrations en magnésium sont stables pour les points A, B et D entre 4 et 6 mg/l, et correspondent plus ou moins aux valeurs les plus élevées sur toute la chronique d'étude (en opposition aux valeurs les plus faibles de COT sur la même période). Les écoulements A, B et D présentent donc des temps de séjour élevés au sein du système.

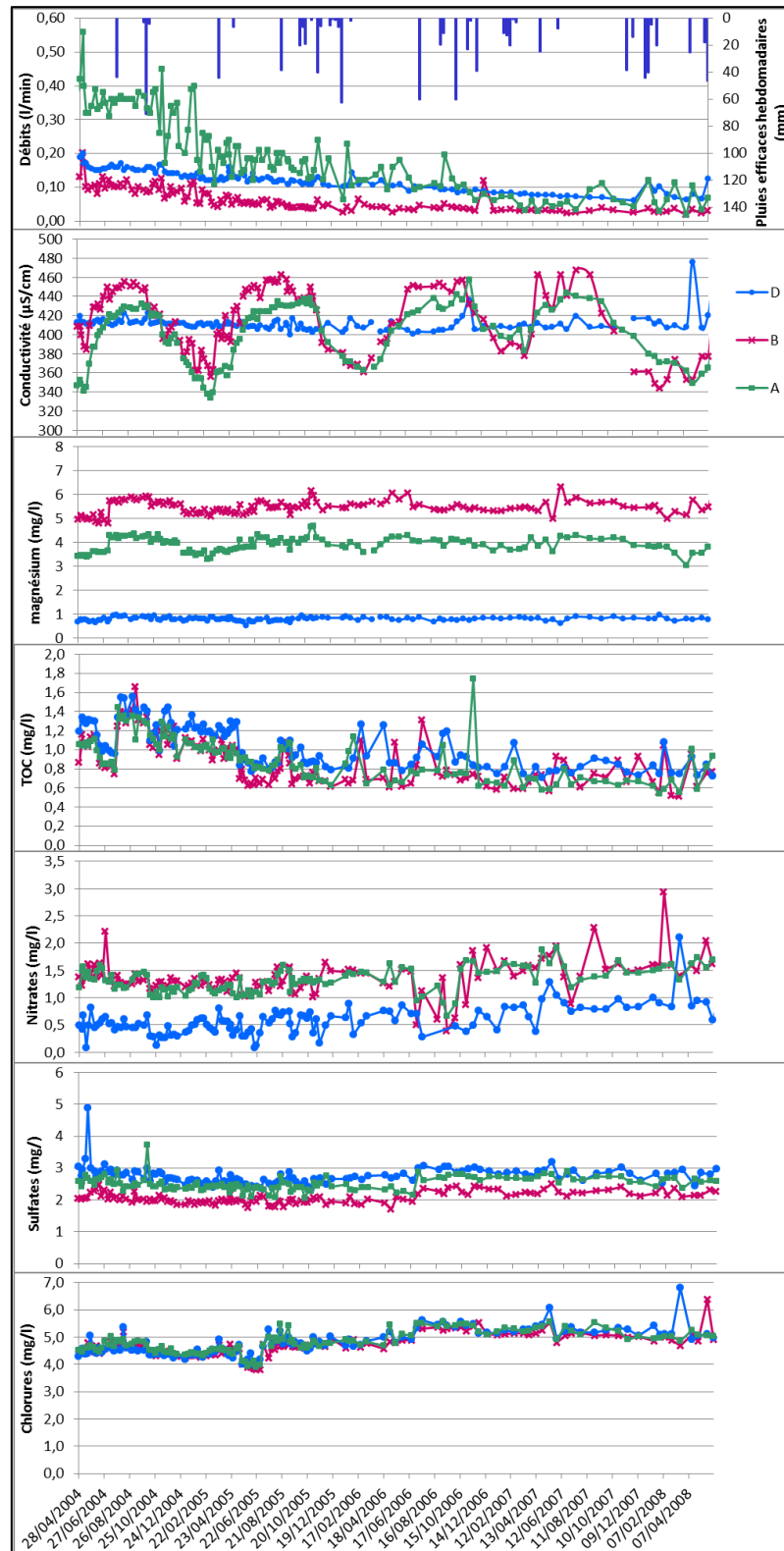


Figure 2-22 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure des écoulements permanents type lent A, B et D durant la période sèche

L'allure générale des sulfates pour A, B et D montre une baisse de concentration entre mai 2004 et juin 2005 puis jusqu'en mai 2008 une légère et constante augmentation, sans réponse significative des débits aux précipitations. Les concentrations en sulfates durant cette période sont aux alentours de 2

mg/l pour A, 2,5 mg/l pour B et 3 mg/l pour D. Les points GAS et C présentent des concentrations plus importantes entre 8 et 9 mg/l, qui ont tendance à augmenter durant la période. Les teneurs plus élevées en sulfate, nitrate et chlorure pour ces deux écoulements par rapport à celles des points pérennes A, B et D peut montrer une infiltration plus rapide des eaux de surface au niveau de ces écoulements temporaires. De fortes teneurs en ces ions allochtones caractérisent des eaux proches de la surface. En effet le nitrate est produit dans le sol, les chlorures peuvent se concentrer dans les sols lors des périodes d'été sous l'effet de l'évapotranspiration et classiquement les sulfates sont associés aux eaux d'infiltrations.

Les dynamiques d'écoulement des points C et GAS sont donc similaires à des infiltrations rapides depuis la surface, contrairement à celles de A, B et D. Finalement, à la fin des périodes d'été ces ions allochtones sont concentrés dans les sols et lors des épisodes pluvieux, les sols sont lessivés et les premières eaux d'infiltrations résultantes vont recharger d'abord les réserves, puis les eaux d'infiltrations suivantes vont s'écouler rapidement dans le système. Par conséquent, durant cette période très sèche, suite à un épisode pluvieux au niveau des écoulements, une dilution de ces éléments est d'abord observée, puis en période d'été une augmentation des teneurs de ces ions est mesurée dans les écoulements grâce à l'alimentation par les eaux de la réserve.

L'allure générale des chroniques en COT montre une diminution de la concentration tout au long de cette période pour A, B et D, avec néanmoins des pics de concentrations consécutifs aux faibles précipitations de cette période d'été, ce qui est particulièrement visible entre février et août 2006 (globalement on retrouve donc l'opposition de comportement entre Magnésium et COT ce qui est logique du fait de leur évolution inverse). Une diminution rapide des concentrations entre mai 2004 et mai 2005 est cependant observée, avec des concentrations variant entre 1,5 et 0,7 mg/l environ pour les trois points d'écoulement puis à partir de mai 2005, les concentrations diminuent toujours mais de façon moins rapides puis se stabilisent globalement entre 0,5 et 1 mg/l jusqu'à la fin de cette première période, ce qui correspond aux valeurs les plus faibles observées durant toute la période d'étude. Il faut noter que ces valeurs sont proches des valeurs seuils que l'on peut obtenir dans les hydrosystèmes, à de telles concentrations, la matière organique restante est celle qui est très difficilement minéralisable par les micro-organismes, par conséquent si on s'approche de cette valeur de façon tangentielle avec l'augmentation du temps de séjour, ce phénomène est normal.

L'analyse de ces chroniques de COT permet de mettre en évidence certains comportements chimiques :

- (i) Lors des épisodes pluvieux de reprise suite à des périodes d'été, après un cumul de pluies nécessaire à la réactivation des connectivités hydrauliques, chaque impulsion pluvieuse, même très faible, impacte significativement le fonctionnement chimique des écoulements lents au sein de la zone non saturée,

- (ii) des différences de comportement chimique sont observables (avec des variabilités plus ou moins importantes des concentrations) que l'on peut attribuer à une réactivité des écoulements et donc à un état de karstification et/ou de connectivité hydraulique spécifique à chaque écoulement,
- (iii) même si on considère la zone vadose, les temps de séjours peuvent être tels que nous sommes en dehors ou du moins à la limite de la plage d'utilisation du COT en tant que traceur du temps de séjour.

Les concentrations en COT au niveau des points GAS et C sont supérieures à celles observées au niveau des points permanents, mais elles suivent la même dynamique en diminuant de la même façon au cours de cette période. Les concentrations au point GAS sont élevées et varient entre 2 et 2,5 mg/l et les concentrations au point C sont plus faibles qu'en GAS et varient entre 1 et 2 mg/l.

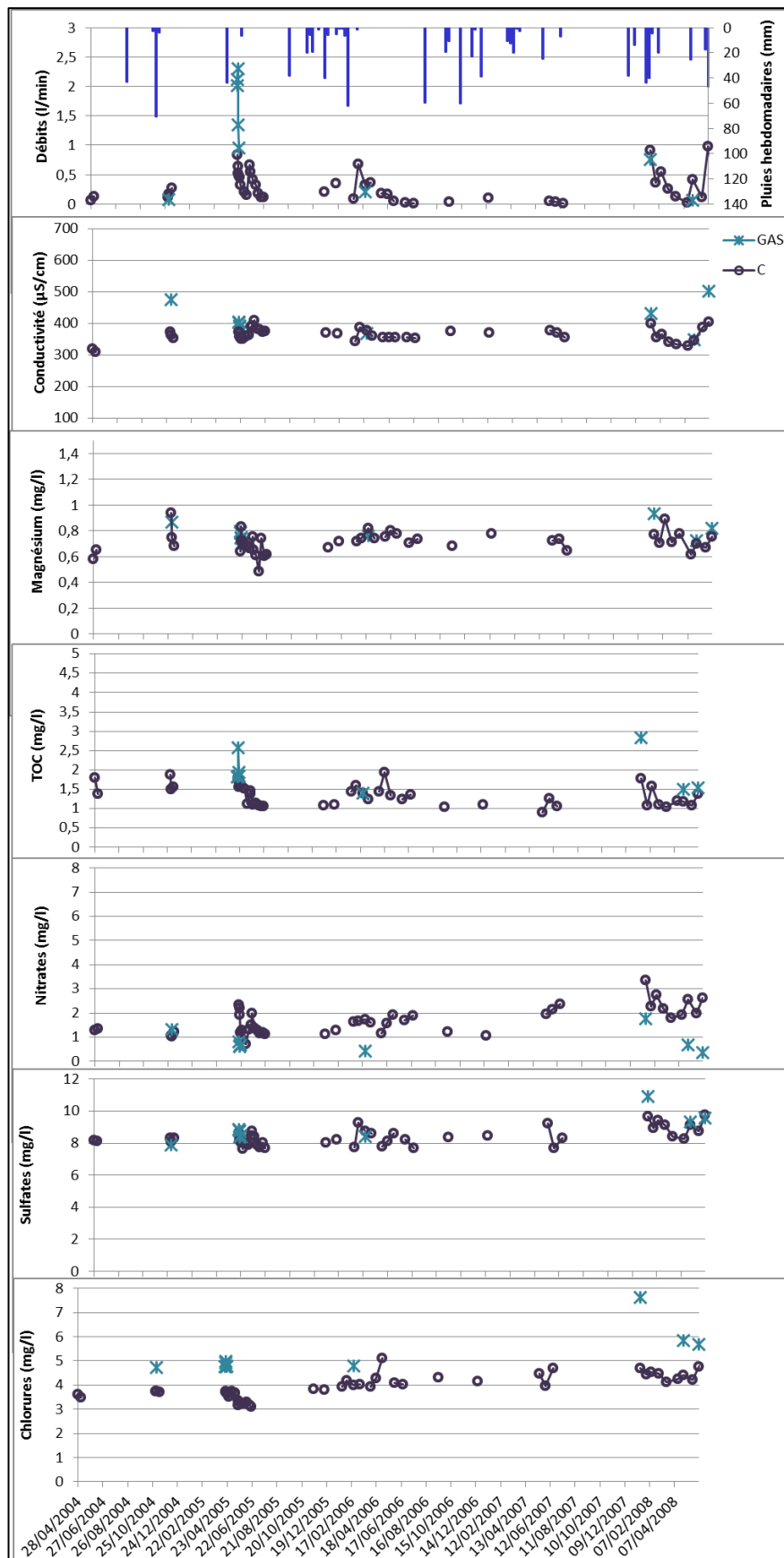


Figure 2-23 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure des écoulements temporaires type intermédiaire GAS et C durant la période sèche

Les teneurs en magnésium des points C et GAS sont similaires (environ 0,5 mg/l) et constantes au cours de cette première période, sans variation significative lors des impulsions pluvieuses. De même que pour les teneurs en COT des points A, B et D durant cette période, les teneurs en magnésium sont tellement faibles dans les écoulements C et GAS, (proches des teneurs en magnésium présentes dans l'eau du sol) que ce marqueur ne présente aucune sensibilité pour caractériser les temps de séjour de ces écoulements.

La baisse régulière des débits de A, B et D montre durant cette période que le système se vidange, en raison de la faible quantité de pluies qui caractérise cette période, pour atteindre les plus faibles valeurs de débits mesurées sur toute la chronique d'étude.

Durant cette première période, les concentrations en magnésium sont plus importantes pour A et B que pour D, GAS et C. La répartition spatiale des teneurs en magnésium étant homogène dans le système (Masse, 1968 ; Emblanch, 1997), ces écarts de concentration entre ces points d'écoulement s'expliquent donc par des différences de temps de séjour de l'eau au sein du réservoir.

L'allure générale des chroniques en magnésium montre une légère tendance saisonnière pour A, B et D mais des pics de concentration apparaissent tout de même à la suite des événements pluvieux. Les variations saisonnières de la conductivité et du magnésium des écoulements A et B peuvent montrer la présence d'une réserve en eau significative capable de tamponner les arrivées d'eaux ponctuelles consécutives aux précipitations. Ces variations peuvent aussi traduire des arrivées d'eaux plus anciennes, ponctuelles au moment des pluies, chassées suite à la mise en charge liée aux eaux météoriques qui s'infiltrèrent dans le système. En fait les deux phénomènes coexistent probablement.

La baisse des teneurs en COT des points A, B et D peut traduire la vidange des réservoirs, avec l'arrivée d'eaux plus anciennes puisque les réserves ne sont plus, ou moins approvisionnées en eaux météoriques nouvelles, ce qui corrobore l'analyse des données en magnésium. Cette diminution du COT correspond à la baisse importante des débits de A, B et D. Puis la stabilisation des concentrations en COT et magnésium correspond avec la stabilisation des débits des trois points entre août 2005 et mai 2008, période d'étiage très marqué.

Les variations de conductivité sont plus importantes au point A par rapport à B et peuvent s'expliquer par l'état de karstification : les valeurs de conductivité et de magnésium plus élevées de B par rapport à A montrent une infiltration plus lente et un temps de séjour plus élevé pour l'écoulement B par rapport à l'écoulement A, ce qui peut traduire un état de karstification moins prononcé.

Cette hypothèse est en accord d'une part avec les concentrations en Mg^{2+} de B significativement supérieures à celles de A et d'autre part avec les variations annuelles de cet élément qui sont très faibles au point A.

L'écoulement D réagit faiblement aux précipitations au cours de cette période et présente de très faibles variations sur la chronique de débit, les paramètres physico-chimiques et la concentration en magnésium, COT et autres éléments majeurs. Son réservoir d'alimentation semble suffisamment important pour tamponner toutes les arrivées d'eaux. Durant cette période le comportement complexe de ce point d'écoulement reste difficile à définir compte tenu de sa faible profondeur.

Enfin, sur cette période, l'écoulement C montre des variations concomitantes du débit avec la conductivité (engendrée par les variations de concentration en calcium et en bicarbonates) et la concentration en matière organique (COT). En mai 2005 et mars 2006 dès que le point C s'active, on remarque que les concentrations en COT sont élevées puis diminuent quand l'écoulement est continu, alors que les valeurs en magnésium sont quasiment constantes ; ceci peut être étonnant car une augmentation de la matière organique dans les eaux est le signe d'une arrivée d'eau plus récemment infiltrée avec un temps de séjour plus faible. Ce phénomène peut s'expliquer par les différences de cinétique entre le carbone organique total dissous et le magnésium, la plage de temps est trop courte pour que les eaux puissent s'enrichir en magnésium au contact de l'encaissant, mais elle est suffisante pour que la matière organique soit consommée, donc que les teneurs diminuent.

L'étude des cycles hydrologiques suivants très différents va permettre d'approfondir la caractérisation des écoulements, déjà présents (A, B, C, D, GAS) et ceux activés en hiver 2008, rencontrés dans le système.

8.2. Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période de reprise

Cette période est marquée par un régime de précipitations intense et particulier, avec 730 mm de pluies efficaces tombées en 1 an $\frac{1}{2}$. Ce régime est d'autant plus particulier qu'il suit une période de près de 3 ans de déficit pluviométrique. Ainsi l'arrivée de grandes quantités d'eaux météoriques dans le système très sec depuis 3 ans va engendrer des réponses hydrodynamiques et hydrochimiques remarquables.

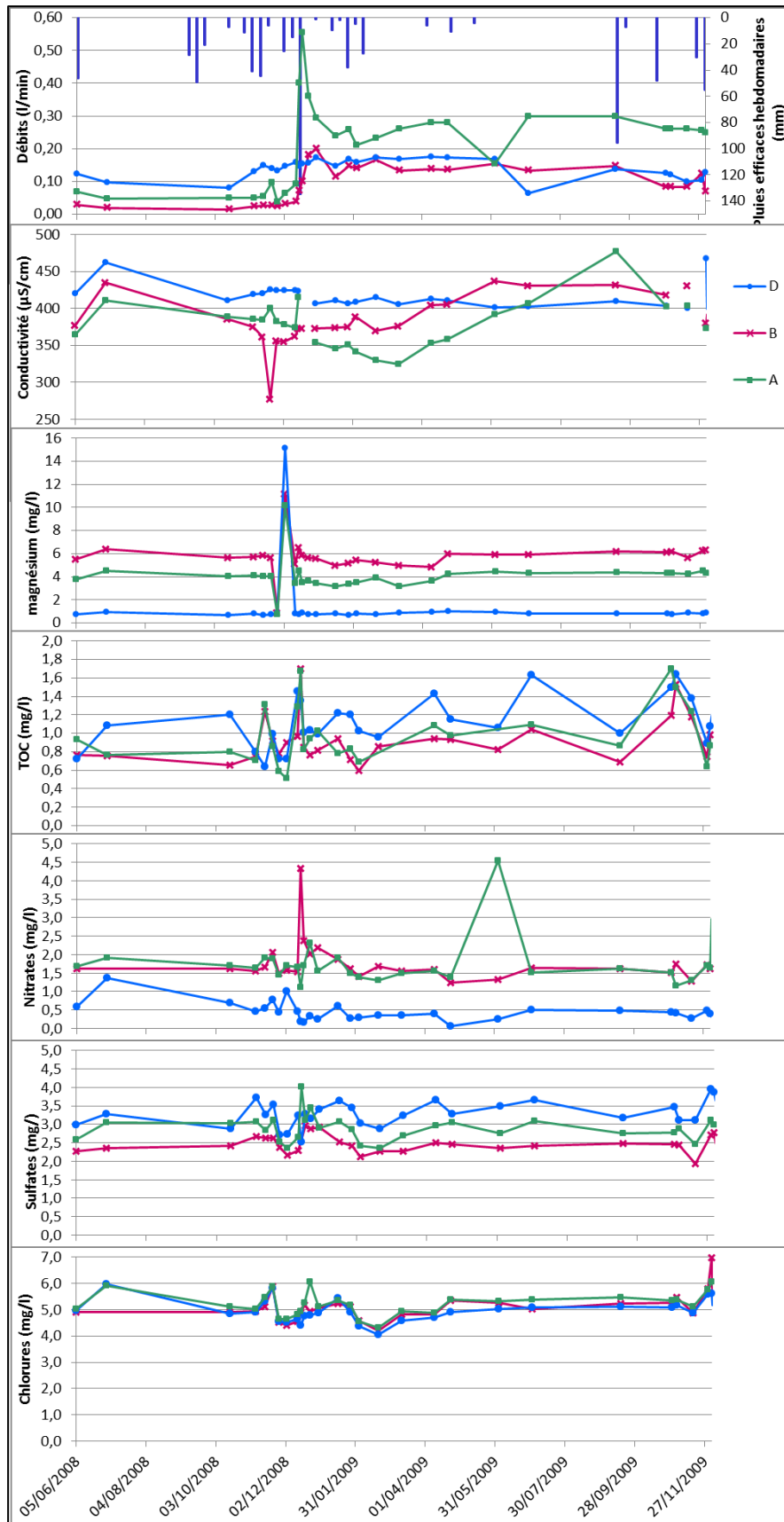


Figure 2-24 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure des écoulements permanents type lent A, B et D durant la période de reprise

Analyse hydrodynamique :

Depuis mai 2004 le système et ses réserves se vident. En juin 2008, les signaux hydrochimiques sont brouillés du fait de la reprise des précipitations avec 64 mm de pluies efficaces en 2 semaines.

Cette impulsion pluvieuse n'est pas suffisante pour observer une réponse hydrodynamique des points A et B, les débits restent constants. Cette impulsion permet par contre d'observer une réponse en termes de débit au point D.

De plus une réponse hydrodynamique immédiate et courte au point C, qui est actif suite aux pluies de l'hiver 2007, est observée, tandis qu'aucune réponse hydrodynamique n'est observée au point GAS.

Cette impulsion pluvieuse provoque une augmentation nette de la température, de la conductivité, des bicarbonates et du calcium des points A, B et D alors qu'au point C une baisse de la température et de la conductivité est mesurée.

Durant cet évènement pluvieux, les concentrations en COT, nitrates, sulfates, chlorures, augmentent pour tous les écoulements activés du système, ce qui peut s'expliquer par des arrivées d'eau plus récentes dans le système.

Les réponses en magnésium varient d'un point à un autre, une augmentation importante pour les points A et B est observée, alors que pour C et D aucune variation des teneurs en magnésium n'est observée.

Cette impulsion pluvieuse de reprise est suivie par une période de 2 mois sans pluie qui provoque simultanément la même réponse hydrodynamique de tous les points d'écoulement, à savoir une diminution des débits, mais des réponses hydrochimiques différentes ; en effet, les concentrations en COT restent constantes pour A et B ; alors qu'elles augmentent pour le point D et diminuent en C.

La conductivité, les teneurs en bicarbonates et en calcium chutent durant ces 2 mois pour tous les points d'écoulement, simultanément aux débits. Une baisse des concentrations en nitrates, sulfates, chlorures durant cette même période est également observée.

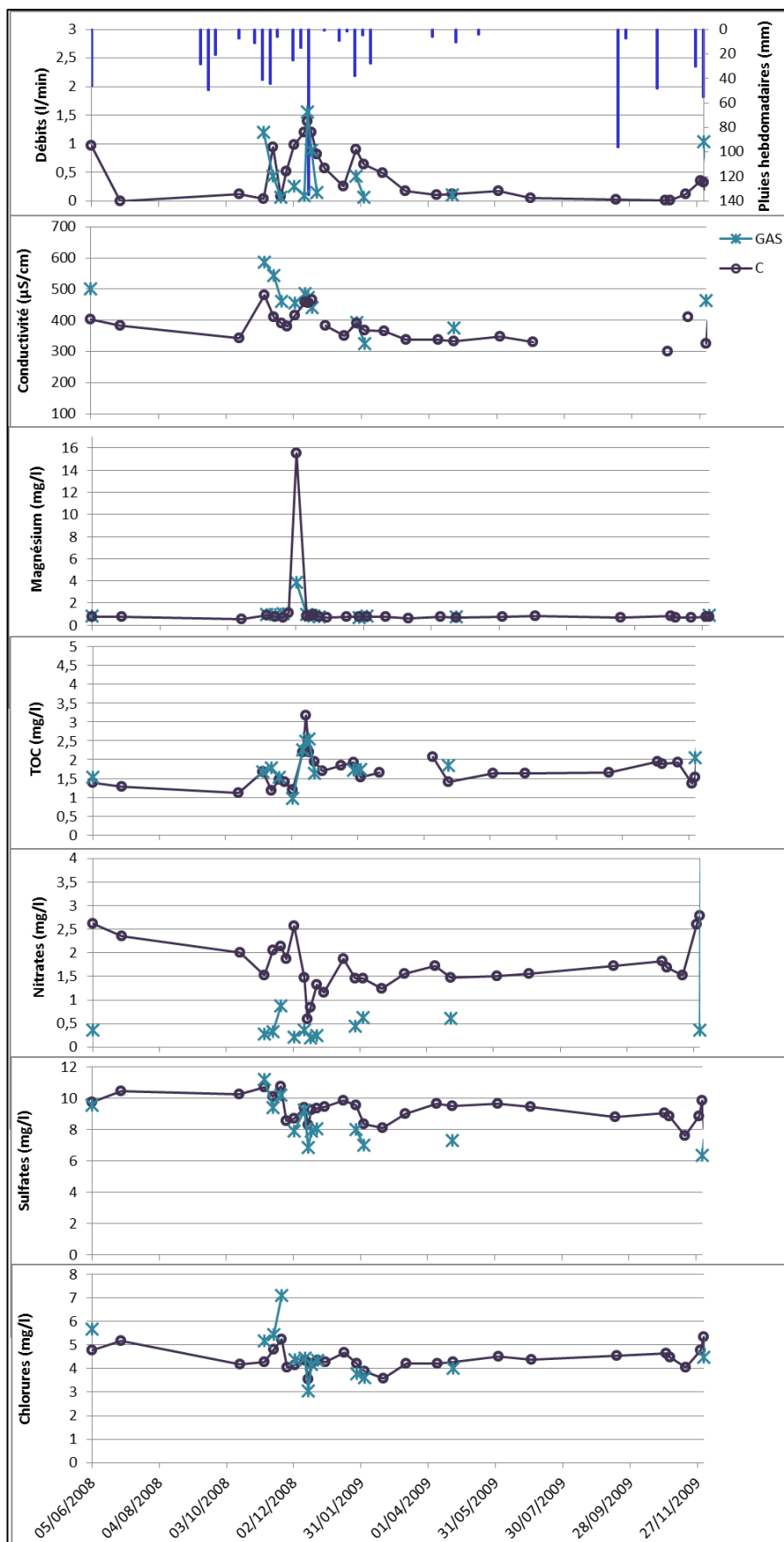


Figure 2-25 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaire type intermédiaire GAS et C durant la période de reprise

L'épisode pluvieux le plus important de cette période de reprise et de toute la chronique d'étude se produit pendant l'hiver 2008 : l'impulsion pluvieuse efficace de 134 mm en 1 semaine en décembre 2008 est précédée par un cumul de 250 mm de pluies en 3 mois de septembre à décembre 2008. Les grandes quantités d'eaux météoriques nouvelles apportées dans le système provoquent une mise en charge telle, que l'activation d'un grand nombre de points d'écoulement, jamais observés avant, est constatée, avec des réponses hydrodynamiques et hydrochimiques très particulières.

Les points A et B répondent immédiatement avec des pics de débits très importants. En effet les débits de A et B sont multipliés par 10 (pics de débit à 0,55 l/min pour A et 0,2 l/min pour B)

Le débit du point D augmente immédiatement, il est doublé (pic de débit à 0,8 l/min).

Les points C et GAS répondent immédiatement avec des pics de débits très importants. Le point GAS est activé durablement (5 mois) avec des débits importants (1,5 l/min) et les débits du point C sont doublés. A partir de cet événement pluvieux, le point C devient « pérenne ».

Durant cet épisode pluvieux, des pics de concentrations sont observés simultanément aux pics de débits pour les points A, B, D, GAS et C, puis rapidement, même si les débits sont encore élevés, une dilution très importante est observée. Les conductivités des points d'écoulement durant cet épisode sont très variables, le caractère annuel de la variation de ce paramètre, observé durant la première période a disparu, ce qui traduit un mélange des eaux dans la ZNS, probablement entre les eaux présentes dans les systèmes et les eaux météoriques nouvellement arrivées.

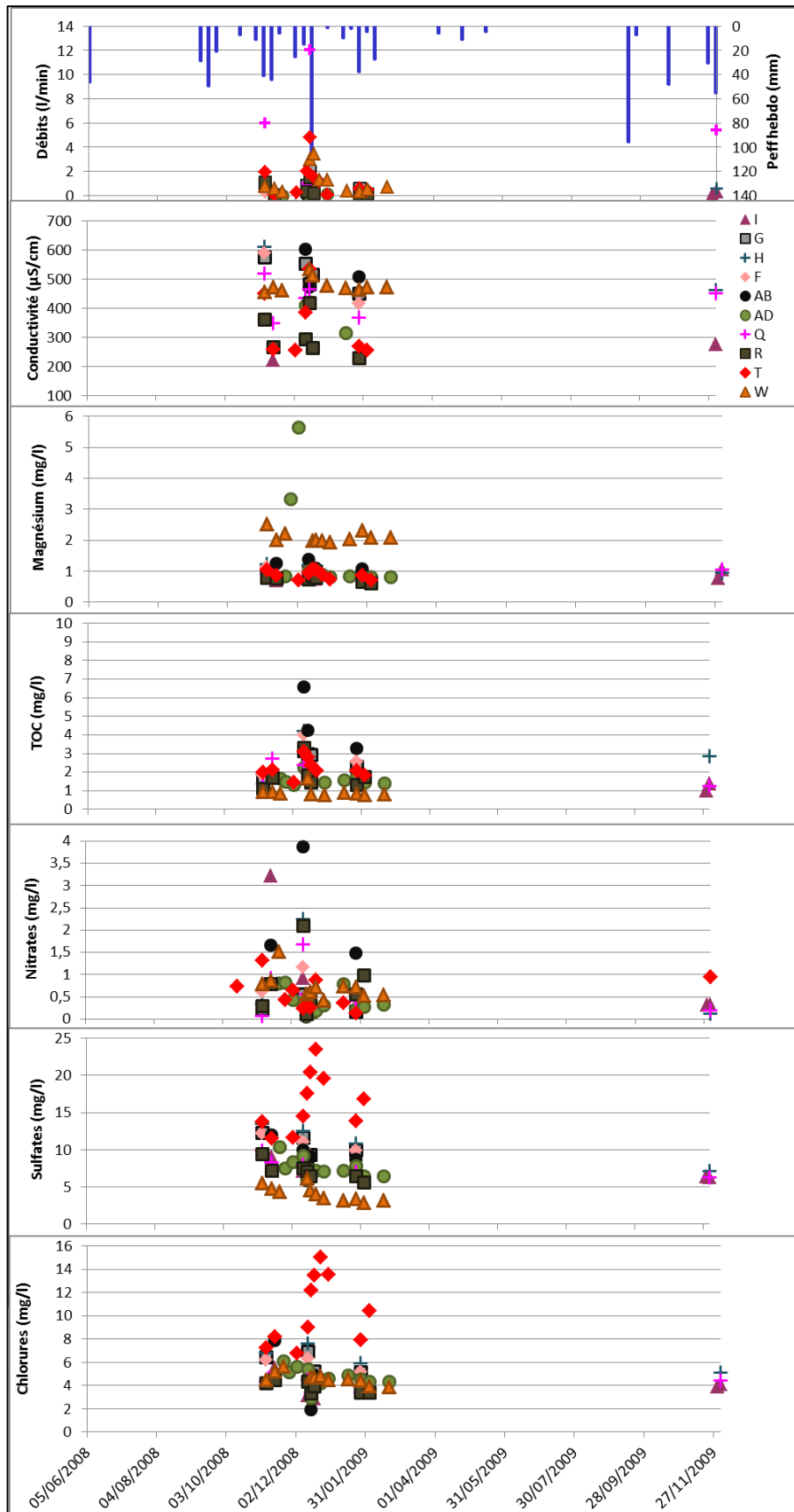


Figure 2-26 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaire type intermédiaire durant la période de reprise

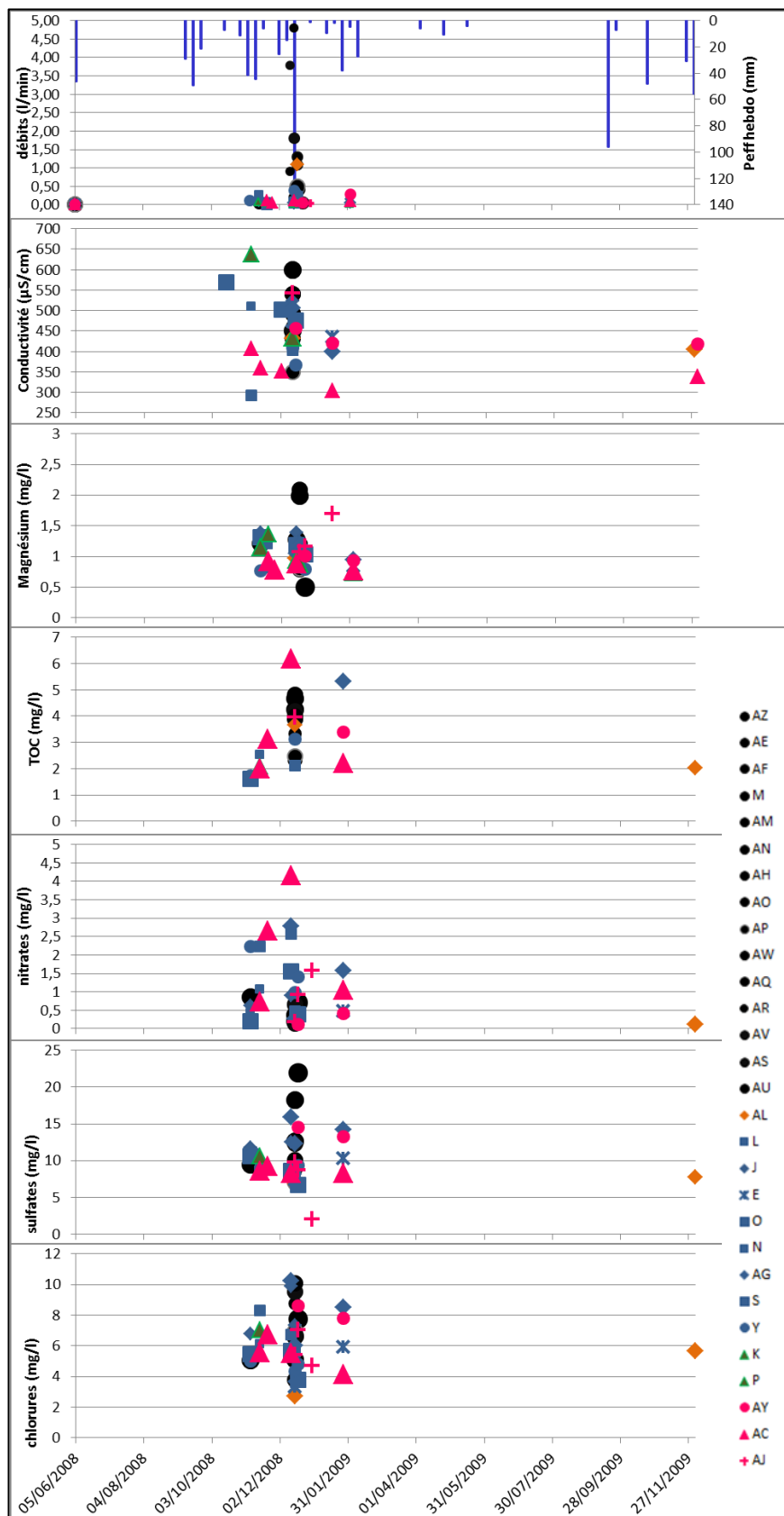


Figure 2-27 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaire type rapide durant la période de reprise

Lors de cet épisode pluvieux, l'activation de 39 points d'écoulement temporaires, différents des 5 points d'écoulement déjà existants est observée (Figure 2-26 et Figure 2-27). Ces écoulements sont tous temporaires, certains avec une continuité temporelle d'écoulement (écoulements intermédiaires) suite à leurs activations, et d'autres sans continuité (écoulements rapides), qui ont coulés seulement quelques jours.

Lors de cet épisode pluvieux, dix écoulements intermédiaires (Figure 2-26) et 29 autres écoulements rapides (Figure 2-27) sont observés. Tous ces écoulements activés se différencient des écoulements déjà existants dans le système par leur débit d'une part, et par leur compositions chimiques d'autre part. En effet, la majorité des points d'écoulements rapides ont des débits comparables à ceux des écoulements lents A, B et D (aux environs de 0,5 l/min) et quelques-uns ont des débits plus élevés (jusqu'à 5 l/min). La plupart des écoulements intermédiaires activés ont des débits supérieurs à ceux des points permanents lents A, B et D et à ceux des écoulements rapides.

L'analyse chimique de ces écoulements rapides montre que :

- les concentrations en magnésium des points d'écoulement rapides sont faibles, alors que les concentrations en COT sont élevées, ce qui confirme l'activation de circulations plus rapides des écoulements que les écoulements lents lors de cet épisode.
- les conductivités sont très variables avec des conductivités faibles pour certains points et des conductivités très élevées pour d'autres,
- ces deux observations pourraient indiquer deux origines différentes de ces écoulements : ces écoulements peuvent être soit (i) des circulations rapides dans le système dues à la forte mise en charge (écoulements avec conductivité et teneurs en bicarbonates, calcium et magnésium faibles, et teneurs en COT, nitrates, sulfates, chlorures élevées), soit (ii) des « trop-plein » d'écoulements pérennes avec des caractéristiques chimiques différentes, à savoir teneur en magnésium élevée et conductivité moyenne et teneurs en COT, nitrates, sulfates, chlorures relativement faibles.

En ce qui concerne les points d'écoulement intermédiaires, ils sont moins nombreux et possèdent des caractéristiques chimiques également intermédiaires. Ces écoulements ont les mêmes gammes de variations de conductivité que les points d'écoulement rapides et donc des conductivités plus élevées que les points permanents A, B et D. Par contre leurs températures se rapprochent plus de celles des points permanents.

En termes de teneurs en bicarbonates ces écoulements intermédiaires se répartissent en deux groupes, un groupe avec des concentrations faibles en bicarbonates qui se rapproche des écoulements rapides

(inférieures à 250 mg/l) et un groupe avec des concentrations plus élevées en bicarbonates qui se rapproche plus des écoulements lents pérennes (supérieures à 300 mg/l).

Les concentrations en magnésium des écoulements intermédiaires sont relativement faibles (environ 1mg/l) en réponses aux fortes pluies sauf pour un point d'écoulement, W, (entre 2 et 3 mg/l) qui se rapproche des caractéristiques en magnésium des écoulements lents permanents. De plus ces écoulements intermédiaires ont des concentrations moyenne en COT (entre 1 et 4 mg/l), (sauf un écoulement qui présente des teneurs jusqu'à 7 mg/l) et en nitrates, et relativement élevées en sulfates et chlorures, contrairement aux points d'écoulements lents. On peut remarquer que l'écoulement W se démarque des autres écoulements intermédiaires par ses teneurs en COT (les plus faibles de tous ces écoulements intermédiaires, < 1 mg/l) et en magnésium (les plus fortes de tous ces écoulements intermédiaires).

Ce régime pluviométrique très particulier est suivi par un épisode d'étiage important de février à octobre 2009 interrompu seulement par de faibles pluies (20 mm en 1 mois en avril 2009). Cette période d'étiage entraîne l'arrêt complet de tous les écoulements temporaires (intermédiaires et rapides), rapidement après l'arrêt des pluies, à l'exception du point intermédiaire C. Durant cet épisode, les points d'écoulement A, B, D, C et GAS montrent des comportements hydrodynamiques assez similaires par rapport aux périodes précédentes, mais des comportements chimiques différents.

La période d'étiage entraîne une baisse des débits de l'écoulement intermédiaire C mais il reste toujours actif, contrairement à l'écoulement GAS qui n'est plus actif. Durant cette période, globalement les teneurs en nitrates et chlorures augmentent (Figure 2-25) même si on peut observer un phénomène de dilution de ces éléments par infiltrations rapides, en réponse aux faibles pluies d'avril 2009. Les teneurs en bicarbonates chutent de façon concomitante aux débits, et les teneurs en sulfates, magnésium et COT sont stables et relativement faibles. Les faibles valeurs de HCO_3^- peuvent s'expliquer par un phénomène de dégazage au sein de la zone non saturée lorsque l'on s'éloigne de la surface (zone de production du CO_2), ce phénomène a été démontré par Peyraube (2012).

Les mêmes phénomènes sont observés pour les écoulements lents, A, B et D, sauf pour les variations des teneurs en COT et magnésium ; en effet, durant cette période d'étiage, les teneurs en magnésium ont tendance à légèrement augmenter, et les teneurs en COT ont légèrement tendance à diminuer, ce qui montre une augmentation du temps de séjour au sein du système, caractéristique de ces écoulements lents permanents.

L'épisode pluvieux du mois d'avril 2009 (Figure 2-25, Figure 2-26, Figure 2-27, Figure 2-28), même s'il est très faible induit une réponse hydrodynamique et hydrochimique du système au niveau des points A, B, D, GAS et C (mais sans activation d'écoulement temporaires) d'autant plus importante que le système est rechargé en eaux après l'évènement pluvieux important de l'hiver 2008 précédent.

Lors de la période sèche, ce genre d'impulsion pluvieuse n'aurait probablement pas provoqué de réponses hydrodynamiques et hydrochimiques. A titre de comparaison on peut citer comme exemple deux épisodes pluvieux durant la période sèche, 40 mm de pluies efficaces en 1 semaine en avril 2005 ou encore 38 mm de pluies efficaces en 1 semaine en septembre 05, qui n'ont pas induit de réponse hydrodynamique et hydrochimique pour tous les écoulements, ce qui montre des réponses non-linéaires du système.

8.3. Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période humide

Cette période comprend le cycle hydrologique 2009-2010, très excédentaire en pluie (485 mm de pluies efficaces et 1607 mm de pluies brutes) avec un régime pluvieux régulier et important, une période d'étiage bien marquée durant l'été 2010 et des pluies de reprises importantes en septembre 2010 précédant un événement pluvieux majeur d'environ 80 mm début novembre 2010.

Elle s'amorce avec un événement pluvieux important de 95 mm sur 1 semaine en septembre 2009, mais cette impulsion pluvieuse ne provoque pas de réponses hydrodynamiques et hydrochimiques, car le système amorti cette arrivée d'eau météorique importante du fait de la période d'étiage estival marquée (3 mois) qui précède ces pluies de reprise. A l'exception de l'écoulement C devenu permanent depuis l'hiver 2008, aucun point d'écoulement temporaire, intermédiaire et rapide, n'est activé suite à ces pluies de reprise.

Par contre le régime important des précipitations durant l'hiver 2009 (360 mm en 5 mois) associé à ces pluies de reprises importantes engendrent des réponses hydrodynamiques et hydrochimiques de tous les points d'écoulement actifs, avec en plus des activations d'écoulements temporaires intermédiaires et rapides. Les débits des points B et D atteignent des niveaux records jamais observés, même lors de l'épisode de l'hiver 2008, et les débits et paramètres physico-chimiques et chimiques varient de façon concomitante. Durant l'hiver 2008 le même cumul de précipitation (environ 360 mm de pluies efficaces sur 5 mois) est observé que celui durant l'hiver 2009, il n'est donc pas étonnant d'observer des activations d'écoulements temporaires intermédiaires et rapides. Les niveaux records des débits des écoulements B et D sont plus étonnants car durant l'hiver 2008 on observait les mêmes cumuls de précipitations, mais avec des débits moins élevés.

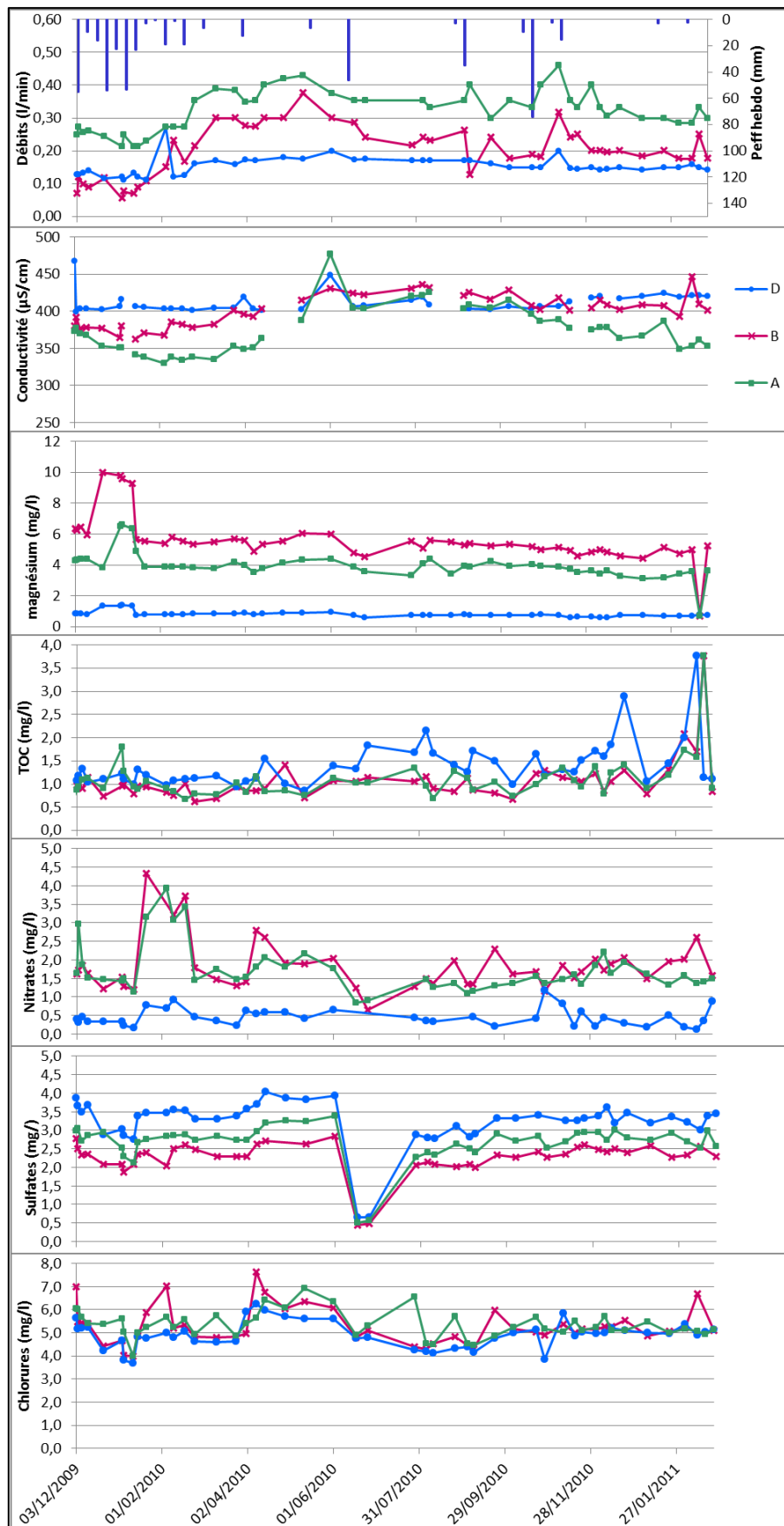


Figure 2-28 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements permanents type lent durant la période humide

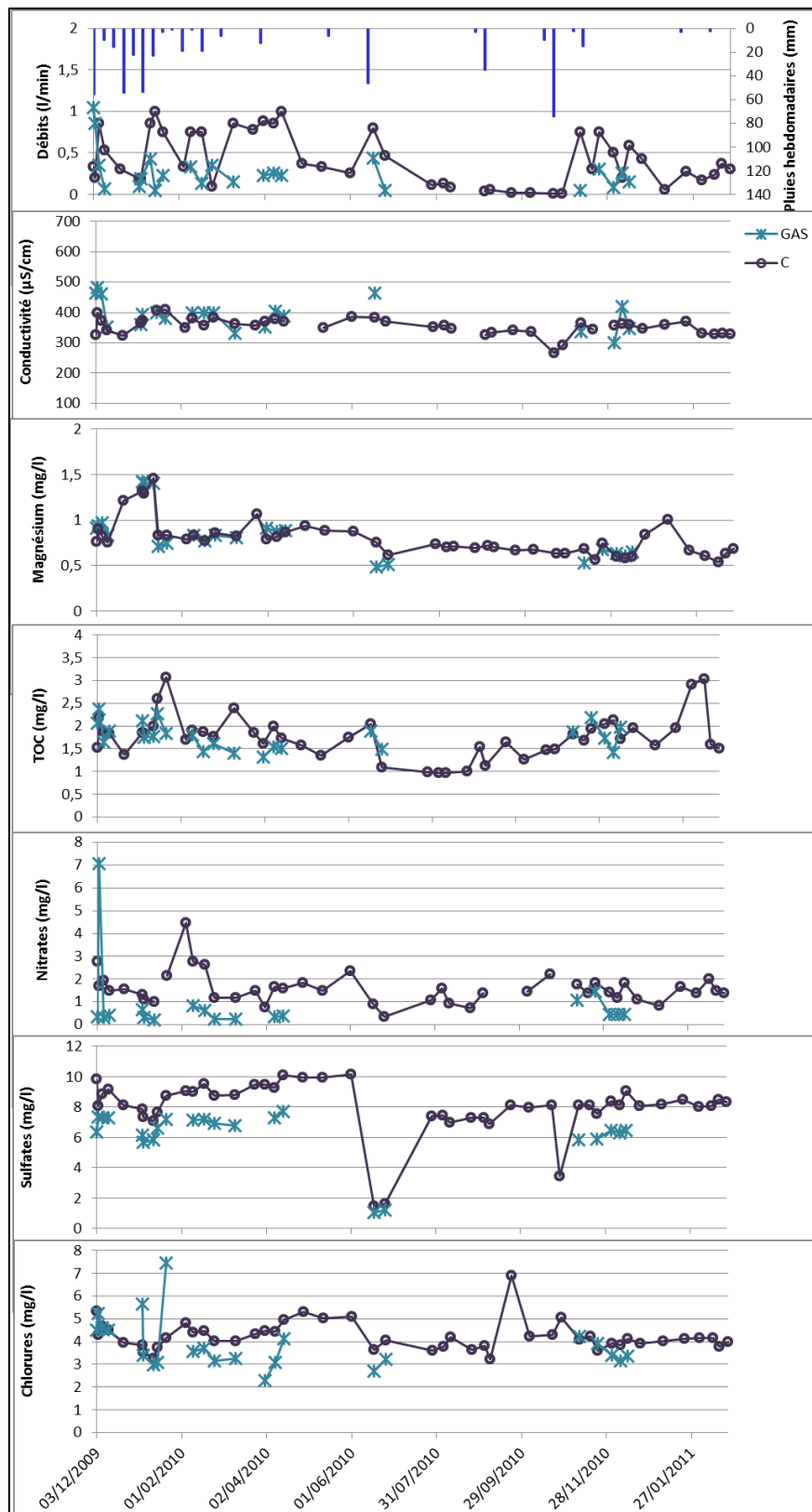


Figure 2-29 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire C et GAS durant la période humide

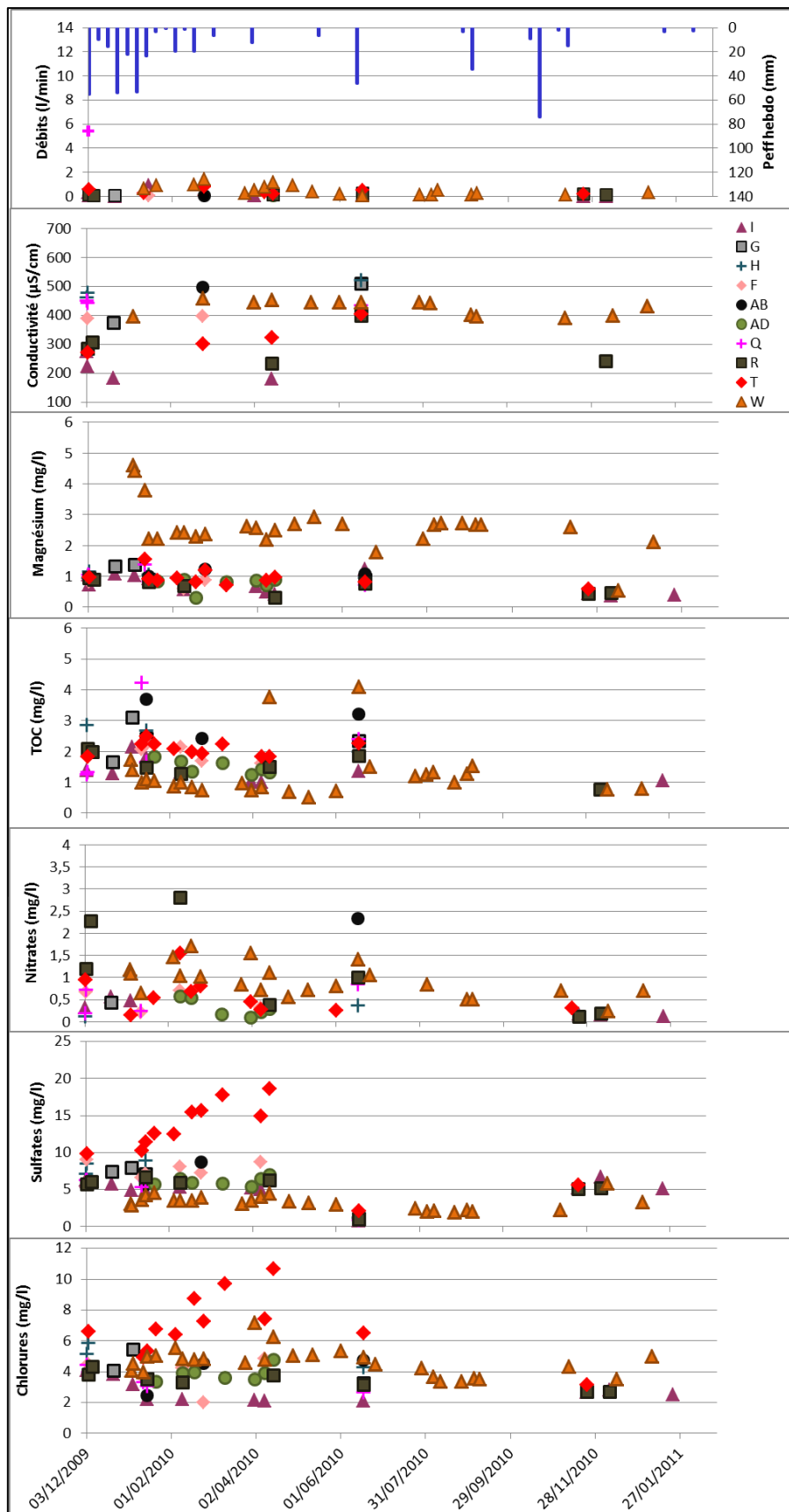


Figure 2-30 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire durant la période humide

En décembre 2009, tous les écoulements intermédiaires sont activés sauf un (écoulement AD), avec des débits systématiquement inférieurs à 2 l/min (donc plus faibles que lors de la période de reprise). Seul le débit de l'écoulement Q est élevé, environ 6 l/min (Figure 2-30) phénomène déjà observé durant la période de reprise (Figure 2-26). De plus, le cumul de pluie est tellement important qu'une fois l'écoulement W activé, il coule durant toute la période soit 11 mois.

En ce qui concerne les écoulements rapides, seulement cinq sont actifs (contre 29 durant la période de reprise) avec des débits plus faibles que lors de leurs premières activations. Enfin, deux de ces points (AC et AY) sont activés ponctuellement à chaque évènement pluvieux (supérieur à 40 mm) durant cette période. On peut en déduire qu'un cumul de pluies seul n'est pas suffisant pour déclencher l'activation de tous les écoulements intermédiaires. Par contre, quand le cumul de pluies est précédé d'une période humide, l'activation des écoulements intermédiaires sur des périodes longues est observée.

Analyse chimique :

Durant cette période, l'allure générale des bicarbonates et de la conductivité (Figure 2-28) des écoulements A et B présente des variations saisonnières avec un minimum en début de période suite aux importantes pluies de l'hiver 2009 et un maximum durant la période d'été de l'été 2010.

Au début de cette période, les concentrations en magnésium des écoulements A et B sont élevées (supérieur à 6 mg/l pour B et supérieur à 4 mg/l pour A) et un pic des teneurs est observé pour ces 2 écoulements suite aux pluies de l'hiver 2009, qui peut correspondre à la chasse des eaux anciennes stockées dans le système avant l'hiver 2009, alors qu'il n'y pas de pics concomitants des débits (Figure 2-28). Ces variations des teneurs en magnésium indiquent donc des changements de comportement chimique des écoulements, (les pics de magnésium montrent la chasse d'eaux à plus longs temps de séjour) alors que la sensibilité des mesures hydrodynamiques ne permet pas d'observer des variations de débits. Puis les concentrations en magnésium diminuent jusqu'à la fin de la période, avec des pics correspondant aux évènements pluvieux.

Les mêmes variations en bicarbonates sont observées pour l'écoulement D. Suite aux pluies de l'hiver 2009, une augmentation des teneurs en magnésium est observée pour cet écoulement, comme pour les écoulements A et B, mais durant le reste de la période, les concentrations en magnésium du point D sont constantes et faibles, comme durant la période de reprise.

Pour les points GAS et C, des teneurs en bicarbonates importantes par rapport aux périodes suivantes, sèches post-humide et sèche à événements extrêmes, sont observées. Pour ces deux écoulements, des pics de teneurs en bicarbonates synchrones aux pics de débits en réponses aux évènements pluvieux sont mesurés. Les teneurs en bicarbonates étant dépendantes des pressions partielles en CO₂ équilibrantes, en théorie, les eaux circulant dans la zone non saturée dégazent donc s'appauvrissent en

bicarbonates (comme c'est le cas pour les écoulements type lent). Les circulations correspondant aux écoulements C et GAS doivent donc être plus rapides que celles correspondant aux écoulements lents A, B et D, donc les transits étant plus rapides, la saturation est plus importante, ce qui empêche le dégazage de ces eaux, donc une teneur en bicarbonates plus importante, comme observée pour C et GAS.

Les concentrations en magnésium des écoulements C et GAS sont faibles. Un pic de concentration en magnésium pour ces deux points concomitant aux pics de débits et bicarbonates en réponse aux pluies de l'hiver 2009 est quand même observé (Figure 2-29). Durant la suite de cette période, les teneurs en magnésium de ces points d'écoulements restent constantes malgré les impulsions pluvieuses.

La plupart des écoulements intermédiaires et rapides (Figure 2-30, Figure 2-31) ont des teneurs en bicarbonates plus faibles durant cette période que lors de leurs premières activations en décembre 2008, lors de la période de reprise.

Tous les écoulements intermédiaires activés durant cette période ont des concentrations faibles en magnésium (aux alentours de 1 mg/l) sauf l'écoulement W ; en effet, ses concentrations en magnésium lors de son activation sont fortes (entre 4 et 5mg/L) puis oscillent entre 2 et 3 mg/L durant toute la période Figure 2-30).

Enfin, les concentrations en magnésium des écoulements rapides sont globalement faibles (Figure 2-31) avec des valeurs inférieures à 2 mg/l. les écoulements rapides ont des teneurs en magnésium plus importantes que les écoulements intermédiaires, ce qui signifierai, à première vue, en ne prenant en compte que les variations de cet élément, que les temps de séjours des écoulements rapides sont plus importants que ceux des écoulements intermédiaires. Or la suite des observations chimiques montrent que ce n'est pas le cas.

Durant cette période, une baisse des concentrations en COT concomitante à une augmentation des concentrations en magnésium pour les écoulements A, B et D est observée, suite aux pluies de l'hiver 2009 (Figure 2-28). Cette observation confirme une chasse d'eaux anciennes stockées dans le système avant l'hiver 2009. Puis, durant l'automne 2010, les concentrations en COT augmentent (surtout pour l'écoulement D) alors que les concentrations en magnésium diminuent. Des pics de teneurs en nitrate sont observés pour ces trois écoulements en réponse à tous les événements pluvieux durant cette période, et les concentrations en sulfate et chlorure ont tendance à augmenter durant l'été 2010, puis une dilution importante est observée suite à l'évènement pluvieux de juin 2010 (Figure 2-28).

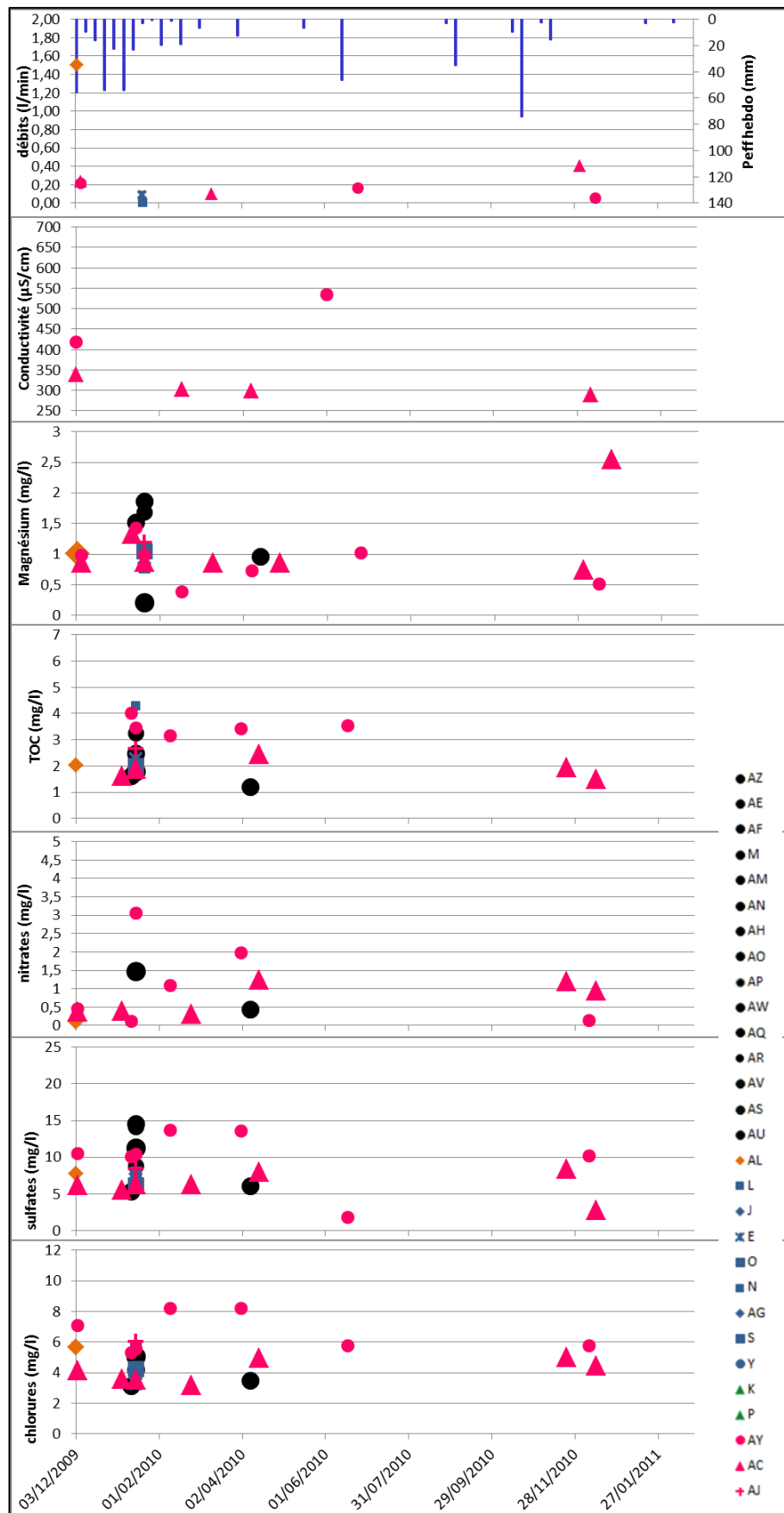


Figure 2-31 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type rapide durant la période humide

Pour les points d'écoulement intermédiaires GAS et C, des pics de teneurs en COT, nitrate, chlorure et sulfate sont observés durant l'hiver 2009, concomitants aux pics de débit et à une chute des concentrations en magnésium (Figure 2-29) qui s'explique par une baisse des temps de séjours au sein de l'aquifère et donc l'existence de circulations rapides favorisées par la mise en charge du système, donc une connectivité hydraulique importante, suite aux précipitations. En ce qui concerne les autres écoulements intermédiaires, l'écoulement W possède les plus faibles concentrations en COT (autour de 1 mg/l) alors que ses concentrations en magnésium sont les plus élevées (entre 2 et 3 mg/L) ce qui implique un temps de séjours moyen plus important que pour les autres écoulements du même type. Ce point possède également les plus faibles concentrations en sulfate (Figure 2-30). Cet écoulement intermédiaire possède donc des réponses chimiques qui le rapproche fortement des écoulements type lents, A, B et D. Les concentrations en COT des autres écoulements intermédiaires actifs varient globalement entre 1,5 et 3 mg/l (Figure 2-30) ; de faibles concentrations en nitrate et de fortes concentrations en chlorure et sulfate sont également observés pour ces écoulements (au contraire des écoulements type lent).

Enfin, les concentrations en nitrate, sulfate, COT et chlorure des écoulements rapides (Figure 2-31) sont plus importantes que celle des écoulements intermédiaires, ce qui montre des temps de séjours moyens plus faibles pour les écoulements de type rapide, par rapport aux écoulements intermédiaires.

Ce résultat semble en contradiction avec l'analyse des variations des teneurs en magnésium des écoulements type rapide. En effet, les variations en magnésium des écoulements rapides montrent un temps de séjours plus important que les écoulements intermédiaires. Alors que les variations en COT des écoulements rapides montrent un temps de séjour moins important que les écoulements intermédiaires. Pour expliquer ces observations, il est donc nécessaire de considérer des phénomènes de mélanges entre des eaux à faible teneur en COT et forte teneur en magnésium, et des eaux à faible teneur en magnésium et à forte teneur en COT, au moins pour expliquer la nature de l'un des deux type d'écoulements :

(i) Les concentrations en magnésium et COT des écoulements intermédiaires, plus faibles que les écoulements rapides peuvent s'expliquer simplement par un temps de séjour suffisant pour minéraliser une partie importante du COT, mais pas suffisant pour permettre la mise en solution du magnésium (cinétique beaucoup plus lente)

(ii) Pour expliquer les concentrations relativement élevées en magnésium et élevées en COT des écoulements rapides, il est donc nécessaire de prendre en compte des phénomènes de mélanges d'eaux au sein de la zone non saturée. Cette hypothèse est cohérente avec l'analyse hydrodynamique qui conduit à proposer que l'activation des écoulements type rapide est provoquée par une mise en charge de réseaux inactifs en conditions hydrogéologiques normales. Lors des très fortes précipitations, les fortes mises en charge induites dans le système permettent d'activer ces réseaux et donc de chasser des

eaux à plus long temps de séjour (donc plus riches en magnésium) et qui se mélangent avec des circulations très rapides (donc à des eaux enrichies en COT).

8.4. Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période sèche post-humide

Durant cette période des quantités de pluies importantes sont toujours observées, mais moins importantes que durant la période précédente. Cette période est marquée par un régime déficitaire en pluie (390 mm de pluies brutes et 61 mm de pluies efficaces) et quelques épisodes pluvieux (30 mm) durant l'été en juin 2011.

L'allure générale des courbes de débit montre, pour les écoulements A et B, une diminution synchrone des débits avec néanmoins quelques variations faisant suites aux précipitations, indiquant une capacité de réaction même à de petits épisodes pluvieux. Cette réactivité peut s'expliquer par un état de saturation important du massif lié à la forte pluviométrie des 2 périodes précédentes. L'allure de la courbe des débits du point B montre des réponses hydrodynamiques tamponnées (Figure 2-32).

Au début de cette période l'écoulement GAS est stoppé suite au déficit pluviométrique. Dans le même temps, le débit du point C augmente en réponse aux faibles pluies du début de la période puis aucune réponse hydrodynamique n'est observée suite aux pluies de l'été 2011 (Figure 2-33). Cette observation met en lumière les différences de dynamiques entre ces deux écoulements intermédiaires : l'activation de l'écoulement GAS implique qu'une plus grande connectivité hydraulique doit être établie par rapport à l'activation de l'écoulement C, donc un seuil d'activation nécessaire plus « haut » que celui du point C.

En début de période, seulement deux autres écoulements intermédiaires (W et I) sont activés ponctuellement et aucun écoulement rapide n'est actif (Figure 2-34).

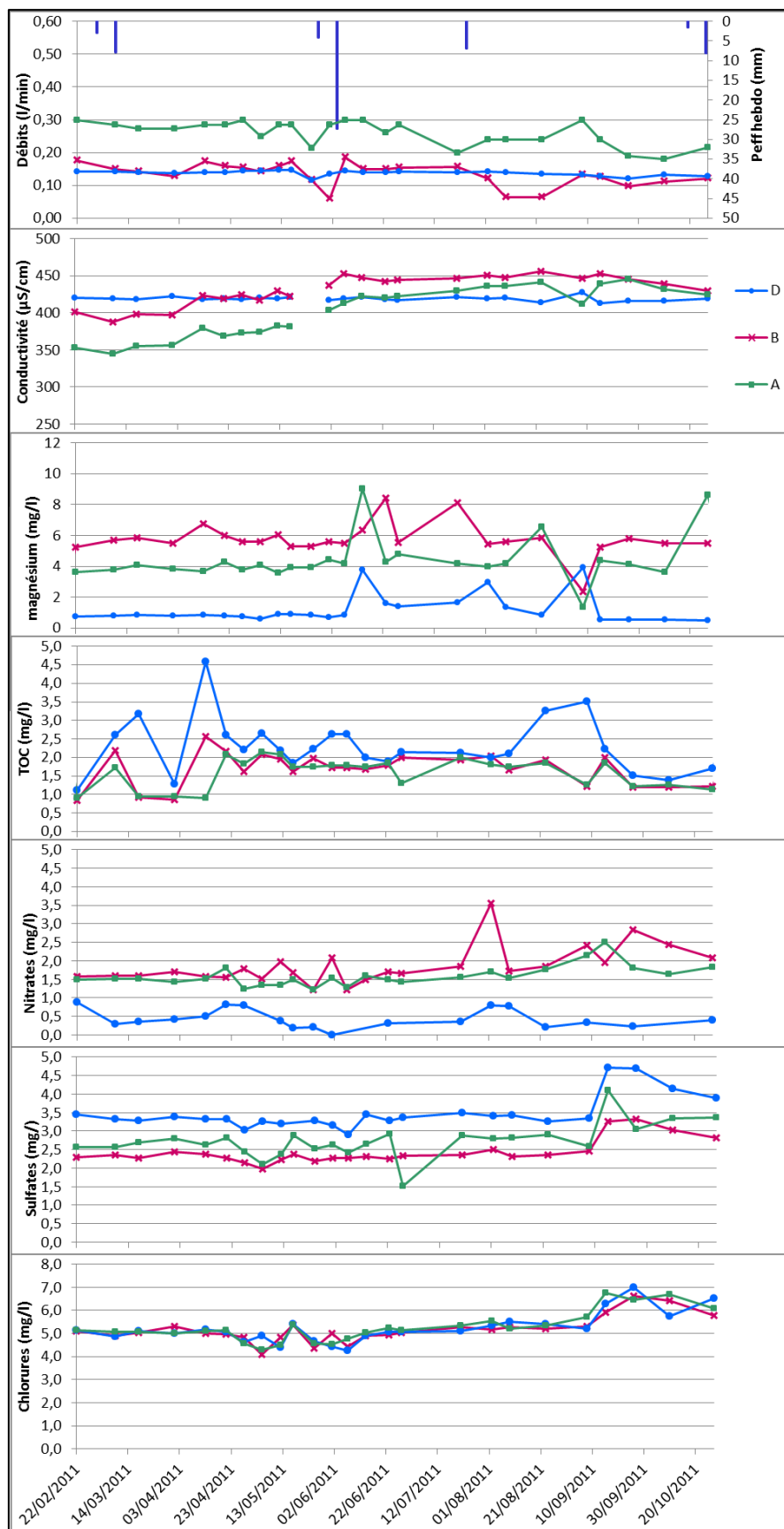


Figure 2-32 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements permanents type lent durant la période sèche post-humide

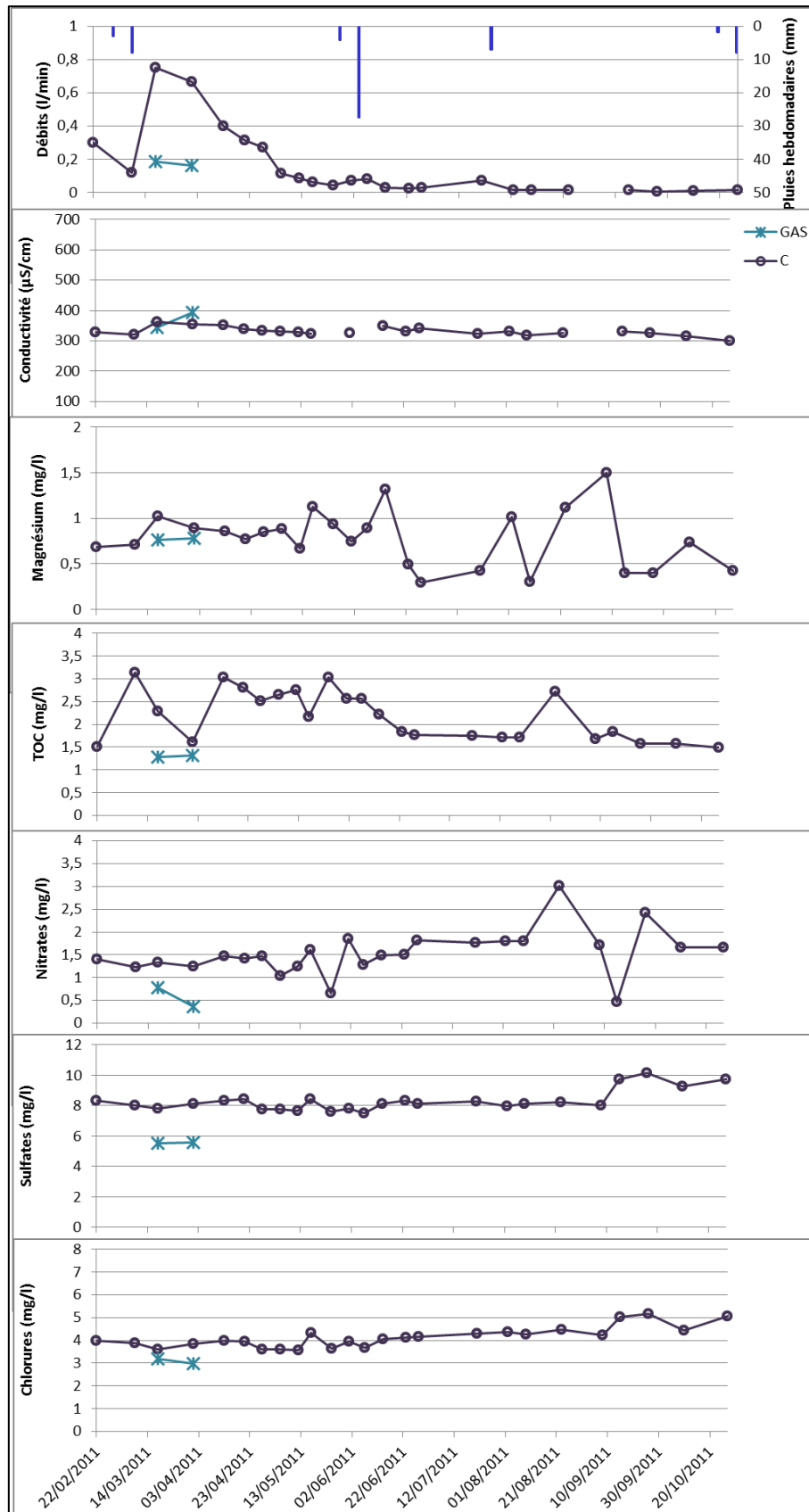


Figure 2-33 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire C et GAS durant la période sèche post-humide

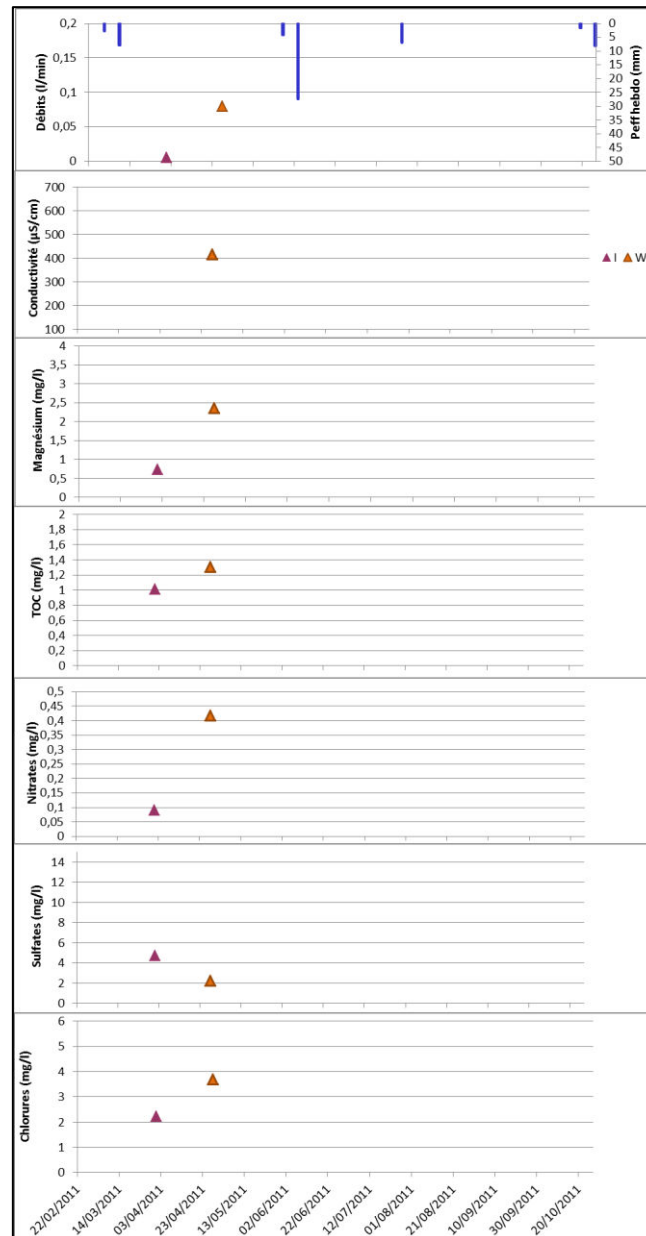


Figure 2-34 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire durant la période sèche post-humide

L'allure générale des chroniques en magnésium pour les écoulements A et B montre une tendance à la hausse pendant l'étiage du printemps 2011, ce qui implique une augmentation des temps de séjour au sein du système en l'absence de recharge.

Les concentrations en magnésium du point D sont stables (Figure 2-32). Lors des épisodes pluvieux faibles des mois d'août et septembre, des pics de concentrations synchrones aux pics des bicarbonates sont observés.

Un pic de magnésium pour le point C est observé en réponse aux pluies du mois d'août, alors qu'aucune réponse hydrodynamique n'est observée. Deux hypothèses peuvent expliquer ces deux observations contradictoires : (i) soit une chasse d'eau après des précipitations est observée, (ii) soit

des eaux de la réserve sont sollicitées. Cet évènement ne provoque pas de pic des teneurs en magnésium au point GAS, les eaux chassées durant cet épisode pluvieux ont donc des temps de séjour plus faibles que l'écoulement C, montrant une fois de plus les dynamiques différentes de ces deux écoulements.

Durant cette période sèche post-humide, les concentrations en COT de l'écoulement C sont élevées mais diminuent à chaque impulsion pluvieuse, de façon synchrone aux augmentations des teneurs en magnésium, ce qui montre des chasses d'eaux plus anciennes lors des événements pluvieux, stockées dans la zone non saturée.

Les concentrations en nitrates, sulfates et chlorures de tous les écoulements actifs durant cette période restent globalement stables durant la majeure partie de la période, voir augmentent lors de la période d'étéage estival.

A la fin de l'été, pour tous les écoulements actifs, les concentrations en COT chutent alors que les concentrations en magnésium augmentent, en même temps que le système est rechargé en eaux météoriques nouvelles (20 mm). Cette recharge permet la mise en pression du système qui évacue alors des eaux plus anciennes qui étaient stockées dans le système, ce qui permet de souligner un effet mémoire du système.

Durant l'été 2011 même si les concentrations en COT augmentent pour tous les points d'écoulement, les eaux présentes dans le système sont des eaux à faibles temps de séjour les teneurs en magnésium restent faibles. Dans ces conditions pluviométriques et hydriques particulières du système, les pluies de faibles intensités arrivent donc dans un système avec une connectivité hydraulique importante favorisant ainsi des circulations rapides. Les eaux chargées en matière organique (qui n'a pas eu le temps d'être dégradée car les circulations sont rapides), circulent directement jusqu'aux points d'écoulement.

8.5. Evolution temporelle des éléments chimiques des points d'écoulement en fonction de la pluie durant la période sèche à événements extrêmes

Cette dernière période est marquée par un évènement pluvieux majeur, près de 150 mm de pluies efficaces en 10 jours soit 175 mm de pluies brutes en novembre 2011. Plus globalement, une première période d'étéage bien marquée de mi-novembre 2011 à fin avril 2012 est observée, suivi par un épisode pluvieux entre fin avril et mi-mai 2012 (60 mm en 3 semaines). Puis de nouveau une période d'étéage est observée jusqu'en septembre 2012, avant un second épisode pluvieux entre septembre et octobre 2012 (53 mm).

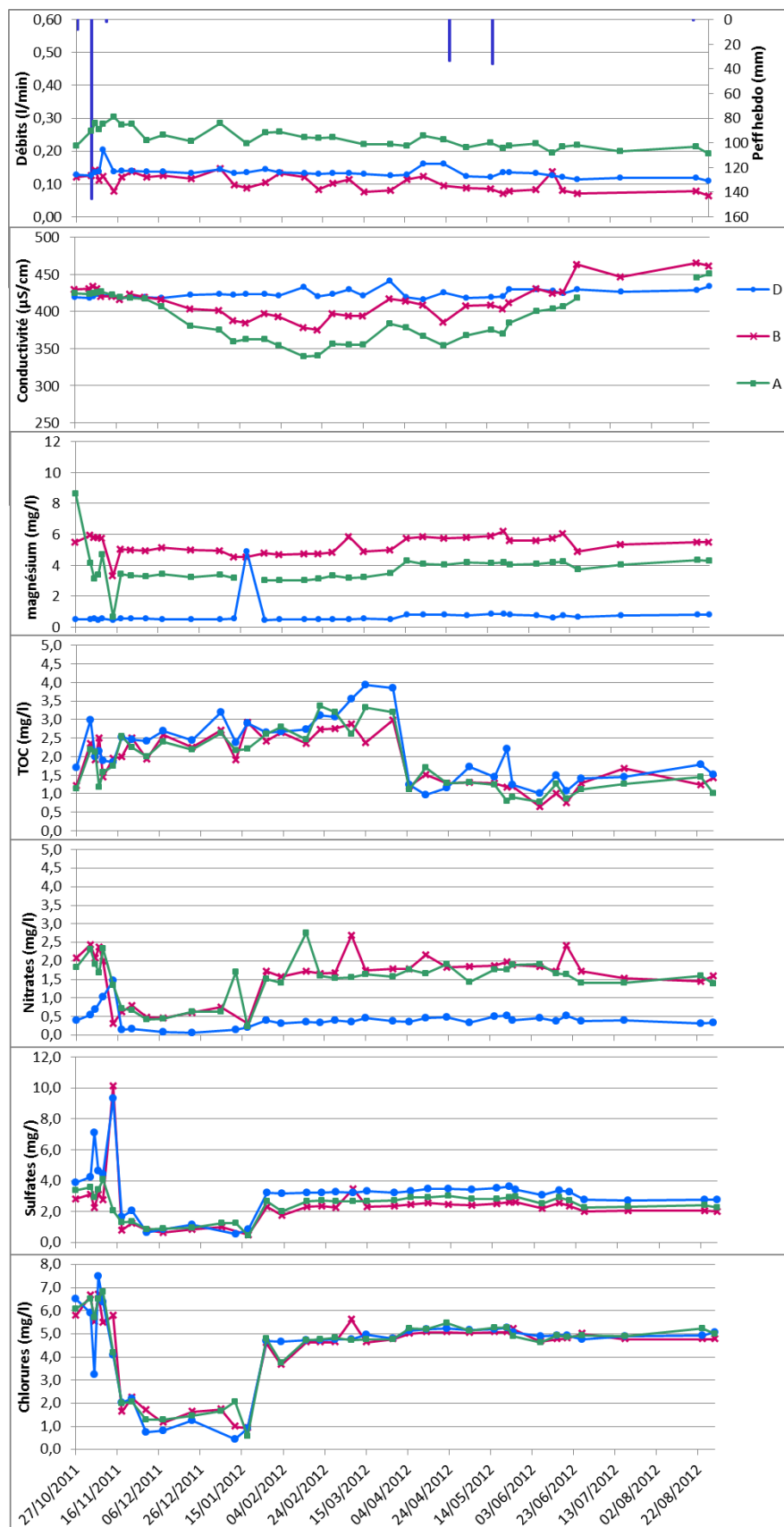


Figure 2-35 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements permanents type lent durant la période sèche à événements extrêmes

L'allure générale des courbes de débits des écoulements A, B et D montrent une réponse hydrodynamique marquée pour tous les écoulements (Figure 2-35) en réponse à l'évènement pluvieux de novembre 2011 (140 mm de pluies efficaces en 1 semaine). Puis une tendance générale à la baisse est observée durant toute la période mais des pics de débit dus aux évènements pluvieux sont néanmoins observés. Les variations hydrodynamiques des écoulements A et D semblent plus amorties que celles du point B.

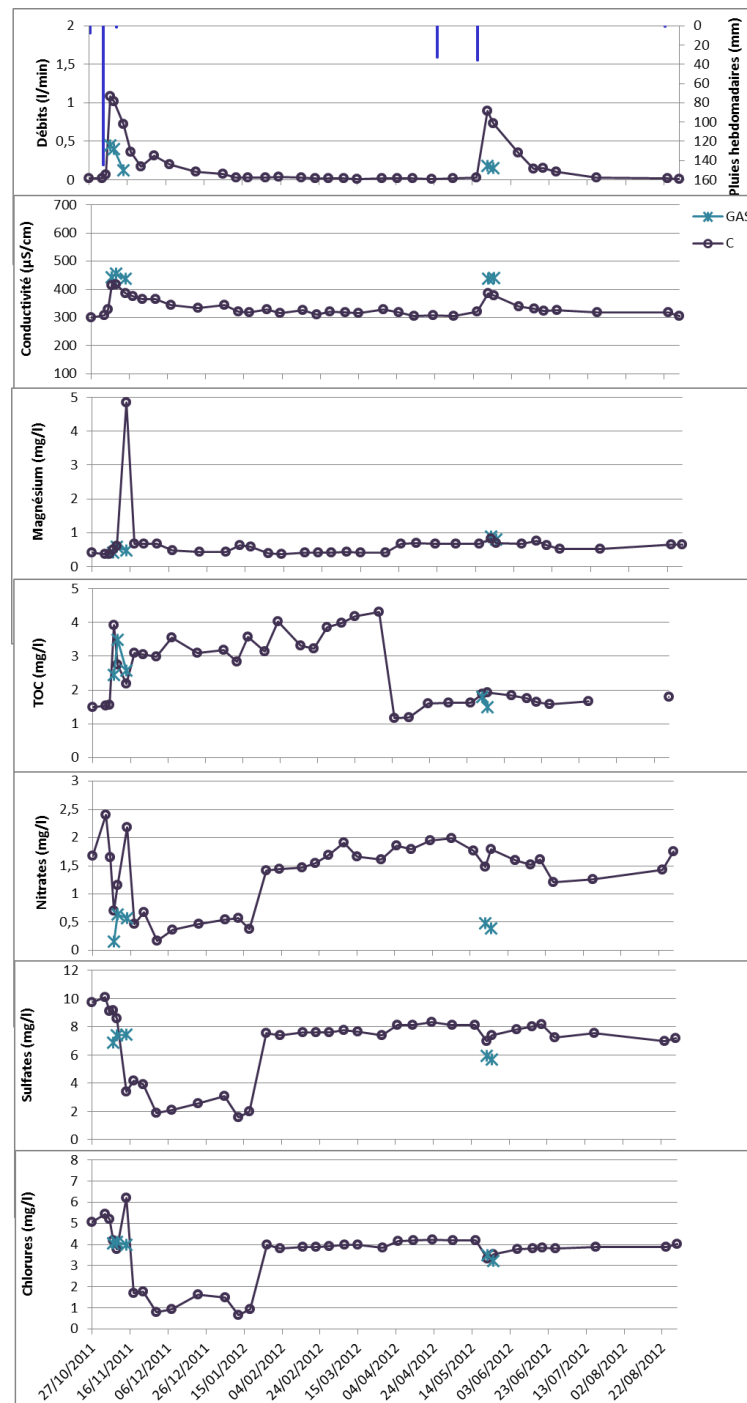


Figure 2-36 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire GAS et C durant la période sèche à événements extrêmes

L'évènement pluvieux de novembre 2011 induit la réactivation du point GAS avec des débits faibles (Figure 2-36) tandis qu'une augmentation synchrone des débits est observée pour le point C (environ 1 l/min). Puis l'écoulement C montre des débits très faibles durant le premier étiage (mi-novembre 2011 à fin avril 2012) tandis que le point d'écoulement GAS n'est pas activé (Figure 2-36). Lors de l'évènement pluvieux de novembre 2011 quatre écoulements intermédiaires (R W Q et I) sont activés (Figure 2-37) et 4 écoulements rapides (AJ, AC, Y et K) durant quelques jours avec des débits faibles (Figure 2-38) ; ces quatre écoulements ne sont pas actifs durant tout le reste de la période.

Les écoulements rapides activés en novembre 2011 sont plus minéralisés que les autres types de points, comme durant les périodes précédentes (Figure 2-38).

Suite à l'évènement pluvieux de novembre un pic en magnésium plus important (5 mg/l) est observé pour le point GAS, synchrone aux pics de débits, des teneurs en bicarbonates et calcium, ce qui montre une mise en charge de la zone non saturée et la chasse d'eaux plus anciennes (Figure 2-36).

Lors de l'évènement pluvieux entre fin avril et mi-mai 2012 (60 mm en 3 semaines) l'activation du point GAS durant quelques jours avec des débits faibles (Figure 2-36) et un pic de débit concomitant à celui du point C (environ 1 l/min) sont observés. Cette activation est favorisée par l'état de recharge important du système suite aux forts épisodes pluvieux durant les deux précédentes périodes. En effet, par exemple en août 2006, durant la période sèche, des cumuls de pluies plus importants sont observés, sans pour autant induire l'activation de l'écoulement GAS, car les réserves sont basses durant cette période sèche, marquée par un fort déficit pluviométrique. Cette comparaison avec la période sèche permet de montrer que l'état de recharge du système, et donc l'établissement d'une connectivité hydraulique est nécessaire pour observer l'activation d'écoulement intermédiaire, et la connectivité hydraulique nécessaire à l'activation est moins importante pour l'écoulement GAS que pour l'écoulement C.

Suite à l'évènement pluvieux entre fin avril et mi-mai 2012 (60 mm en 3 semaines), seulement cinq écoulements intermédiaires (Figure 2-36 et Figure 2-37) sont activés, avec des débits faibles, durant quelques jours. Cette activation est, de même que pour l'écoulement GAS, favorisée par l'état de recharge important du système suite aux forts épisodes pluvieux durant la troisième et quatrième période. Durant les périodes précédentes, en septembre 2009 par exemple, des cumuls de pluies plus importants sont observés, sans pour autant observer l'activation de ces écoulements intermédiaires, car les réserves sont basses suite à la période d'étiage de l'été 2009. Cette comparaison permet de montrer là encore que l'état de recharge du système, et donc l'établissement d'une connectivité hydraulique est nécessaire pour observer l'activation d'écoulement intermédiaire.

Enfin, cet évènement pluvieux induit l'activation de seulement trois écoulements rapides (Figure 2-38) avec des débits inférieurs à 0,5 l/min durant quelques jours.

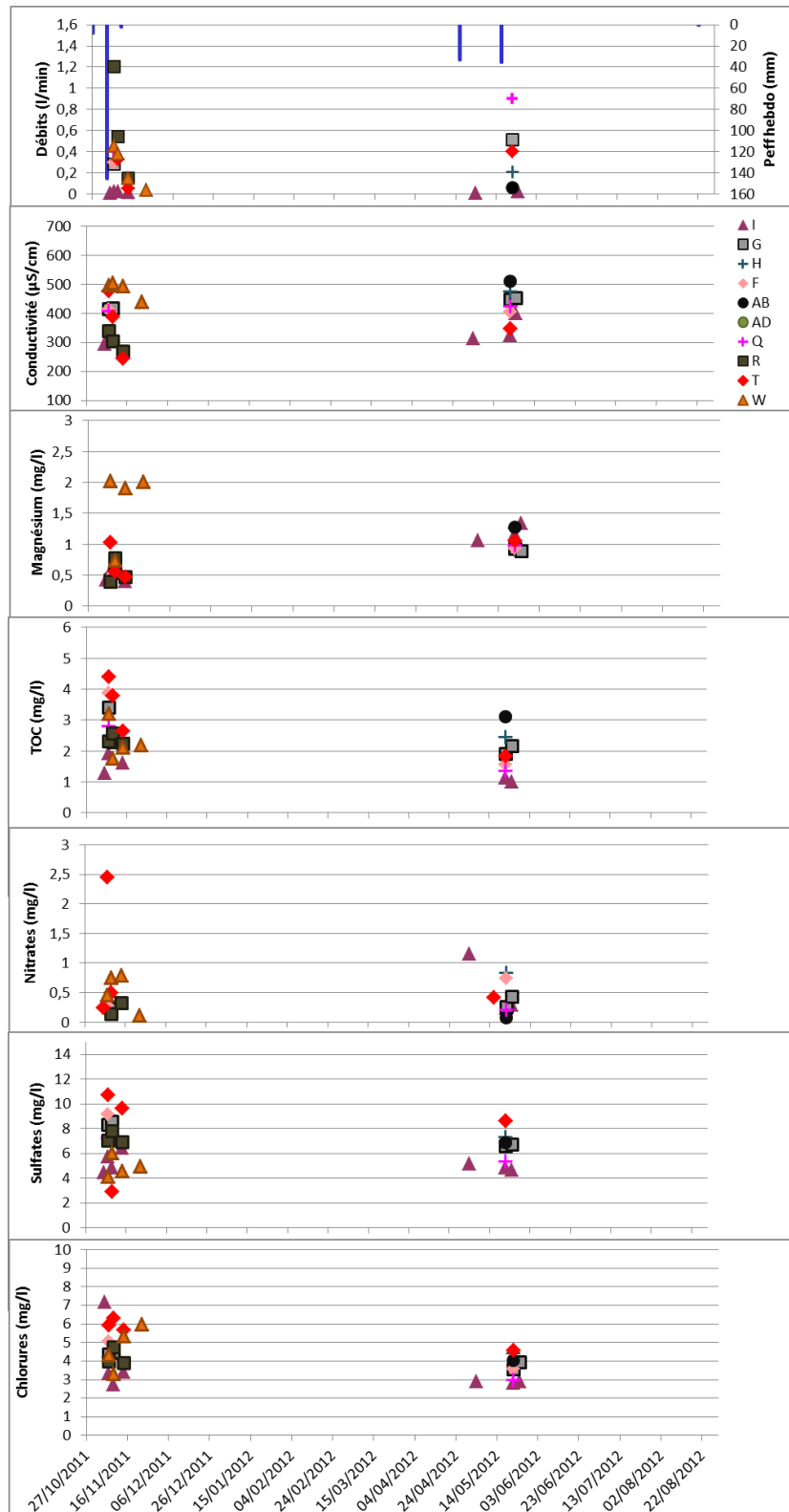


Figure 2-37 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire durant la période sèche à événements extrêmes

Les concentrations en bicarbonates présentent des valeurs élevées pour le point GAS lors de son activation tandis qu'un pic de bicarbonate synchrone au pic de débit au point C est mesuré, comme durant la période de reprise. Puis, lors de la période d'étiage, les teneurs en bicarbonates diminuent.

Les mêmes phénomènes pour la conductivité sont observés, avec des pics correspondant aux événements pluvieux et des minima correspondant aux périodes d'étiage pour l'écoulement C. Les concentrations en magnésium des points GAS et C sont faibles et constantes avec tout de même une légère augmentation durant cette période mais les concentrations restent inférieures à 1 mg/l.

Les concentrations en sulfate et chlorure sont stables durant toute la période pour tous les écoulements. (Figure 2-35, Figure 2-36, Figure 2-37, Figure 2-38), sauf lors de l'évènement pluvieux de novembre 2011, qui induit une forte chute synchrone de tous les éléments, excepté le COT qui augmente fortement, soulignant une arrivée importante d'eaux météoriques nouvelles. Une dilution très importante de tous ces éléments est observée pour les trois types d'écoulements actifs. Cet événement pluvieux induit également des concentrations en COT très élevés pour les écoulements intermédiaires GAS et C et les écoulements lents A et B (plus fortes valeurs jamais observées) et une diminution des teneurs en magnésium.

Cette impulsion pluvieuse isolée, remarquable en terme de quantité très importante (environ 150 mm) sur une durée courte (1 semaine) induit donc des réponses particulières jamais observées durant les autres périodes : (i) très peu d'écoulements temporaires (intermédiaires et rapides) sont activés (une très forte intensité n'est donc pas suffisante en l'absence de cumuls de pluies précédant cet évènement pluvieux) et (ii) tous les écoulements (y compris le point D qui est le plus inertiel sur toute la chronique d'étude) montrent des circulations rapides avec des arrivées massives d'eaux à faibles temps de séjour.

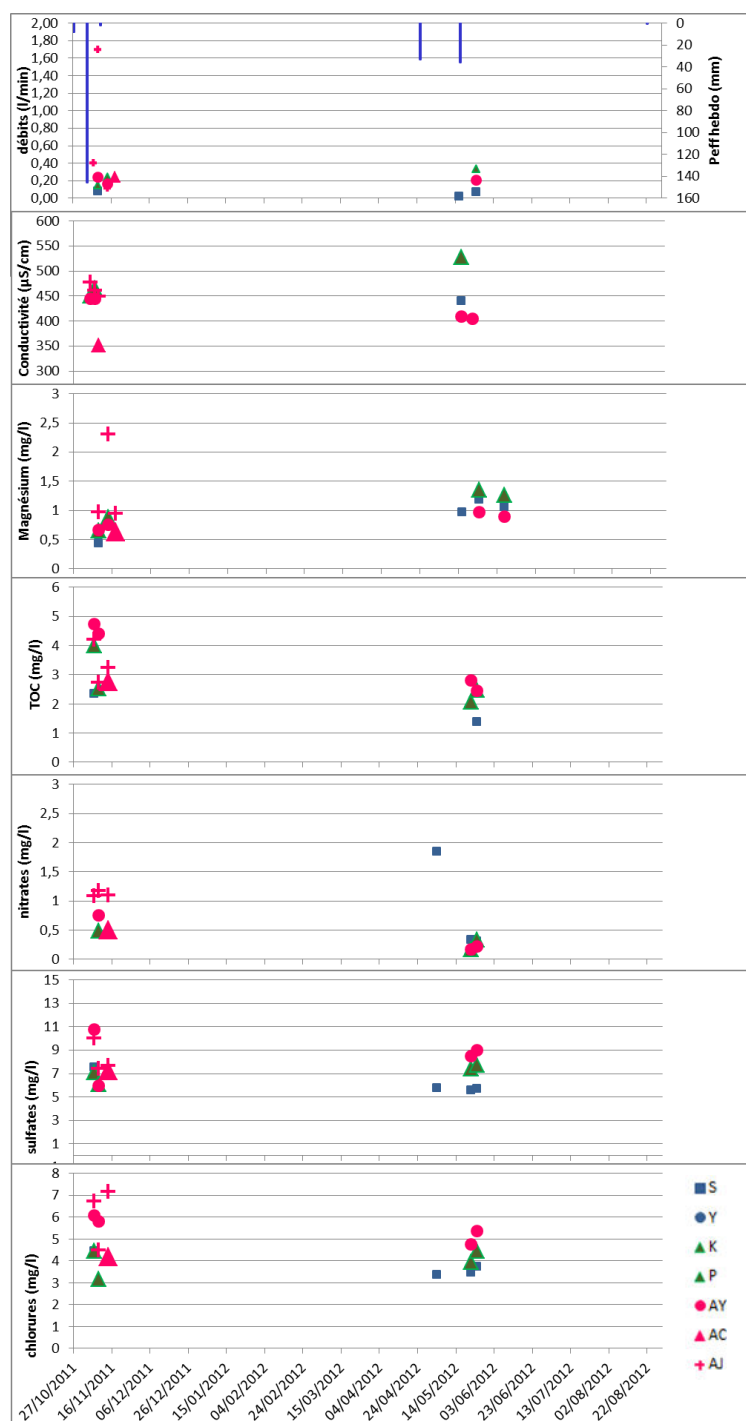


Figure 2-38 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type rapide durant la période sèche à événements extrêmes

En avril 2012, (Figure 2-35 et Figure 2-36), une chute brutale des teneurs en COT (de 3 mg/l à 1,5 mg/l) est observée, pour les écoulements type lent A, B et D et pour l'écoulement C, synchrones à une augmentation des teneurs en magnésium, alors les débits restent constants et qu'aucune impulsion pluvieuse n'est observée. Ce phénomène n'a jamais été observé auparavant durant la période d'étude, aussi il est exceptionnel et peut s'expliquer de la manière suivante : les réserves d'eaux récentes qui circulent rapidement dans le système (avec des teneurs en COT élevées et faibles en magnésium), suite à la recharge abondante durant les périodes précédentes, sont épuisées, donc les réserves d'eaux plus

anciennes stockées, caractérisées par un temps de séjour plus long (teneurs en COT moins élevées et plus élevées en magnésium) sont de nouveau sollicitées, et ce sont ces types d'eau qui sont pour ces deux types d'écoulement en avril 2012. Une modification du fonctionnement chimique de ces deux types d'écoulement apparaît donc, alors qu'aucune variation hydrodynamique n'est visible. Ces écoulements pourraient donc être un mélange d'au moins deux types d'eaux, avec des seuils de fonctionnement hydrodynamique différents, et de compositions chimiques différentes.

Les conductivités des écoulements rapides et intermédiaires sont quasiment similaires et sont les mêmes que durant les périodes précédentes. Mais moins élevées que durant la période sèche, période durant laquelle leurs activations sont observées pour la première fois. La minéralisation de ces écoulements intermédiaires chute donc au cours de la période d'étude et de la recharge du système. On peut observer le même phénomène pour les écoulements rapides, mais de façon plus brève, car dès la période humide leurs minéralisations sont plus faibles qu'au moment de leurs premières activations lors de la période de reprise (Figure 2-36, Figure 2-37, Figure 2-38).

Les concentrations en magnésium des écoulements intermédiaires sont relativement faibles, environ 1mg/l tandis que celle des écoulements rapide se situent entre 1 et 1,5mg/l. En comparant avec les autres périodes, les teneurs en magnésium des écoulements temporaires et rapides durant la période sèche à événements extrêmes sont similaires aux teneurs observées durant les périodes de reprise (premières activations) et humide, mais sont supérieures à celles observées durant la période sèche post-humide.

En d'autres termes, sur toute la période d'étude (2004-2012) les teneurs en magnésium et en COT sont constantes, sauf durant la période sèche post-humide, pour laquelle une chute des concentrations en magnésium et une augmentation globale des teneurs en COT sont observées pour les écoulements type lent et intermédiaire. Durant la période sèche post-humide, la pluviométrie montre une forme particulière, car les quantités sont relativement moyennes par rapport aux autres périodes, mais précipitées par épisodes intenses et courts. Ces épisodes de précipitations intenses et courts rechargent le système déjà bien chargés, suite aux périodes de reprise et humide. Il apparaît donc au cours de cette période sèche à événements extrêmes des phénomènes similaires à des by-pass au sein de la zone non saturée, qui favorisent des circulations très rapides au sein du système, jusqu'aux écoulements mesurés.

Pour les écoulements A, B et D, une augmentation très importante des concentrations en COT durant le premier étiage, (augmentation de 1 à 3-4 mg/L) jamais observée auparavant apparaît, consécutive à l'épisode pluvieux de novembre 2011 (Figure 2-35).

L'augmentation de la concentration en COT de l'écoulement C et des trois écoulements type lent s'accompagne d'une chute des teneurs en nitrates, sulfates et chlorures. Les concentrations en COT du

point GAS sont faibles (environ 1,5 mg/l). Puis, lors du second étiage, une augmentation synchrone des teneurs en COT, nitrate, sulfate et chlorure est observée pour les écoulements C et A, B et D. Les concentrations de ces éléments sont moins élevées pour le point GAS.

Les concentrations en COT des écoulements intermédiaires se situent entre 1 et 3 mg/l tandis que les concentrations en nitrates sont inférieures à 1 mg/l (et inférieures à celles des écoulements lents). Les concentrations en chlorure se situent entre 2 et 4 mg/l et les concentrations en sulfate entre 5 et 8 mg/l.

Les pluies importantes entre avril et mi-mai 2012 ne provoquent pas de réponses hydrodynamiques mais des réponses chimiques sont visibles. Les concentrations en magnésium diminuent alors que les teneurs en COT augmentent, ce qui montre l'arrivée rapide d'eaux récentes, avec baisse de conductivités et augmentation de températures (durant l'été).

La partie suivante montre que la classification des écoulements en trois types établie sur la base des données hydrodynamiques est validée par l'analyse chimique de ces types d'écoulement, chaque type d'écoulement peut être différencié à partir des données chimiques.

9. Différentiation des 3 types d'écoulements par traçage naturel

Les deux éléments magnésium et COT variant de façon opposée, leur complémentarité se révèle très intéressante dans la compréhension du fonctionnement des systèmes karstiques (Batiot, 2003 ;Celle-Jeanton et al., 2003). C'est pourquoi il est intéressant de comparer les variations de ces deux éléments sur les écoulements type lent A, B et D, les seuls points mesurés avec une chronique temporelle importante sur la période d'étude.

9.1.Variation des teneurs en magnésium et en COT des écoulements lents

La Figure 2-39 présente les variations des marqueurs magnésium et COT pour les trois points d'écoulements lents A, B et D, sur toute la période d'étude, 2004-2012. L'étude de cette figure montre que :

- les trois points d'écoulement se distinguent clairement en termes de concentrations de ces deux traceurs, comme l'a montré Garry en 2008 :
 - De façon générale, pour les trois écoulements A, B et D, plus les concentrations moyennes en magnésium sont élevées, plus les concentrations en COT ont tendance à diminuer, ce qui est cohérent avec les dynamiques opposées de ces éléments sur les temps de séjour.
 - Les plus fortes concentrations en COT couplées avec les plus faibles concentrations en magnésium sont observées pour l'écoulement D (Tableau 2-13), excepté quelques points particuliers mais qui correspondent à des événements hydrologiques bien particuliers déjà

étudiés dans la partie 8 de ce chapitre, notamment la valeur de 15,1 mg/l qui correspond à l'épisode pluvieux de 14/12/2008, pluie très importante qui a provoqué beaucoup de chasse d'eaux anciennes sur l'ensemble des points de mesure dans la zone non saturée. C'est sur cet écoulement que la plus grande variabilité est observée pour ces deux traceurs (Tableau 2-13 et Tableau 2-14).

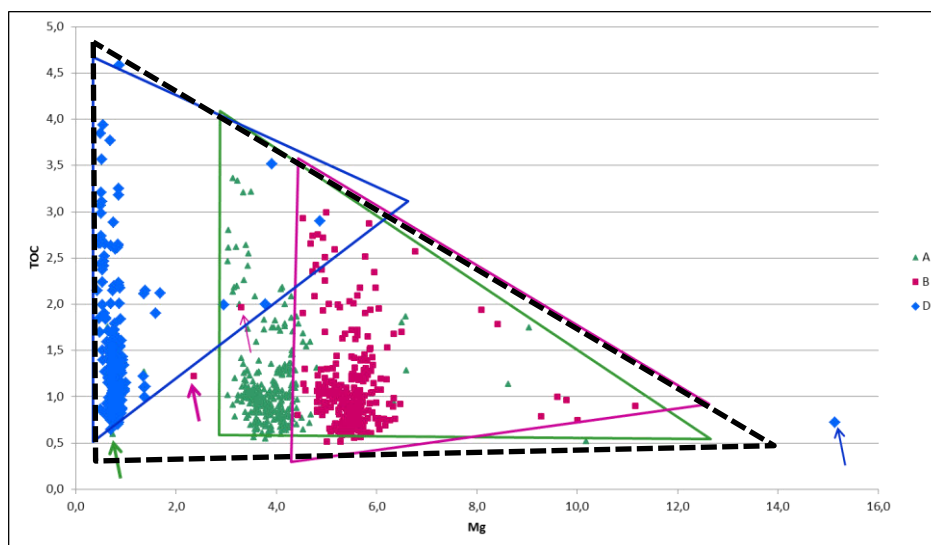


Figure 2-39 Variations des concentrations en magnésium et en COT pour les trois écoulements permanents lents

	D	B	A
[COT] max (mg/l)	4,6	3,8	3,8
[COT] min (mg/l)	0,6	0,5	0,5
[COT] moy (mg/l)	1,4	1,1	1,2
Ecart-type	0,7	0,6	0,5
nbre de valeur	268	268	268

Tableau 2-13 Statistiques sur les teneurs en COT des écoulements type lent sur la période 2004-2012

Emblanch (1997) a mesuré les valeurs de Carbone Organique Dissous dans l'eau du sol à 70 cm de profondeur, du bassin d'alimentation du système étudié. La valeur moyenne est de 12,8 mg/l dans l'eau du sol, alors que les points d'écoulement mesurés au LSBB ont des teneurs moyennes bien inférieures en COT, entre 1 et 1,5 mg/l globalement.

Au niveau de l'écoulement D, cette diminution importante des teneurs en COT à 30 m de profondeur environ implique soit des processus de mélanges permanents entre les eaux de surface chargées en COT et des eaux stockées entre 0 et 30 m avec des teneurs en COT faible par minéralisation de la matière organique, soit l'absence d'infiltration directe entre la surface et 30 m de profondeur. La deuxième hypothèse semble la plus réaliste, car il a été montré récemment (Carrière, 2013) qu'entre 0 et 30 m de profondeur, entre la surface et le point D, le milieu est de type poreux, sans réseaux de

circulations préférentiels ne permettant pas d'infiltration directe entre la surface et 30 m de profondeur.

	D	B	A
[Mg²⁺] max (mg/l)	15,1	11,2	10,2
[Mg²⁺] min (mg/l)	0,4	0,7	0,6
[Mg²⁺] moy (mg/l)	0,9	5,5	3,9
Ecart-type	1,0	0,9	0,8
nbre de valeur	268	268	268

Tableau 2-14 statistiques sur les teneurs en magnésium des écoulements type lent sur la période 2004-2012

Les concentrations moyenne les plus fortes en magnésium sont observées pour l'écoulement B (Tableau 2-13), avec une variabilité similaire à celles des écoulements A et D, et des concentrations en COT moyennes du même ordre de grandeur pour les écoulements A et D. Toutefois une évolution inverse des maximums entre les teneurs en magnésium et COT est observée (plus le point d'écoulement a de fortes teneurs en magnésium et moins les teneurs maximales en COT sont fortes). Pour le point B, la majorité des points de mesure se situe entre 0,5 et 1,5 mg/l (Figure 2-39) mais avec une variabilité importante (avec des points de mesure qui s'individualisent entre 1,5 et 3 mg/l).

L'écoulement A présente des concentrations moyennes en magnésium et COT intermédiaires à celles des points B et D (Tableau 2-13 et Tableau 2-14). En effet le nuage de points de mesure de l'écoulement A se situe entre les deux nuages de points de mesures des écoulements D et B (Figure 2-39), avec des points qui s'écartent fortement du nuage de points central. De la même façon que pour les points de mesure de l'écoulement B, la majorité du nuage de point de mesure en COT de l'écoulement A se situent entre 0,5 et 1,5 mg/l (Figure 2-39)

Les écoulements A et B ont des teneurs en magnésium et COT assez similaires et très supérieures à celles de l'écoulement D. Les écoulements A et B présentent donc des variations similaires de ces deux marqueurs et sont marqués par des temps de séjour plus important que pour l'écoulement D.

Sur la Figure 2-39, les points de mesures en COT et magnésium des trois écoulements peuvent être intégrés chacun dans un triangle différent qui les démarque, ce qui peut montrer déjà des comportements de ces deux marqueurs similaires à ces trois points d'écoulements.

De plus, ces trois triangles s'insèrent eux aussi dans un triangle général (Figure 2-39) qui regroupent les triangles des trois écoulements ayant plus ou moins la même forme. La base horizontale de ce triangle général délimite ainsi des concentrations minimales en COT d'environ 0,5 mg/l pour les écoulements. Par contre, le nuage correspondant aux points de mesure de l'écoulement D n'a pas du tout la même forme que celles des écoulements A et B qui sont similaires :

- les triangles des points de mesure des écoulements A et B ont une base horizontale, ce qui traduit une variation importante des teneurs en magnésium entre 2,5 et 12 mg/l environ, sans variation significative des teneurs minimales en COT. La forme du triangle comprenant les points de mesure de l'écoulement D est différente (Figure 2-39), car la base de ce triangle n'est pas horizontale, contrairement à celles des écoulements A et B, mais ascendante. Batiot (2006) a montré que les plages temporelles de variation des teneurs en COT et en magnésium sont complémentaires mais se recoupent partiellement, ce qui peut donc expliquer que pour les points constituant la base du triangle : (i) le temps de séjour des écoulements A et B est suffisamment long pour que les teneurs en COT ne varient plus, seules les teneurs en magnésium peuvent varier et (ii) le temps de séjour de l'écoulement D est plus faible, le fait que les concentrations en COT et en magnésium varient de façon concomitante (forme ascendante de la base du triangle), indique soit que la plage de variations de ces deux éléments est observée, soit des mélanges apparaissent,
- le côté vertical de chaque triangle représente les plus faibles teneurs en magnésium et les plus grandes plages de variation des teneurs en COT (comprenant les valeurs minimales et maximales en COT), ce qui est cohérent avec la dynamique opposée des concentrations en COT et en magnésium. De plus, la comparaison des plages de variations des écoulements A, B et D montrent que plus les teneurs « minimales » en magnésium augmentent, plus les teneurs « maximales » en COT diminuent, ce qui reste cohérent avec la dynamique opposée de ces deux marqueurs.

Ces précédentes observations permettent donc de proposer une explication pour la base horizontale et le coté vertical de chaque triangle, mais elles ne permettent pas d'expliquer totalement la forme des 3 nuages de points de mesures des écoulements A, B et D. Ces nuages de points de mesure présentent tous les trois un certain nombre de points de mesures qui évoluent différemment des nuages globaux, entre les deux axes représentés par la base horizontale de chaque triangle et le côté vertical. Pour comprendre la dynamique de ces points de mesures particuliers qui se démarquent, nous devons donc soit remettre en cause la relation dynamique COT – magnésium proposée dans la littérature, soit proposer un schéma de fonctionnement complexe permettant d'explicitier ces valeurs, par des mélanges d'eaux dans la zone non saturée par exemple.

Pour les écoulements A et B, plusieurs types de comportement hydrochimiques sont observés: (i) des points de mesures avec des concentrations élevées en magnésium et faibles en COT sont observés, impliquant des temps de séjour importants (ii) des points de mesure avec des concentrations faibles en magnésium et fortes en COT, impliquant des temps de séjour faibles, mais également (iii) des points de mesure avec de faibles concentrations en magnésium et en COT, ce qui signifie soit l'observation de mélanges d'eaux, soit que le temps de séjour soit juste suffisant pour que tout le COT soit minéralisé, mais encore trop court pour permettre un enrichissement en magnésium. Il existe également une troisième possibilité : les eaux d'infiltration n'ont pas transité par le sol et n'ont donc

pas pu se charger en COT (cas d'une eau s'infiltrant sur une dalle calcaire dépourvu de sol par exemple),

Les points de mesure qui se démarquent par des teneurs en magnésium et COT faibles peuvent montrer un comportement très particulier et plus complexe que ce qui avait été montré jusque-là (Garry, 2008). En première approche ces points à faibles concentrations en magnésium et COT peuvent représenter des mélanges ou des infiltrations spécifiques durant des périodes bien particulières qu'il va falloir définir. Ainsi, ces comportements hydrochimiques particuliers et généraux vont être étudiés plus en détail, points par points et années par années afin d'en dégager les caractéristiques et les définir.

Etude temporelle de la variation magnésium-COT des écoulements lents :

Pour les trois écoulements lents A, B et D, les nuages de points sont différenciés par cycle hydrologique. Nous avons tout d'abord représenté l'ensemble de la période, puis dans un deuxième temps, pour faciliter la lecture de ces figures, nous avons réalisé un zoom sur les années 2004 à 2009 qui était difficile à différencier dans le premier graphique.

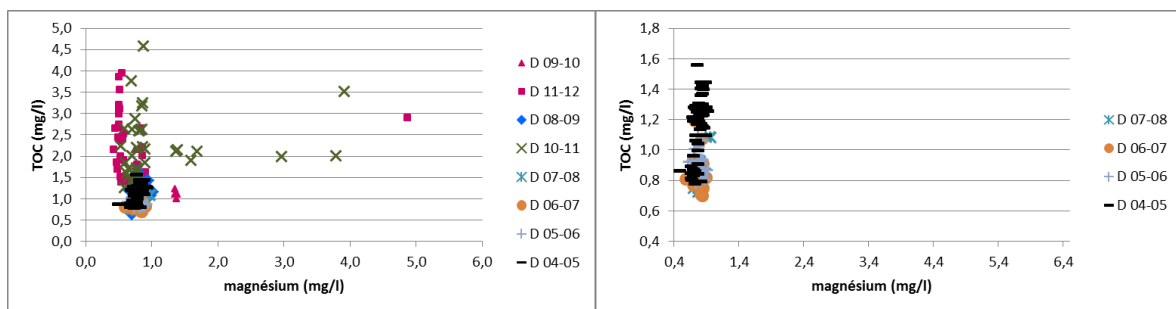


Figure 2-40 Point D : variations binaires COT-Mg²⁺ cycle par cycle entre 2004 et 2012 et 2004-2009

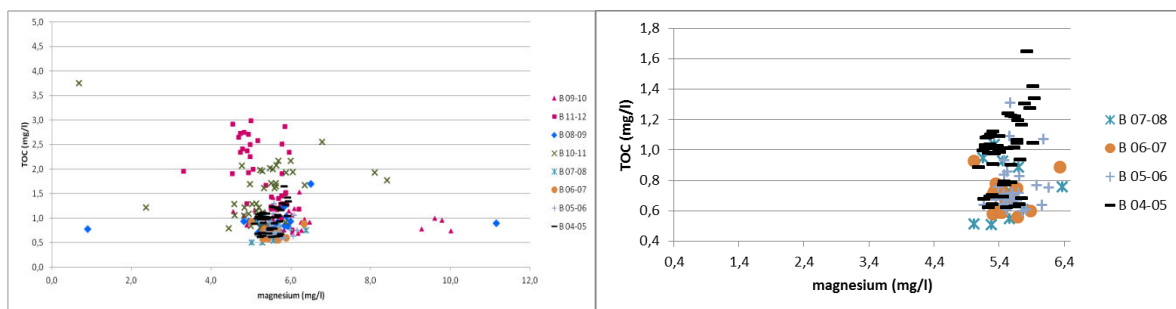


Figure 2-41 Point B : variations binaires COT-Mg²⁺ cycle par cycle entre 2004 et 2012 et 2004-2009

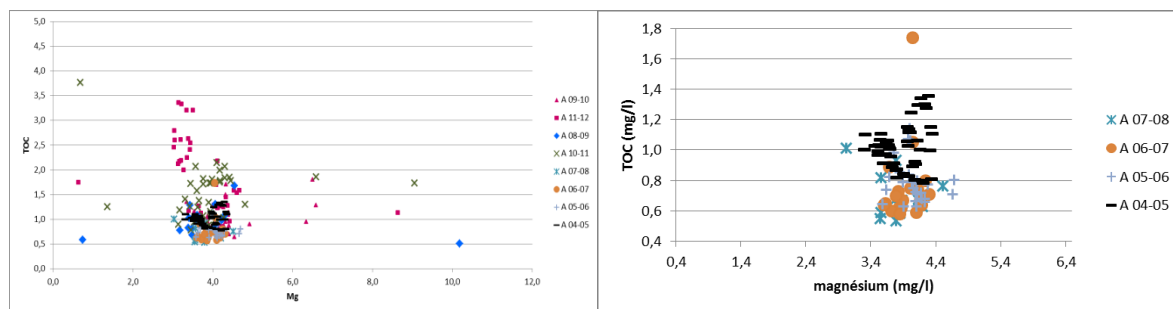


Figure 2-42 Point A : variations binaires COT-Mg²⁺ cycle par cycle entre 2004 et 2012 et 2004-2009

Les trois figures précédentes montrent deux nuages de points globalement similaires, entre 0,5 et 1,5 mg/l en COT pour les écoulements A et B. Ces deux écoulements s'individualisent en terme de teneurs en magnésium, avec un nuage de points de mesure aux alentours de 4 mg/l en magnésium pour l'écoulement A et entre 5 et 6 mg/l pour l'écoulement B, donc une concentration moyenne plus élevée (Tableau 2-14) sur toute la période d'étude, ce qui implique un temps de séjour plus long pour l'écoulement B. Les deux nuages de points de mesure des écoulements A et B « éclatent » à partir du cycle hydrologique 2008-2009 avec une tendance à l'enrichissement en magnésium et COT.

La Figure 2-40 montre une concentration du nuage de points de mesure de l'écoulement D autour de valeurs en magnésium inférieures à 1 mg/l, plus faibles que pour les écoulements B et A (donc un temps de séjour plus faible). A partir du cycle hydrologique 2008-2009 (comme pour les points A et B), l'éclatement du nuage de point est constaté, de la même façon que pour les écoulements A et B, mais uniquement vers un enrichissement en COT (sauf pour quelques points en 2010-2011 qui s'enrichissent seulement en magnésium) avec des valeurs de magnésium toujours assez stables inférieures à 1 mg/l. Ce comportement est légèrement différent de ceux des points A et B.

Globalement, le même fonctionnement stable pour ces trois écoulements au début de la période d'étude est observé, puis un changement de comportement à partir du cycle hydrogéologique 2008-2009 intervient, qui se traduit par « l'éclatement » des nuages de points de mesure. Cette observation globale est à nuancer, car ces trois écoulements se démarquent quand même par leurs teneurs en magnésium qui sont différentes. Contrairement aux écoulements A et B, les points de mesure de l'écoulement D ne montrent pas une baisse significative des teneurs en magnésium ; les teneurs en magnésium étant déjà très faibles et proches de celles présentes dans les eaux du sol, les teneurs en magnésium de l'écoulement D ne peuvent donc pas diminuer plus, montrant ainsi un temps de renouvellement rapide des eaux de cet écoulement.

Lors du début de la période d'étude pour les trois écoulements A, B et D, (voir les trois figures précédentes) (2004-2005 et 2005-2006 par exemple) des variations en COT et magnésium très légères sont observées au cours d'un cycle hydrologique, les nuages de points de mesure sont « compacts ». Puis en 2006-2007, les variations de concentration en COT sont quasiment inexistantes (par exemple

entre 0,6 et 0,8 mg/l, voir 1 mg/l pour D), La variabilité des concentrations en magnésium durant ce cycle hydrologique est très faible (Tableau 2-15).

	D	B	A
[Mg ²⁺] max (mg/l)	0,9	6,3	4,3
[Mg ²⁺] min (mg/l)	0,6	5,0	3,6
[Mg ²⁺] moy (mg/l)	0,8	5,5	4,0
Ecart-type	0,1	0,3	0,2
nbre de valeur	21	21	21

Tableau 2-15 variations des concentrations en magnésium des écoulements A, B et D lors du cycle 2006-2007.

Ce cycle hydrologique 2006-2007 est le plus sec de toute la période d'étude et il se situe à la fin d'une période de 3 ans de sécheresse (période sèche), pendant laquelle la Fontaine de Vaucluse a fourni son plus bas débit jamais observé en 140 ans de chronique (2,67 m³/s en octobre 2007). De plus au cours de ce cycle, les arrivées d'eaux « récentes », plus chargées en COT n'ont pas été observées au point D proche de la surface, malgré les quelques précipitations (aucune augmentation significative en COT par exemple). Il apparaît donc que les caractéristiques hydrochimiques, représentées par les concentrations et les variabilités des teneurs en COT et magnésium, des trois écoulements lents A, B et D varient entre les périodes humides et les périodes sèches, mais également au sein de ces périodes. Ceci est particulièrement visible sur la période sèche entre 2004 et 2007, durant laquelle une baisse de la variabilité hydrochimique et des concentrations en COT concomitantes à une diminution des débits est observée, sans que les teneurs en magnésium ne soient clairement affectées.

Au-delà de l'analyse globale classique de la relation magnésium-COT, qui permet de différencier les écoulements par leurs temps de séjour, l'analyse plus fine de ces relations (par cycle hydrologique pour chaque écoulement considéré), en conditions hydrologiques contrastées nous permettent de mettre en évidence différents types de comportements hydrochimiques entre les périodes sèches et humides mais aussi au sein même de ces périodes.

Durant les périodes humides, des augmentations des concentrations en COT sont observées, indiquant une baisse du temps de séjour, pour les trois écoulements permanents. Au même moment des baisses des concentrations en magnésium apparaissent, mais sauf quelques points de mesures exceptionnels, les concentrations en magnésium des écoulements A et B (les concentrations de l'écoulement D étant tellement faibles qu'elles ne peuvent pas diminuer plus) restent relativement stables même si les teneurs en COT augmentent fortement (Figure 2-41 et Figure 2-42). Ces observations impliquent l'absence de circulations rapides (ou peu) pour ces écoulements, mais seulement une baisse progressive du temps de séjour, liée à l'apport d'eau dans le massif lors des précipitations, qui se mélange avec des eaux préexistantes dans le système. Cette observation réalisée après 4 cycles secs

nous indique que même dans ces conditions climatiques « extrêmes », des quantités d'eau importantes (suffisamment importantes pour limiter les baisses de concentrations en magnésium) préexistent toujours dans le système.

Durant les périodes sèches, des baisses de concentrations en COT sont observées, indiquant une augmentation du temps de séjour pour les trois écoulements permanents. Au même moment des augmentations des concentrations en magnésium sont observées. Sur le cycle 2011-2012 (début de récession suite à la période humide entre 2008 et mi 2011), deux ensembles de points de mesure bien distincts sont observés, pour les trois écoulements permanents.

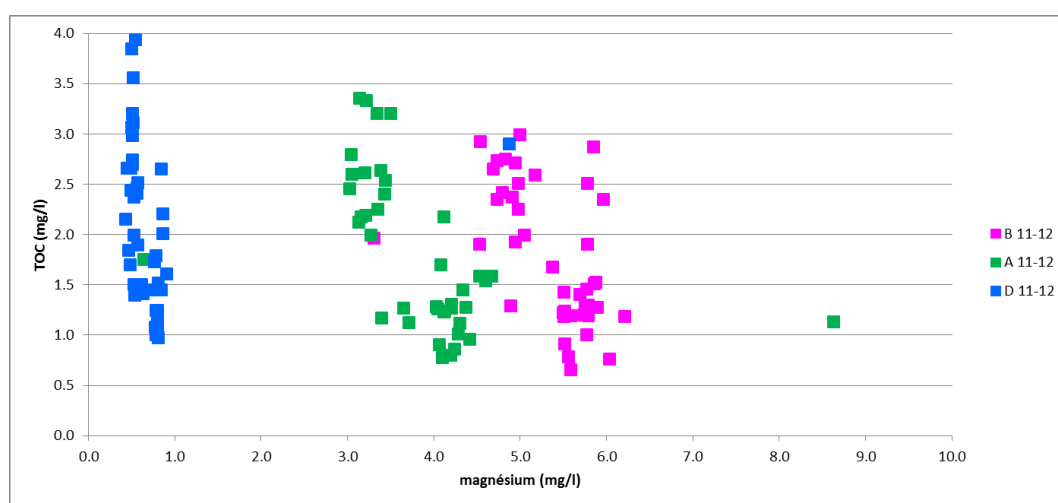


Figure 2-43 Variations des concentrations en COT et en magnésium pour les trois écoulements type lent durant le cycle 2011-2012

La Figure 2-43 montre pour chacun des 3 écoulements lents, un premier ensemble de points de mesure avec des teneurs relativement élevées en COT et relativement faibles en magnésium, et un second ensemble avec des teneurs nettement plus faibles en COT et légèrement plus fortes en magnésium (Figure 2-43).

Pour les deux écoulements A et B, la différence entre ces 2 ensembles est nette, indiquant un passage brutal de l'un à l'autre. Ce passage brutal est visible dans la chronique temporelle (entre mars et avril 2012) des concentrations en COT et magnésium (Figure 2-35), sans aucune rupture visible sur la chronique des débits. Cette variation brutale de ces deux paramètres hydrochimiques implique un changement dans la participation des types d'eaux aux écoulements. Ce phénomène peut s'expliquer de deux manières différentes : (i) soit une des composantes du mélange ne participe plus aux écoulements (celles à faibles temps de séjour, avec de fortes teneurs en COT et faibles en magnésium) (ii) soit c'est une autre masse d'eaux qui participe aux écoulements, et dans ce cas, c'est une autre partie des réserves qui est donc sollicitée.

Si les mélanges s'effectuent en conditions de recharge, la première hypothèse semble difficilement réaliste. La deuxième hypothèse, qui considère qu'au fur et à mesure de l'étiage, différentes masses d'eau sont mobilisées, semble plus réaliste. La façon brutale avec laquelle se déroule ce phénomène, indépendamment de variations hydrodynamiques significatives est remarquable.

Ces observations impliquent donc qu'au sein de la zone non saturée, la mobilisation des différents types de réserves au cours de l'étiage ne se fait pas forcément progressivement mais peut se faire de façon brutale comme s'il existait des seuils de conditions hydrogéologiques permettant l'activation ou non de certaines réserves.

Ce type de fonctionnement particulier mis en évidence pour les écoulements A et B (particulièrement visible), se retrouve de la même manière pour le troisième écoulement permanent D et pour l'écoulement intermédiaire C. Finalement ce phénomène est observable pour tous les écoulements dont la continuité est suffisante pour réaliser ces observations.

9.2. Relations entre les variations en COT et en magnésium sur tous les écoulements durant la période d'étude

Nous cherchons ici à savoir si l'étude des traceurs du temps de séjour permet de différencier les trois types d'écoulement mis en évidence dans la zone non saturée, de les caractériser et de confirmer la classification hydrodynamique.

Différenciation des points d'écoulements permanents type lent et des points d'écoulements type rapide :

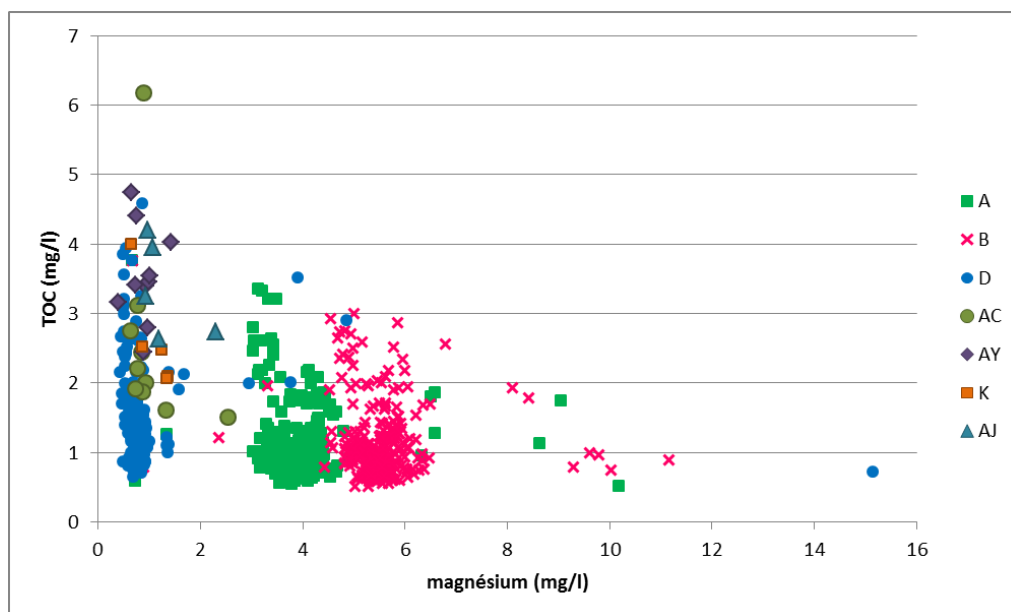


Figure 2-44 Comparaison des concentrations en COT et magnésium des points permanents et des points rapides

La Figure 2-44 montre la relation des variations de concentrations en COT et magnésium pour les quatre écoulements temporaires rapides AC, AY, K et AJ (les seuls qui ont coulés plus de deux fois) et les écoulements lents A, B et D sur toute la période d'étude.

Le graphique montre que ces écoulements temporaires rapides ont des teneurs variables et relativement élevées en COT (entre 1,5 et 6 mg/l globalement) alors que les teneurs en magnésium sont faibles et peu variables (entre 0,5 et 1 mg/ voir jusqu'à 2 mg/l).

Le nuage de points représentant ces écoulements se démarquent bien de ceux des écoulements lents A et B ; en effet, ces deux écoulements lents ont des teneurs en magnésium plus importantes et des teneurs en COT plus faibles. De plus, même si ces écoulements temporaires rapides ont globalement les mêmes teneurs en magnésium que celles du point permanent D, ils se différencient par leurs teneurs moyenne en COT : les teneurs moyennes en COT du point D sont plus faibles (entre 0,5 et 5 mg/l pour D, et entre 1,5 et 6 mg/l pour les écoulements temporaires rapides), le nuage de points de mesure des écoulements rapides est décalé vers des teneurs en COT plus fortes par rapport au nuage de points de mesure de l'écoulement D.

La variation du couple de traceurs temps de séjour COT –magnésium permet ici de caractériser et de différencier les écoulements pérennes type lent, des écoulements type rapide :

- les points lents A et B se différencient des points rapides par les teneurs en COT et en magnésium : les points rapides ont des teneurs en magnésium plus faibles et des teneurs en COT plus importantes que celles des points lents A et B. Les écoulements rapides ont des temps de séjour plus faibles, circulent plus rapidement que les écoulements lents.
- Les points rapides et le point lent D ont globalement les mêmes teneurs en magnésium, (entre 0,5 et 2 mg/) mais ils se distinguent surtout par les teneurs en COT : les points rapides ont des teneurs en COT plus importantes que celles du point D. Les variations similaires des teneurs en magnésium du point D par rapport aux points rapides peuvent s'expliquer par sa faible profondeur, et donc par un temps de renouvellement rapide des eaux, définissant le caractère superficiel de D (33 m de profondeur). Mais le point D est surtout un écoulement permanent, alors que les points rapides se caractérisent par une très faible continuité temporelle une fois qu'ils sont activés.

Ces observations permettent de caractériser en première approche les écoulements AY, AC, K et AJ en tant qu'écoulements rapides, temporaires, sans continuité, confirmant ainsi la classification hydrodynamique. La Figure 2-44 montre deux groupes d'eau : un premier groupe contenant les écoulements A et B, défini par de fortes concentrations en magnésium et de faibles teneurs en COT caractérisant des écoulements à longs temps de séjour, assimilables à des écoulements capacitifs. Le point D pourrait correspondre à un intermédiaire des deux groupes par ses faibles concentrations en

magnésium mais son comportement hydrodynamique et ses teneurs en COT similaires à celles de A et B le rapprochent invariablement des points A et B (ses faibles teneurs en magnésium s'expliquent par sa faible profondeur donc des écoulements plus rapides que les écoulements A et B) Le second groupe contient les écoulements rapides AY, AC, AJ et K, définis par des teneurs en magnésium faibles et des teneurs en COT élevées, caractérisant des écoulements récents, donc des écoulements de type transmissifs.

Finalement l'écoulement lent D se situe « entre » les écoulements lents (A et B) et les écoulements rapides en termes de concentrations de ces traceurs : en effet, en termes de teneurs en magnésium, les concentrations du point D et celles des écoulements rapides sont quasiment les mêmes (entre 0,5 et 1,5 mg/l) ; par contre, en termes de teneurs en COT, les variations du nuage des points de mesure de l'écoulement D « couvrent » les variations des écoulements rapides et des écoulements lents A et B : les variations des teneurs en COT de l'écoulement D commencent à 0,5 mg/l (comme les écoulements A et B) et vont jusqu'à 5 mg/l (comme les écoulements rapides). Ce sont donc les points de mesures avec de faibles concentrations en COT qui différencient l'écoulement D et les écoulements rapides. Les faibles concentrations en COT correspondent aux points de mesure en période d'étiage quand il n'y a pas de précipitations et donc pas de recharge du système pendant plusieurs mois. A ce moment-là, le temps de séjour peut être suffisamment long pour que la matière organique soit fortement minéralisée, représenté par les faibles concentrations en COT observées. Durant ces périodes d'étiage, les écoulements rapides ne coulent pas et ne peuvent donc pas présenter ces eaux faiblement minéralisé en COT.

La différenciation chimique entre les écoulements lents A et B et les écoulements rapides est nette avec les traceurs du temps de séjour : les écoulements A et B ont des concentrations en magnésium plus importantes que celles des écoulements rapides et des concentrations plus faibles en COT. En ce qui concerne l'écoulement D, les concentrations en magnésium ne permettent pas de le différencier des écoulements rapides, car ils ont la même gamme de variation (mais l'écoulement D est proche de la surface il est donc déficitaire en magnésium par rapport aux écoulements A et B) mais les concentrations en COT permettent de le différencier clairement des écoulements rapides, car des concentrations en COT inférieures à 2 mg/l (ou 1,5 mg/l) ne sont pas observées pour les écoulements rapides, des valeurs en COT entre 0,5 et 2 mg/l sont observées pour l'écoulement lent D.

Pour illustrer ces précédents propos, les Tableau 2-16 et Tableau 2-17 indiquent les teneurs maximales, minimales moyennes en magnésium et en COT pour les écoulements type lent sur toute la période d'étude et type rapide entre 2008 et 2012.

	D	B	A
[Mg ²⁺] max (mg/l)	15,1	11,2	10,2
[Mg ²⁺] min (mg/l)	0,4	0,7	0,6
[Mg ²⁺] moy (mg/l)	0,9	5,5	3,9
Ecart-type	1,0	0,9	0,8
nbre de valeur	268	268	268

	K	AY	AC	AJ
[Mg ²⁺] max (mg/l)	1,4	1,4	2,5	2,3
[Mg ²⁺] min (mg/l)	0,7	0,4	0,6	0,9
[Mg ²⁺] moy (mg/l)	1,1	0,9	1,0	1,3
Ecart-type	0,3	0,3	0,5	0,5
nbre de valeur	5	13	12	7

Tableau 2-16 concentrations max, min, moyenne en magnésium et écart-types des écoulements lents et rapides

	D	B	A
[COT] max (mg/l)	4,6	3,8	3,8
[COT] min (mg/l)	0,6	0,5	0,5
[COT] moy (mg/l)	1,4	1,1	1,2
Ecart-type	0,7	0,6	0,5
nbre de valeur	268	268	268

	K	AY	AC	AJ
[COT] max (mg/l)	4,0	4,7	6,2	4,2
[COT] min (mg/l)	2,1	2,4	1,5	2,6
[COT] moy (mg/l)	2,6	3,5	2,6	3,4
Ecart-type	0,8	0,7	1,4	0,7
nbre de valeur	5	13	12	7

Tableau 2-17 concentrations max, min, moyenne en COT et écart-types des écoulements lents et rapides

La Figure 2-45 montre de la même manière la comparaison des teneurs en magnésium et en COT entre les écoulements lents permanents A, B et D et les écoulements intermédiaires (graph a) et b)), et entre les écoulements intermédiaires et les écoulements rapides (graph c) et d)). Pour faciliter la lecture des graphiques, les écoulements intermédiaires sont séparés en deux groupes.

Les graphiques a) et b) montrent que les teneurs en magnésium des écoulements intermédiaires varient très peu, entre 0,5 et 1,5 mg/l, sauf pour trois écoulements, AD, W et C.

L'écoulement W se distingue de tous les autres écoulements temporaires avec des concentrations en magnésium supérieures, entre 2 et 4,5 mg/l, et l'écoulement C se distingue des autres également par des pics de concentrations en magnésium, qui n'apparaissent pas sur les autres écoulements. Il faut rappeler ici que ces écoulements (W et C) se démarquent des autres de façon hydrodynamique.

Tous les écoulements intermédiaires ont des teneurs en COT variables, entre 0,5 et 4,5 mg/l globalement, sauf le point W qui se démarque également : les teneurs en COT de cet écoulement sont inférieures à celles des autres points de ce type, et varient entre 0,5 et 2 mg/l, et jusqu'à 4 mg/l. Ce point d'écoulement est remarquable sur le graphique car il se situe entre les différents nuages de points.

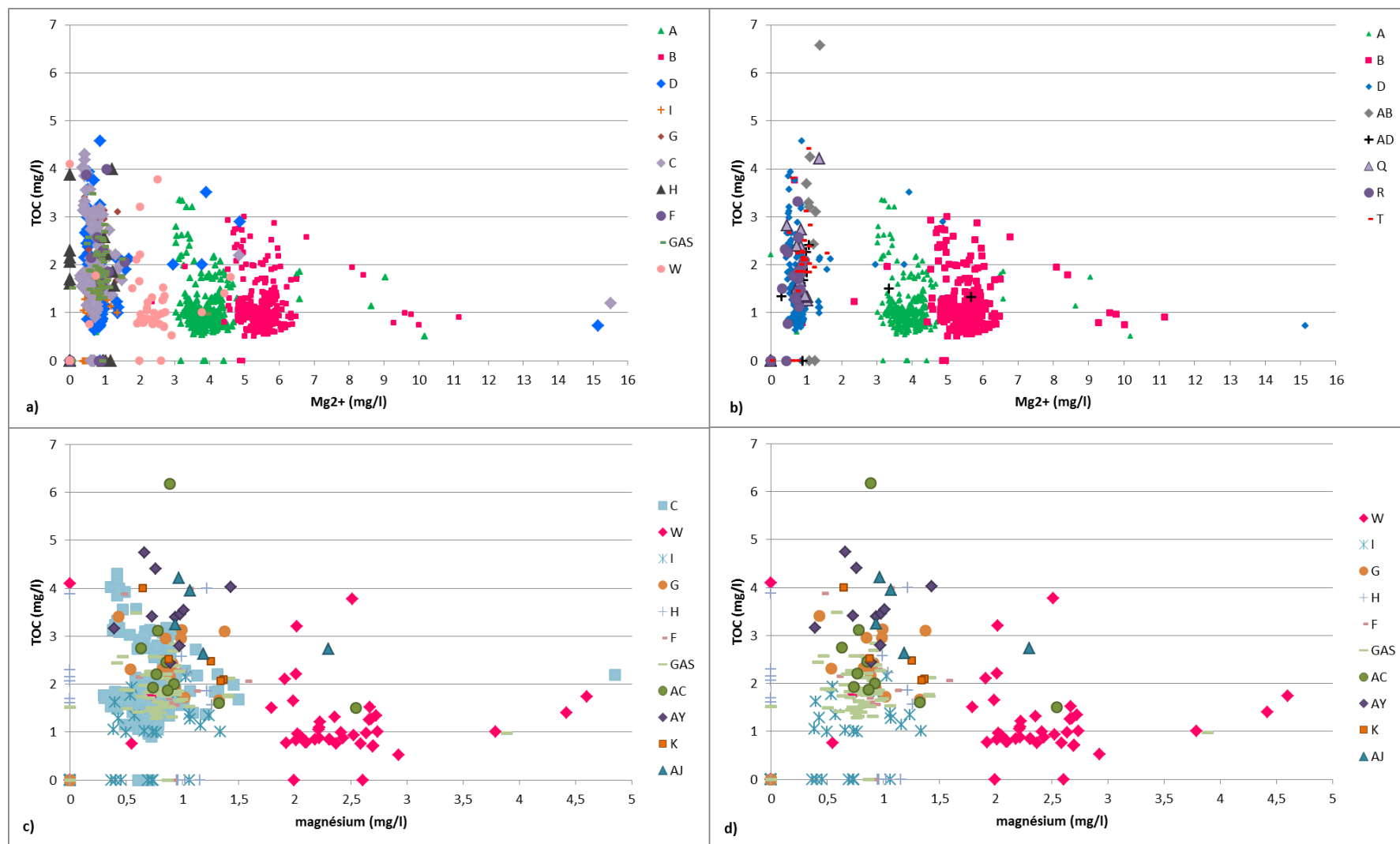


Figure 2-45 Comparaison des concentrations en magnésium et COT des points temporaires à continuité et des points permanents / des points temporaires à continuité et sans continuité

Différenciation des points d'écoulements permanents type lent et des points d'écoulements type intermédiaire :

La variation du couple de traceurs temps de séjour COT – magnésium permet ici de différencier les écoulements permanents et les écoulements intermédiaires :

- Les points permanents lents A et B se différencient des points temporaires intermédiaires par les teneurs en COT et en magnésium : les écoulements intermédiaires ont des teneurs en magnésium plus faibles et des teneurs en COT plus importantes que celles des points permanents A et B. Ceci indique que ces écoulements temporaires intermédiaires ont des temps de séjour plus faibles, circulent plus rapidement que les écoulements A et B.
- Le point permanent D et les points temporaires intermédiaires ont globalement les mêmes teneurs en magnésium donc la différenciation chimique n'est pas claire ici, la seule distinction entre ces deux types d'écoulements reste pour l'instant les paramètres hydrodynamiques. Ces deux traceurs ne sont pas donc concluants pour distinguer le point permanent D et les points intermédiaires. Les variations similaires des teneurs en magnésium et en COT du point D par rapport aux points intermédiaires peuvent s'expliquer par sa faible profondeur, et donc par un temps de renouvellement rapide des eaux, définissant le caractère superficiel de D (33 m de profondeur). Il faut chercher un autre type de traceur pour différencier clairement le point lent D des écoulements intermédiaires.
- Le point type intermédiaire W, dont la caractérisation hydrodynamique particulière le rapproche un peu plus des points permanents lents que la plupart des autres points temporaires intermédiaire, montre également des caractéristiques chimiques particulières, plus proches de celles des points permanents que des points temporaires intermédiaires.
- Les teneurs en COT et en magnésium de l'écoulement C, dont les caractéristiques hydrodynamiques permanentes depuis l'hiver 2008 pouvaient faire douter de sa classification en tant qu'écoulement temporaire intermédiaire et donc de sa « séparation » des écoulements permanents lents A, B et D, tendent pour l'instant à confirmer la classification hydrodynamique.
- De la même façon que précédemment, les points lents A et B se différencient très nettement des points d'écoulement type intermédiaires par les concentrations en magnésium et en COT ; les points A et B ont des concentrations en magnésium supérieures à celles des points type intermédiaire, et des teneurs en COT relativement similaires, mais une plage de variation moins étendue par rapport à celles des points type intermédiaire. De plus le point D ne se différencie pas du tout des points type intermédiaire car il a les mêmes variations en COT et magnésium que ces points d'écoulement. Enfin, les teneurs en COT et magnésium du point type intermédiaire W varient de façon intermédiaire entre les points d'écoulement type

intermédiaire « classiques » et les points d'écoulements type lents, pérennes, les nuages de point ont la même forme que celles des points A et B, et ils se situent entre ceux des points D et A, B.

Différenciation des points d'écoulements temporaires type intermédiaire et rapide :

La Figure 2-45 (c et d) montrent la comparaison des teneurs en magnésium et en COT entre les points temporaires type intermédiaire et rapide sur toute la période d'étude. Les teneurs en magnésium et en COT sont globalement les mêmes pour ces deux types d'écoulement, sauf pour l'écoulement W. Le point W s'individualise encore une fois, de la même façon que précédemment. Par ailleurs l'écoulement C montre une variation plus faible des teneurs en magnésium que celles des points rapides.

Mais globalement il est difficile, d'un point de vue hydrochimique avec le couple magnésium-COT, de différencier les écoulements type intermédiaire et rapide, bien qu'ils se distinguent par leurs caractéristiques hydrodynamiques. C'est pourquoi il est nécessaire de rechercher d'autres traceurs afin de les différencier.

Avec les traceurs du temps de séjour, la différenciation entre les points d'écoulement type rapide et les points d'écoulement type intermédiaire n'est pas nette. En effet ces deux types de points ont des gammes de variation en magnésium et COT assez similaires, sauf pour les points intermédiaires particuliers C et W :

Les points d'écoulement type rapide et les points d'écoulement type intermédiaire ont des gammes de variations en magnésium entre 0,5 et 2 mg/l globalement (sauf points particuliers) et des gammes de variations en COT entre 1 et 5 mg/l (voir 7 mg/l). Plus finement il est visible que les points d'écoulement type intermédiaire ont des concentrations minimales en COT autour de 1 mg/l alors que les points d'écoulement type rapide ont des concentrations minimales en COT qui se situent autour de 1,5- 2 mg/l, mais cette observation n'est pas probante pour les différencier véritablement, car les temps de séjour des points d'écoulement type rapide sont probablement plus faibles que ceux des points d'écoulement type intermédiaire et si cette différence de concentration en COT est systématique pour les teneurs minimales, elle n'est pas suffisamment marquée à l'échelle du nuage de points de mesure pour pouvoir les différencier de façon claire.

De plus, le point type intermédiaire C se différencie des points type rapides par ses concentrations en COT, qui sont plus faibles, alors que les concentrations en magnésium sont globalement les mêmes. Le point intermédiaire W se différencie des points type rapides par ses concentrations en magnésium et COT ; mais il se différencie également des points type intermédiaires. Il est à noter que ces deux points ont pour particularité d'avoir une grande continuité temporelle lorsqu'ils sont activés (l'écoulement C est même permanent depuis l'hiver 2008). Ces deux points intermédiaires se

rapprochent hydrodynamiquement des points d'écoulement permanent type lent, ce que confirme l'analyse des concentrations en COT et magnésium.

Finalement la différenciation entre les points d'écoulement type rapide et les points d'écoulement type intermédiaire grâce aux traceurs du temps séjour n'est pas autant probante que la différenciation entre points d'écoulement type lent et points d'écoulement type rapide. En première approche, les points d'écoulement type rapide ont des teneurs en COT un peu plus élevées que celles des écoulements type intermédiaire, et des teneurs plus élevées en COT que celles des écoulements type lent.

La question suivante peut alors être posée : (i) l'analyse de la variabilité des concentrations en COT et magnésium ou (ii) l'analyse des variations d'autres traceurs d'infiltration (sulfates, chlorure, nitrate...) ne seraient-elles pas des pistes pour tout d'abord, confirmer la différenciation entre les écoulements type lent (plus particulièrement le point D) et les écoulements temporaires (type rapide et intermédiaire), et ensuite différencier les écoulements type intermédiaire et les écoulements type rapide ?

	Écoulements permanents	Écoulements temporaires	
	Écoulements lents	Écoulements intermédiaires	Écoulements rapides
$[Mg^{2+}] / \sigma Mg^{2+}$	+/-	-/≈	-/-
$[COT] / \sigma COT$	-/-	≈/≈	+/+

Tableau 2-18 Représentation qualitative des teneurs en COT et magnésium et de la variabilité pour les trois types d'écoulements

Le Tableau 2-18 résume de manière qualitative la différenciation des trois types d'écoulement en fonction des concentrations en magnésium et COT et en fonction de la variabilité de ces deux traceurs.

9.3.Relation entre les variations des concentrations moyennes en magnésium et COT et les écart-types

La Figure 2-46 montre les variations des moyennes annuelles en COT et en magnésium en fonction des écart-types sur toute la période d'étude. En bleu sont représentés les points permanents type lent A, B et D, en rouge sont représentés les points temporaires type intermédiaires et en vert sont représentés les points temporaires type rapide.

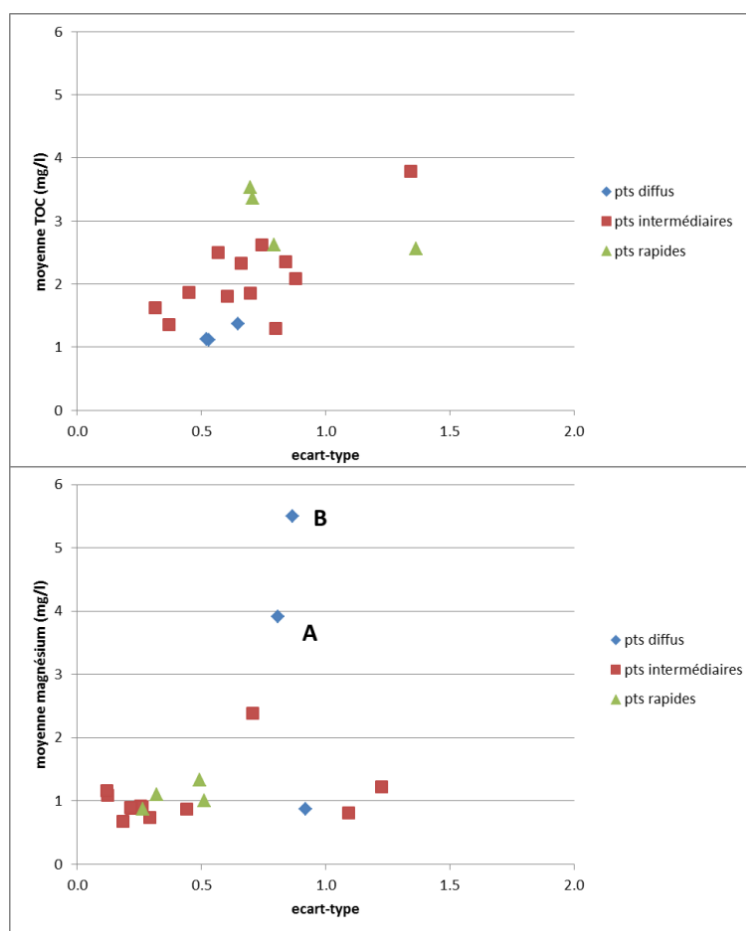


Figure 2-46 Variation des moyennes en COT en fonction de l'écart-type et variations des moyennes en magnésium en fonction de l'écart-type pour les trois types d'écoulements

La Figure 2-46 illustre la tendance à la gradation des teneurs moyennes en COT avec le type d'écoulement, c'est-à-dire que les points permanents type lent ont des concentrations en COT faibles (entre 1 et 1,5 mg/l) et stables (avec des écart-types inférieurs à 1) puis les écoulements intermédiaires ont des teneurs moyennes en COT un peu plus élevées (entre 1 et 3 mg/l, et jusqu'à 4 mg/l) avec des écart-types qui augmentent, donc des concentrations un peu moins stables que les points permanents type lent et des écoulements qui s'enrichissent en matière organique donc un peu plus rapides que les points permanents, et enfin les points temporaires type rapide ont des concentrations en COT plus élevées que les autres types d'écoulement (entre 2,5 et 4 mg/l) avec des écart-types plus élevées, indiquant des concentrations variables, et des écoulements encore plus riches en matière organique que les deux autres types d'écoulement, donc des circulations rapides ne permettant pas la dégradation de la matière organique.

L'écoulement temporaire type intermédiaire AB se dégage du nuage de points de mesure, avec des concentrations moyennes en COT plus élevées et un écart-type plus important que ceux des autres points, indiquant une plus grande variabilité et peut être un fonctionnement un peu différent des autres, avec des circulations plus rapides ? De plus le même type de phénomène pour l'écoulement

temporaire type rapide AC est également observé, avec des teneurs moyennes en COT élevées et très variables (écart-type important d'environ 1,5). Tout comme les points d'écoulement type intermédiaire C et W, ce point d'écoulement se situe probablement à la limite des caractéristiques des écoulements type intermédiaire en se rapprochant des écoulements type rapide. Cette observation résulte du fait qu'un continuum de types d'écoulement a été découpé en 3 grands ensembles dans ce travail, donc certains points d'écoulement peuvent se trouver à la limite de deux des ensembles.

La Figure 2-46 montre également que les teneurs en magnésium des écoulements A et B présentent des écart-types faibles, proche de 1, tandis que le point D présente un écart-type un peu plus élevé, mais toujours proche de 1. Globalement les concentrations en magnésium de ces points permanents lents sont donc assez stables. Les écoulements temporaires type intermédiaire présentent des concentrations moyennes en magnésium très variables, avec un groupe d'écoulements à teneurs moyennes faibles en magnésium et écart-types faibles (I, G, H, F, AB, Q, R, GAS et T).

De la même façon que précédemment, 3 points d'écoulement type intermédiaire se distinguent des autres écoulements de ce type, avec des moyennes en magnésium faibles mais des écart-types élevés, supérieurs à 1 (AD et C) et un autre écoulement, W, avec des teneurs moyennes en magnésium plus élevées et un écart-type faible (inférieur à 1). Globalement, exceptés ces 3 écoulements (W, AD et C), les teneurs moyennes en magnésium des points temporaires type intermédiaire sont assez faibles, plus faibles que celles des points permanents type lent et stables (écart-types inférieurs à 1). L'écoulement type intermédiaire W se démarque nettement des autres écoulements intermédiaires, avec des teneurs moyennes en COT faibles et des teneurs en magnésiums élevées, ce qui le rapproche des points permanents type lent A et B. Les écoulements type intermédiaire AD et C ont des écart-types plus élevés que les autres écoulements, ce qui montre une variabilité plus importante des teneurs en magnésium.

Enfin les écoulements temporaires type rapide montrent des teneurs moyennes en magnésium faibles et stables, (avec des écart-types inférieurs à 1), dans la même gamme de variation que celles de la majorité des écoulements temporaire type intermédiaire et plus faibles que celles des points permanents type lent, indiquant donc des circulations plus rapides, ce qui confirme les observations sur les variations des teneurs moyennes en COT.

Les variations des teneurs moyennes en magnésium et COT en fonction des écart-types pour les trois type d'écoulement, résumées dans le Tableau 2-17 montrent la différenciation des 3 types d'écoulement identifiés préalablement par approche hydrodynamique:

(i) les points permanents type lent ont les teneurs moyennes en magnésium les plus élevées et stables (écart-type autour de 1), avec des teneurs moyennes en COT les plus faibles et stables, ce qui indique

des temps de séjour et de circulation plus lents, assez lents pour observer une dégradation de matière organique et une mise en solution de magnésium à la cinétique de dissolution lente,

(ii) les écoulements temporaires type intermédiaire montrent des teneurs moyennes en magnésium plus faibles, aux alentours de 1 mg/l, mais variables selon les écoulements (écart-types qui varient de 0,2 à 1,2) et des teneurs moyennes en COT variables et plus élevées (entre 1,2 et 4 mg/l), ce qui peut indiquer des écoulements de nature différente de celle des points permanents type lent, avec des circulations plus rapides et des temps de séjour un peu moins longs,

(iii) les points temporaires type rapide montrent les mêmes teneurs moyennes en magnésium stables que les points temporaires type intermédiaire mais plus faibles que celles des points permanents type lent, et des teneurs moyennes en COT élevées, plus élevées que celles de tous les autres écoulements et plus variables, pouvant indiquer un autre type de fonctionnement, plus rapides que tous les autres écoulements, avec des écoulements chargés en matière organique et appauvris en magnésium.

Toutefois la différenciation des types d'écoulement par l'étude des écarts types nécessite un nombre d'échantillons suffisamment importants pour être fiable, c'est pourquoi nous allons étudier la possibilité de réaliser une telle différenciation avec les autres traceurs disponibles.

10. Les traceurs de l'infiltration

10.1. Différenciation des écoulements avec le chlorure

Les concentrations moyennes en chlorure pour l'ensemble des points d'écoulement observés au sein de la zone non saturée restent entre 3 et 9 mg/l et montrent que cet élément ne peut être acquis qu'à l'extérieur du système.

Les variations de la concentration moyenne en chlorure en fonction de l'écart type (Figure 2-47), pour les 3 types d'écoulement montrent que les concentrations moyennes des 3 points permanents type lent correspondent à une valeur moyenne du signal du système en chlorure. Ceci indique que ces points permanents type lent résultent de mélanges d'eaux dans le système et qu'il existe certainement des «réserves » dans le système permettant de tamponner les variations, qui permettent ces mélanges.

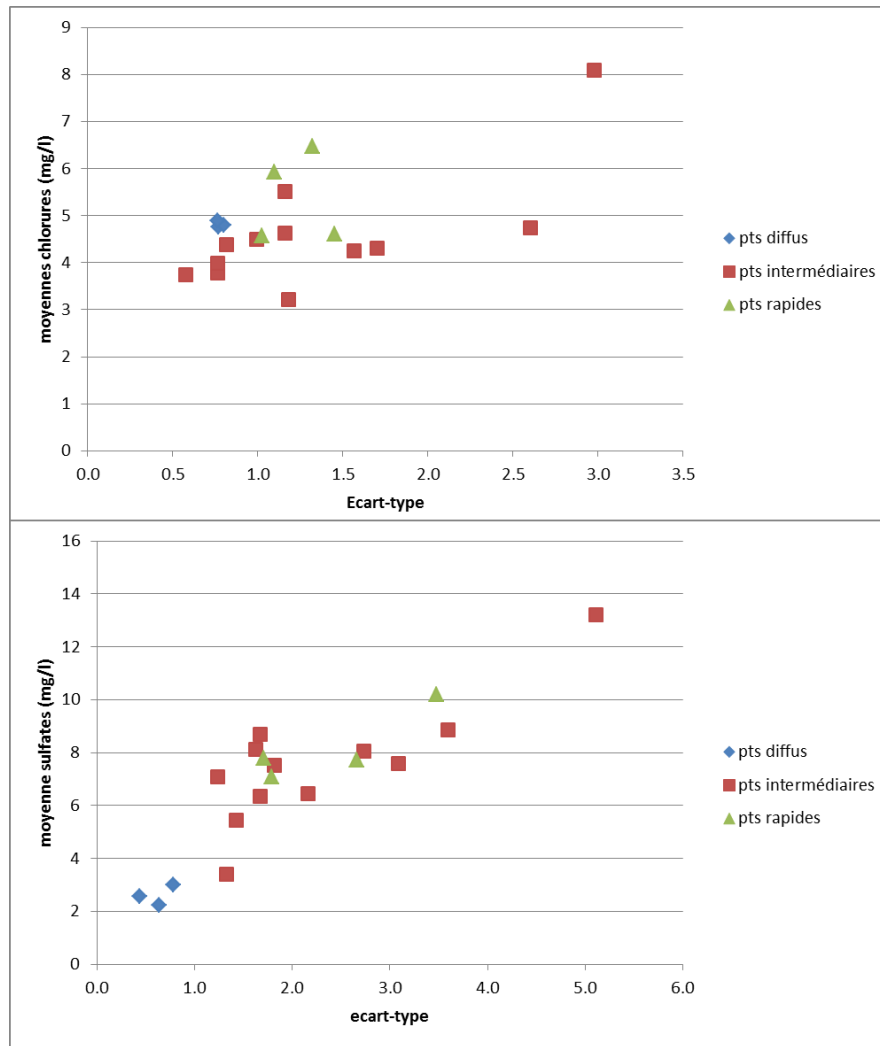


Figure 2-47 Comparaison des moyennes en chlorure en fonction de l'écart-type et des moyennes en sulfates en fonction de l'écart-type pour les trois types d'écoulement

10.2. Différentiation des écoulements avec le sulfate

Les écoulements type lent montrent des concentrations très faibles en sulfates par rapport aux autres types d'écoulement, (Figure 2-47). Cette observation implique soit (i) des bassins d'alimentation non comparables (l'infiltration des écoulements type lent se ferait à travers des sols pauvres en sulfates), soit (ii) un enrichissement en sulfate des points d'écoulement temporaires type intermédiaire et rapide au contact d'évaporites au sein du système, ou de passées marneuses ou d'argiles de remplissage et de joints de stratification, (iii) soit un appauvrissement en sulfates des écoulements permanents lents.

Les écoulements type lent ayant un degré d'organisation relativement important, ils peuvent drainer les points d'écoulement temporaires (type intermédiaire et rapide), donc l'enrichissement en sulfates des écoulements type intermédiaire et rapide n'a pas de rapport avec les bassins d'alimentation, toute la zone est homogène.

Il semble très improbable que des dépôts évaporitiques soit présents dans le système car les calcaires de l'Aptien, dans lesquels se développent la zone non saturée ne contiennent pas d'évaporites.

La présence de passées marneuses au sein du système est peu probable, car les relevés lithologiques indiquent des calcaires purs, sans traces de marnes.

L'appauvrissement en sulfates des écoulements permanents lents pourrait se faire selon deux processus : soit par précipitation, ce qui paraît improbable vu la solubilité du sulfate et les concentrations observées, soit par des phénomènes de sulfato-réduction, qui sont envisageables, sachant que même au sein de la zone non saturée, il a été montré que les écoulements peuvent évoluer en système fermé vis-à-vis de la phase gazeuse, et du fait de la présence de bactéries et de matière organique, et de l'absence de nitrate. Toutefois, un tel phénomène requiert des conditions extrêmes et durables, qui ne sont pas réalistes au sein de la zone non saturée ; il est peu probable que la sulfatoréduction puissent expliquer ces concentrations faibles.

L'hypothèse la plus réaliste pour expliquer l'enrichissement des écoulements intermédiaires et rapides en sulfates est celle sur la présence d'argiles de remplissage et de joints de stratification au sein du système. En effet, les écoulements permanents, type lent lessivent ces argiles en circulant au sein du système, il n'y a plus ou peu de sulfates disponibles, d'où leurs faibles concentrations en cet élément. Les écoulements type intermédiaire et rapide étant des écoulements temporaires, les réseaux de circulation ne sont pas tout le temps saturés d'eau, comme c'est le cas pour les écoulements permanents. Donc quand ces circulations temporaires et rapides se mettent en route, les argiles et joints de stratification peuvent relarguer des sulfates, c'est pourquoi les teneurs en sulfates des écoulements temporaires type intermédiaire et rapide sont plus élevées par rapport aux écoulements lents, permanents.

10.3. Variations des concentrations en sulfates et en chlorures

La Figure 2-48 montre la différenciation des écoulements type lent et type rapide en fonction des teneurs en sulfate et en chlorure. Les nuages de points de mesures des écoulements lents et rapides sont bien distincts, les écoulements rapides ont des concentrations en sulfate et en chlorure plus élevées que les écoulements lents, ce qui indique des circulations beaucoup plus rapide de ce type d'écoulement au sein de la zone non saturée. De plus, une relation linéaire entre les teneurs en sulfate et en chlorure pour les écoulements type rapide semble apparaître. Plus les teneurs en sulfates sont élevées et plus les teneurs en chlorure augmentent pour ces écoulements.

Enfin, les points de mesure des écoulements lents qui présentent des teneurs en sulfates et chlorures très faibles correspondent aux mesures suite à l'épisode pluvieux de novembre 2011 (voir chapitre II, section 8.5).

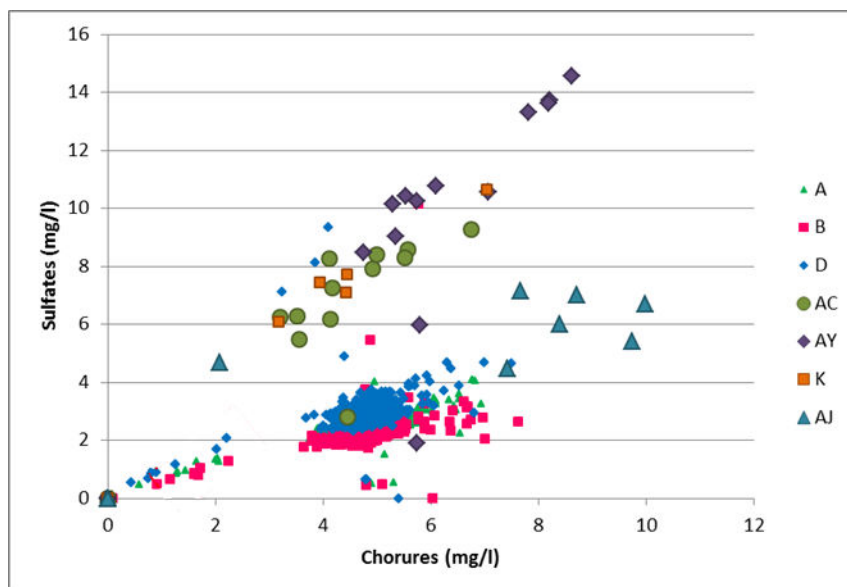


Figure 2-48 Comparaison des concentrations en chlorures et sulfates entre les points rapides et les points permanents lents

La Figure 2-49 (a), b), c) et d)) illustre la comparaison des variations des concentrations en sulfate et chlorures pour les trois types d'écoulement sur toute la période d'étude. L'évolution de ces deux marqueurs distingue clairement les écoulements type lent (A, B et D) des écoulements temporaires, type intermédiaire (Figure 2-49, a) et b)).

Les écoulements type lent ont des teneurs moyennes en chlorures autour de 5 mg/l et en sulfates autour de 3 mg/l (inférieures aux autres type d'écoulements).

Le chlorure étant un traceur conservatif, ces observations traduisent un enrichissement en sulfates des temporaires, type intermédiaire et rapide, ce qui renforce les hypothèses précédentes sur l'évolution des teneurs en sulfate pour ces deux types d'écoulement.

De plus, à l'exception des écoulements intermédiaires T et W, et de l'écoulement rapide AJ, la différenciation des écoulements rapides et des écoulements intermédiaires n'est pas nette avec ces deux marqueurs, les nuages de points de mesures de ces deux types d'écoulement ne se distinguent pas. Cependant, les points de mesure de l'écoulement type intermédiaire W se situent à « la frontière » des points de mesures des écoulements lents A, B et D et se démarquent de tous les autres écoulements intermédiaires. Ces deux traceurs permettent encore une fois de mettre en évidence le comportement particulier de ce point d'écoulement, le rapprochant là encore des écoulements lents, par ses caractéristiques hydrochimiques. Le point d'écoulement type intermédiaire T recoupe de nombreuses poches d'argiles (d'après les documents de percements de la galerie), ce qui pourrait expliquer son enrichissement en sulfates par rapport à tous les autres points d'écoulement, mais son enrichissement en chlorure reste plus difficile à expliquer. Enfin, aucune information ne nous permet de donner une explication pour l'écoulement AJ enrichi en sulfates et chlorures par rapport aux autres écoulements.

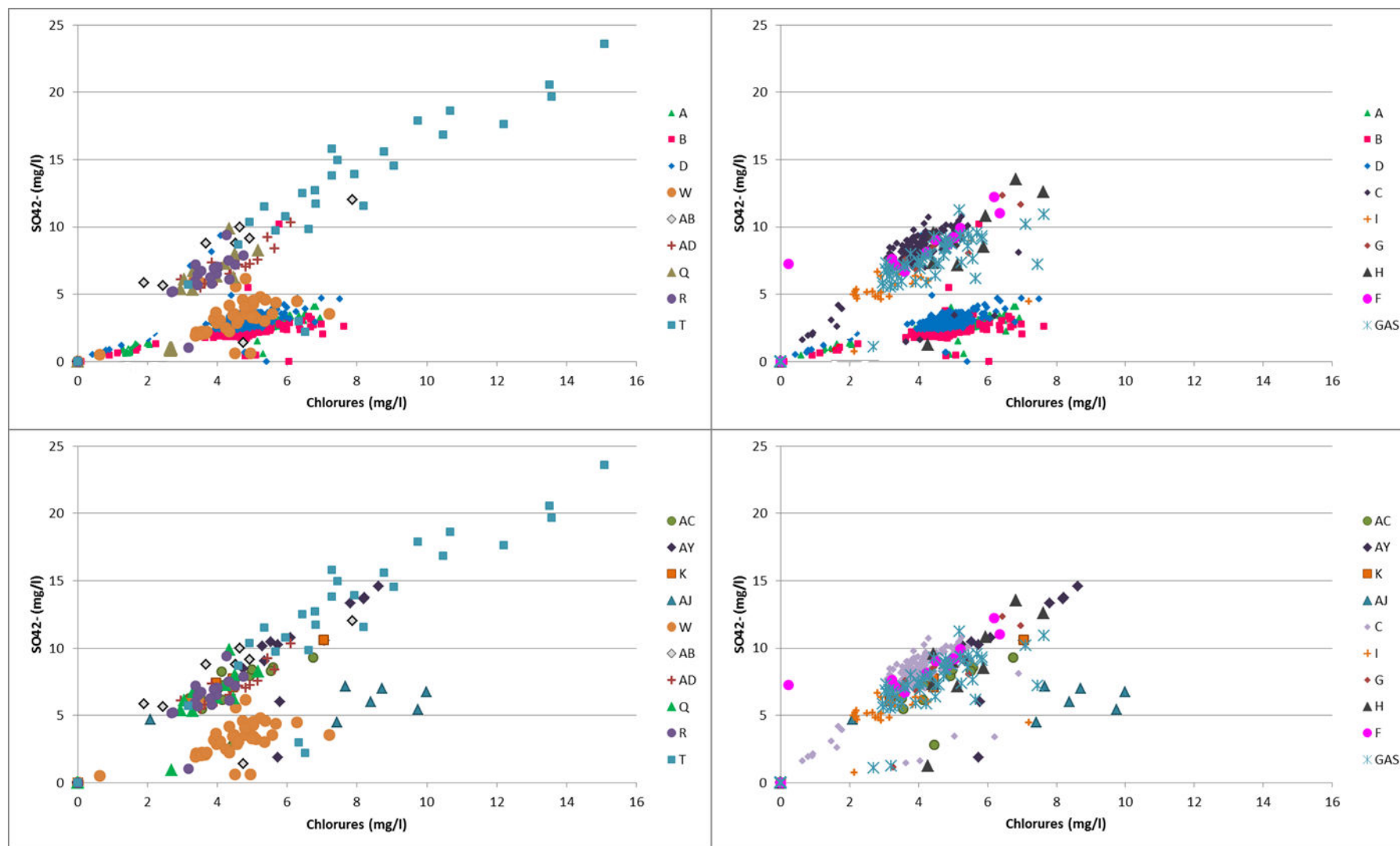


Figure 2-49 Comparaison des concentrations en sulfates et chlorures des points temporaires à continuité et des points permanents / des points temporaires à continuité et des points temporaires sans continuité

Dans des contextes similaires à ceux du LSBB, c'est-à-dire des eaux d'infiltration avec des teneurs très faibles en nitrates et l'absence de sources internes significatives en sulfates (évaporites, passages marneux, etc...), il est possible d'utiliser les teneurs en sulfates à la base de cette zone vadose en tant qu'indicateur de la dynamique des écoulements. Soit il s'agit d'écoulements temporaires pour lesquels les signaux en sulfates seront identiques ou proche de ceux de l'eau du sol, soit il s'agit d'écoulements permanents et un net déficit en sulfates sera observé par rapport aux valeurs présentes dans les eaux du sol.

Par ailleurs les chlorures qui sont également originaires du sol sont des traceurs conservatifs dans les milieux karstiques. Les chlorures et sulfates ayant la même origine, si leurs teneurs ne sont pas modifiées au cours des transits au sein de la zone non saturée, (ce qui devrait être le cas pour les écoulements temporaires, qui correspondent à des circulations relativement rapides), les points de mesure devraient alors s'aligner sur un diagramme binaire chlorures-sulfates (Figure 2-48 et Figure 2-49). Or deux alignements apparaissent, un alignement correspondant aux écoulements lents, avec des concentrations faibles en sulfates, et un alignement correspondant aux écoulements intermédiaires et rapides, plus riches en sulfates. Le couple sulfates-chlorures est donc un outil potentiel de différenciation des types de circulations rencontrées dans la zone non saturée.

Dans ce cas, dans les systèmes karstiques pour lesquels : (i) il n'y a pas de sources internes de pollutions en sulfates, (ii) les concentrations en nitrates sont faibles, (iii) la zone non saturée est suffisamment développée (iv) et/ou la zone saturée ne modifie pas le signal en sulfates de façon trop importante, il doit être possible d'interpréter les variations en sulfates en terme de caractérisation des écoulements au sein de la zone vadose, plutôt qu'en terme de temps de séjour au sein de l'aquifère.

11. Traceur des conditions géochimiques : les bicarbonates

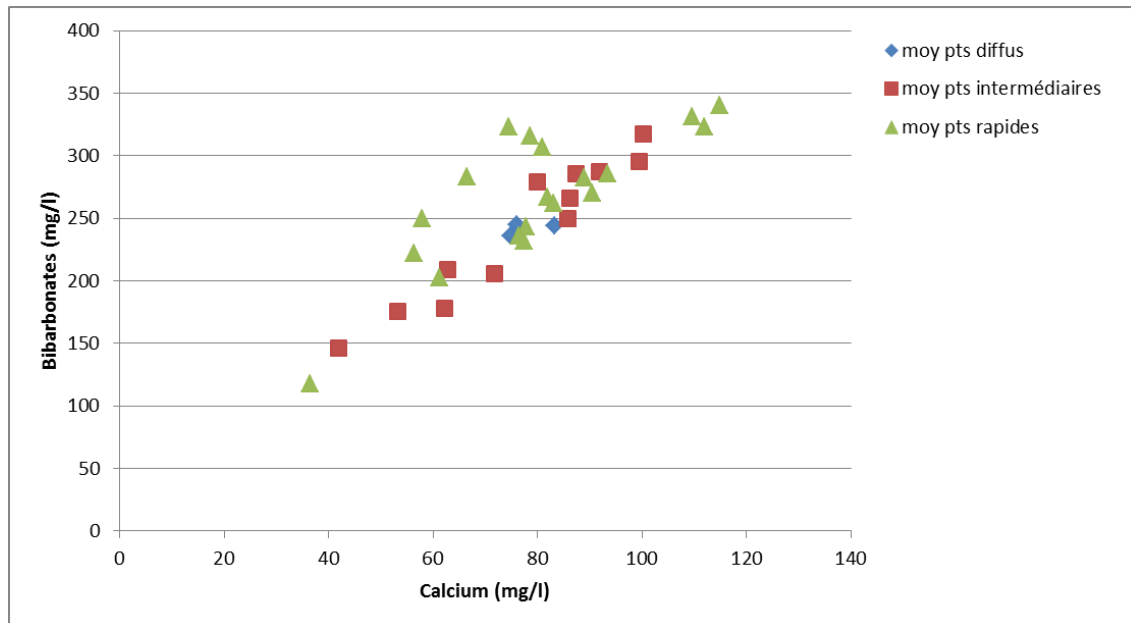


Figure 2-50 Evolution des moyennes en bicarbonates en fonction des moyennes en calcium selon le type d'écoulement, entre 2004 et 2012 pour les points diffus et 2008-2012 pour les points intermédiaire et rapides

De fortes teneurs en bicarbonates et calcium caractérisent des eaux à temps de séjour restreint alors que des eaux présentant des fortes teneurs en magnésium et faibles en COT témoignent d'un temps de résidence prolongé dans l'aquifère.

L'étude hydrodynamique des écoulements montre une tendance à l'organisation des écoulements au sein du système par rapport à leur composante d'écoulement ; en effet si les écoulements dans la zone non saturée sont finalement considérés comme un continuum d'écoulement type hystérésis voir chapitre II, B 3.) :

- les points d'écoulement lents coulent de façon pérenne car les deux niveaux de seuils (représentant l'hystérésis) sont « très éloignés »,
- les points d'écoulements rapides ont deux niveaux de seuils quasiment identiques et très hauts, ce qui explique leurs faibles continuités temporelles,
- les points d'écoulements intermédiaires ont deux niveaux de seuils intermédiaires,

L'organisation avec la profondeur au sein de la zone non saturée des points d'écoulements lents est plus importante que l'organisation des points d'écoulement intermédiaires, et l'organisation des points d'écoulements intermédiaires est donc de fait plus importante que celle des points d'écoulements rapides. L'organisation avec la profondeur (c'est à dire la diminution du nombre points écoulements observés et la tendance à la pérennisation des écoulements en profondeur) implique l'intervention de mélanges entre différentes masses d'eaux au sein de la zone non saturée et l'existence de « réserves »

de plus en plus importante qui alimentent les écoulements. Donc plus l'organisation des écoulements est importante, moins la variabilité des écoulements (par exemple les teneurs en bicarbonates et calcium, témoins des conditions géochimiques) dans le système, est importante.

Sur la base de ces dernières observations, la variabilité chimique, ou la variabilité de certains éléments chimiques des écoulements peut-elle évoluer dans le même sens ? En d'autres termes, la variabilité chimique des écoulements type rapide est-elle supérieure à celles des écoulements type intermédiaire, et la variabilité chimique des écoulements type intermédiaire est-elle supérieure à celles des écoulements type lent ?

La variation moyenne de chaque point d'écoulement du calcium en fonction des bicarbonates, sur les trois types d'écoulements, sur toute la période d'étude (Figure 2-50), montre que les points d'écoulement lents (en bleu) se trouvent tous les 3 au milieu du nuage de points, avec une très faible variabilité. Ces écoulements lents pourraient représenter une « valeur moyenne » au sein du système, autour de laquelle se répartissent les écoulements temporaires, type intermédiaire et rapide. De plus, les écoulements ayant la variabilité la plus importante sont les écoulements type rapide (en vert) avec un nuage de points de mesure très étalé, qui bornent les deux autres types d'écoulements. Enfin, les écoulements type intermédiaires se positionnent au milieu (en rouge), avec un nuage de points de mesure moins étalé que celui des écoulements rapides. Finalement les teneurs moyennes en bicarbonates et calcium permettent en première approche d'estimer la variabilité chimique des points d'écoulements observés dans la zone non saturée, en fonction de l'organisation hydrodynamique.

Du fait de l'organisation hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée, la variabilité chimique des écoulements type rapide et type intermédiaire sont supérieures à celles des écoulements type lent, et la variabilité chimique des écoulements type intermédiaire est inférieure à celle des écoulements lents.

**CHAPITRE 3 : SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET
IMPLICATIONS POUR LA
CARACTÉRISATION DES ÉCOULEMENTS
AU SEIN DE LA ZONE NON SATURÉE**

Chapitre 3 : Synthèse générale et implications pour la caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée

L'acquisition et le traitement de données, commencés il y a 8 ans, se sont déroulés durant une période climatique très contrastée, marquée par l'alternance de périodes sèches et humides. Cette étude a permis de définir des comportements hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements rencontrés au sein de la zone non saturée. Ces conditions climatiques particulières résident en 5 périodes climatiques différentes en termes de quantités et de répartition de ces précipitations. L'étude de ces différentes périodes (période sèche, période de reprise, période humide, période sèche post-humide et période sèche à événements extrêmes) a permis de mettre en évidence des comportements d'écoulements très variables spatialement et temporellement en fonction de la quantité et de l'intensité des précipitations. 44 points d'écoulement au total ont pu être mesurés et prélevés au cours de ces 8 années d'étude. Chaque écoulement rencontré dans la zone non saturée a une réactivité qui lui est propre et qui est différente en fonction de la typologie de la pluviométrie.

Entre 2004 et 2008, période sèche, seulement 5 points d'écoulement ont été actifs. C'est au cours de l'hiver 2008, en réponse à des précipitations très intenses que tous les autres écoulements ont été activés. L'impulsion pluvieuse efficace de 134 mm en 1 semaine en décembre 2008 est précédée par un cumul de 250 mm de pluies efficaces en 3 mois de septembre à décembre 2008. Les grandes quantités d'eaux météoriques nouvelles apportées dans le système provoquent une mise en charge tellement importante que l'activation d'un grand nombre de points d'écoulement jamais observés avant est induite, avec des réponses hydrodynamiques et hydrochimiques très particulières. Ainsi, l'augmentation importante du nombre de point d'écoulement dans le système, comme en 2008, résulte de la conjonction de deux facteurs: (i) un cumul de précipitations important sur la période précédente et (ii) une quantité importante de précipitations sur une courte période, c'est-à-dire une forte intensité précédant le début des écoulements. Du point de vue des processus, la combinaison de ces facteurs pourrait s'expliquer comme suit : (i) la première accumulation importante de pluies engendre alors l'apparition d'une connectivité hydraulique importante et le stockage d'eau; (ii) les précipitations intenses suivantes induisent une augmentation de pression dans le système, provoquant ainsi l'activation des écoulements. Cette comparaison illustre donc l'importance des conditions d'écoulements précédentes à travers la zone non saturée et explique les variations hydrodynamiques durant les phénomènes climatiques particuliers.

La réponse hydraulique à un événement pluvieux diffère d'un point de mesure à l'autre, la réponse hydrodynamique de ces écoulements à ces précipitations a été étudiée dans un premier temps et a permis de proposer une classification des écoulements dans la zone non saturée en trois composantes hydrodynamiques, ainsi que la caractérisation de leurs modalités d'activation et d'écoulement, en fonction de deux séries de paramètres, (i) les conditions pluviométriques nécessaires favorisant l'activation des écoulements et (ii) la continuité des écoulements activés, c'est-à-dire la distinction entre écoulements temporaires et écoulements permanents au sein d'une classification binaire la plus simple possible. Finalement les réponses hydrauliques contrastées montrent l'existence de 3 types d'écoulements dans la zone non saturée :

Les points d'écoulement permanents type lent (A, B et D) sont issus d'un réservoir suffisamment capacitif pour tamponner les impulsions de recharge. Un « niveau de débit maximum » et un coefficient de récession sont deux paramètres qui sont évalués pour ce type d'écoulement. Ces écoulements peuvent obéir à une loi linéaire de décharge type Maillet (Maillet, 1906) bien que celle-ci soit applicable aux milieux saturés. De plus, durant les périodes de précipitations, comme en décembre 2008 ou février 2009 par exemple, les débits ne semblent pas excéder un niveau supérieur.

Les points d'écoulements temporaires caractérisés en tant qu'écoulements type rapide peuvent être alimentés par un réservoir peu capacitif pouvant transmettre rapidement un événement de recharge. Les points d'écoulement représentant la composante rapide dans le système étudié sont actifs seulement quand leurs débits sont proches et/ou atteignent un « seuil d'activation ». Ce type d'écoulement est activé en réponse à un événement pluvieux intense, précédé d'une accumulation de précipitations importante. L'accumulation de pluies importante induit la création d'une connectivité hydraulique dans le système et un stockage d'eau qui va permettre de soutenir les débits d'écoulements. Ceci correspond à la quantité d'eau nécessaire pour atteindre un « seuil d'activation ». L'événement pluvieux intense qui suit l'accumulation de précipitations induit alors une augmentation de pression dans le système et donc une augmentation du « niveau effectif d'eau » qui peut alors atteindre le seuil d'activation nécessaire à l'activation de ces écoulements rapides. Ces écoulements rapides pourraient être modélisés par une loi linéaire de décharge à seuil.

Les points d'écoulements temporaires caractérisés en tant qu'écoulements type intermédiaire sont intermédiaires entre les deux autres types d'écoulement. Leur temporalité implique un réservoir avec relativement peu de réserves, mais l'existence d'une certaine continuité temporelle d'écoulement implique l'existence d'une réserve minimale, leur activation à un certain niveau de charge locale pourrait correspondre à un « niveau » nécessaire de connectivité et de recharge de ces réserves avant leur activation. Les écoulements intermédiaires sont donc des écoulements temporaires qui pourraient obéir à une loi de décharge non linéaire de type hystérésis, comme cela est proposé dans la littérature. Cette fonction est contrôlée par deux seuils de « niveau d'eau effectif », c'est-à-dire un seuil supérieur d'activation et un seuil inférieur d'arrêt. Le seuil supérieur correspond à la connectivité hydraulique

qui est nécessaire à l'activation de ce type de composante d'écoulement. Les écoulements activés dès l'atteinte de ce seuil le restent tant que le « niveau d'eau effectif » est au-dessus du seuil inférieur. En dessous de ce seuil inférieur, la connectivité hydraulique est minimale, par conséquent aucun écoulement intermédiaire ne peut être actif, seuls les écoulements à composante lente (comme A, B et D) sont actifs. La variation du « niveau d'eau effectif » reflète la variabilité de la connectivité et les variations de débits des écoulements. Ainsi, ces écoulements intermédiaires peuvent être actifs durant des périodes plus ou moins longues.

Si les variations de débits des écoulements à composante lente (qui obéissent à une loi linéaire de décharge) sont considérés en tant que témoins du « niveau d'eau effectif » dans le réservoir, l'activation des écoulements intermédiaires correspond à des débits d'écoulements à composante lente importants (et donc un « niveau d'eau effectif » élevé), et l'arrêt de fonctionnement des écoulements intermédiaires correspond à des niveaux de débits d'écoulements à composante lente inférieurs à ceux observés durant l'activation d'écoulements intermédiaires. Enfin, il a été montré qu'un cumul de pluies seul n'est pas suffisant pour déclencher l'activation de tous les écoulements intermédiaires. Par contre, quand le cumul de pluies est précédé d'une période humide, l'activation des écoulements intermédiaires sur des périodes longues est observée. Ceci est particulièrement visible en novembre 2011 durant la période sèche à événements extrêmes, avec une impulsion pluvieuse isolée, remarquable en termes de quantité très importante (environ 150 mm de pluies efficaces) sur une durée courte (1 semaine). Cet événement pluvieux induit des réponses hydrodynamiques particulières jamais observées durant les autres périodes : (i) très peu d'écoulements temporaires (intermédiaires et rapides) sont activés (une très forte intensité n'est donc pas suffisante en l'absence de cumuls de pluies précédant cet événement pluvieux) et (ii) tous les écoulements (y compris l'écoulement lent D qui est le plus inertiel sur toute la chronique d'étude) montrent des circulations rapides avec des arrivées massives d'eaux à faibles temps de séjour.

La comparaison des classifications d'écoulements au sein de la zone non saturée de Friedrich et Smart (1982) et Perrin (2003) en fonction des écoulements étudiés dans ce travail montre qu'elles sont trop spécifiques à chaque système étudié afin de pouvoir les généraliser à tous les systèmes. Ces deux classifications basées uniquement sur la variabilité des débits ne permettent pas de distinguer les écoulements permanents et temporaires, caractéristique hydrodynamique qui semble importante dans notre système pour définir les écoulements. Il est donc nécessaire de prendre en compte, afin de classer tous ces écoulements, d'autres paramètres que les variations de débits seules. Par exemple, les conditions pluviométriques favorisant l'activation des écoulements et la continuité des écoulements, temporaires vs permanents a minima, semblent être des critères intéressants. La prise en compte de ces deux paramètres est nécessaire pour caractériser les points d'écoulements dans la zone

non saturée, en plus de l'étude hydrodynamique des débits. Il est nécessaire et logique de coupler les données d'entrées (caractéristiques de la pluviométrie – intensité, quantité) et de sorties (débits, continuité et variabilité des points d'écoulement).

Les caractéristiques géologiques de l'environnement local des 44 points d'écoulement observés ont également été déterminées dans ce travail. Pour la majorité des points d'écoulement il existe au moins une caractéristique du milieu au droit des écoulements qui pourrait expliquer leur existence et leurs dynamiques (zones présentant des suintements dès le creusement de la galerie, zones présentant des failles, favorisant des écoulements préférentiels dans le réseau, présence d'un vide karstique de 2 m etc..). Cependant, une relation simple entre la lithologie de la zone d'étude et l'hydrodynamique et l'hydrochimie des écoulements n'a pas été identifiée. Il semble que ce soit plus le degré de karstification et de fracturation/fissuration qui influent sur l'existence d'écoulement dans cette zone.

La relation entre le nombre de points d'écoulement et la profondeur montre que le nombre de points diminue avec la profondeur. De plus, les écoulements sont localisés dans des zones avec des densités de fracturation de plus en plus importantes avec la profondeur.

Cette étude géologique montre donc la hiérarchisation des écoulements au sein de la zone non saturée en fonction de la profondeur et de l'état de fracturation du milieu. Près de la surface, une réponse hydrodynamique à chaque évènement pluvieux important est observée, alors qu'en profondeur beaucoup moins de réponses hydrodynamiques sont visibles, de plus un déphasage avec la profondeur apparaît. En termes de nombre de points d'écoulements, cette réponse s'atténue progressivement avec la profondeur tandis qu'en termes de durée d'écoulement, cette réponse augmente progressivement avec la profondeur. Ces observations révèlent une organisation des écoulements avec la profondeur, leur nombre diminue mais les écoulements existants tendent à devenir pérennes.

Plus la zone non saturée est épaisse et plus les écoulements ont tendance à se pérenniser. En surface, l'eau pénètre dans le système karstique par toutes les fractures ouvertes. La progression des écoulements doit être facilitée par une connectivité hydraulique entre la surface du système et l'exutoire, ce qui implique l'existence de liens physiques entre les discontinuités. Alors que les écoulements pénètrent en profondeur le système, les flux tendent à converger vers les zones à fortes densités de fracturation, c'est-à-dire vers les zones pour lesquelles la connectivité entre les discontinuités est élevée. Avec l'augmentation de la profondeur, ces zones de fracturations importantes tendent à devenir des zones d'écoulements préférentiels. Ainsi, le nombre de point d'écoulement diminue quand la profondeur augmente tandis que les débits moyens des points d'écoulement augmentent.

L'étude hydrodynamique des écoulements a permis également de proposer un schéma conceptuel des écoulements dans la zone non saturée, afin d'apporter des informations aux modélisateurs, nécessaires et indispensables avant toutes modélisations.

L'observation, l'analyse et la caractérisation des processus d'écoulement est un travail préalable indispensable et nécessaire à tous travaux de modélisation conceptuel et/ou mathématique. Ce travail propose des pistes pour les modélisateurs, sur la façon dont il est possible de prendre en compte les processus hydrodynamiques observés de façon directe dans la zone non saturée. Afin d'intégrer trois processus d'écoulement au réservoir non saturée, nous nous sommes appuyés sur le modèle conceptuel de Tritz et al. (2011) et proposons en première approche un réservoir générique intégrant les trois composantes d'écoulement et leurs paramètres associés. Dal Soglio (2013) propose l'application du modèle à hystérésis au système karstique de la Fontaine-de-Vaucluse et montre que la prise en compte du phénomène d'hystérésis influe de façon significative sur le débit simulé à l'exutoire du système étudié.

Toutes ces observations permettent de proposer des pistes préalables et nécessaires pour le travail des modélisateurs et de contribuer à la caractérisation des processus d'écoulement dans la zone non saturée.

Dans une deuxième partie de ce travail, les variations des paramètres hydrochimiques des écoulements au sein de la zone non saturée ont été étudiées à la lumière de la classification hydrodynamique des écoulements, afin d'étudier dans quelles mesures les observations hydrochimiques confirment les observations hydrodynamiques.

Les études hydrochimiques ont permis de mettre en évidence, dans un premier temps, la différenciation des écoulements permanents et écoulements temporaires, comme en hydrodynamique. Les écoulements temporaires tels que GAS et C (type intermédiaire) ont des teneurs en sulfate, nitrate et chlorure (traceurs de l'infiltration) supérieures à celles des écoulements permanents (type lent) A, B et D. De fortes teneurs en ces ions allochtones caractérisent des eaux proches de la surface. En effet le nitrate est produit dans le sol, et les sulfates, et les chlorures peuvent se concentrer dans les sols lors des périodes d'été sous l'effet de l'évapotranspiration. Ainsi ces écoulements temporaires peuvent être caractérisés comme une « contamination » des eaux profondes, signe d'une infiltration rapide depuis la surface, ou du moins plus rapides que pour les autres points d'écoulements temporaires qui présentent des teneurs en ces éléments moins élevées. Les dynamiques d'écoulement des points C et GAS sont donc similaires à des infiltrations rapides depuis la surface, contrairement à celles des écoulements lents (A, B et D).

Plus précisément, la classification hydrodynamique en trois types d'écoulement est confirmée par l'approche hydrochimique :

- Des écoulements caractérisés hydrodynamiquement en tant que type rapide montrent des teneurs en magnésium faibles alors que les concentrations en COT sont élevées, ce qui confirme l'activation de circulations plus rapides. De plus ce type d'écoulement montrent des

concentrations inférieures en magnésium à celles des écoulements type lents (et donc des concentrations en COT plus élevées). De plus, les conductivités des écoulements type rapide sont très variables, avec des conductivités faibles pour certains points et des conductivités très élevées pour d'autres. Ces deux précédentes observations peuvent indiquer deux origines différentes de ces écoulements rapides : ces écoulements peuvent être soit (i) des circulations rapides dans le système dues à de fortes mises en charge (écoulements avec conductivités et teneurs en bicarbonates, calcium et magnésium faibles, et teneurs en COT, nitrates, sulfates, chlorures élevées), soit (ii) des « trop-plein » d'écoulements permanents type lent avec des caractéristiques chimiques différentes, à savoir teneur en magnésium élevée, conductivité moyenne et teneurs en COT, nitrates, sulfates, chlorures relativement faibles.

- Les écoulements permanents type lent se différencient également globalement des écoulements type intermédiaire par les teneurs en COT et magnésium : les écoulements intermédiaires ont des teneurs en magnésium plus faibles et des teneurs en COT plus importantes que celles des écoulements lents. Ceci indique que ces écoulements temporaires intermédiaires ont des temps de séjour plus faibles, circulent plus rapidement que les écoulements lents. Il est moins évident de différencier les écoulements type intermédiaire et rapide avec le couple magnésium-COT, bien que ces deux types d'écoulement se distinguent par leurs caractéristiques hydrodynamiques.

L'étude hydrodynamique des écoulements montre une tendance à l'organisation des écoulements au sein du système par rapport à leurs composante d'écoulement ; en effet si les écoulements dans la ZNS sont finalement considérés comme un continuum d'écoulement type hystérésis, l'organisation avec la profondeur au sein de la zone non saturée des points d'écoulements lents est considéré comme plus importante que l'organisation des points d'écoulement intermédiaires, et l'organisation des points d'écoulements intermédiaires est donc de fait plus importante que celle des points d'écoulements rapides. L'organisation des écoulements avec la profondeur (c'est à dire la diminution du nombre points d'écoulements observés et la tendance à la pérennisation des écoulements en profondeur) implique l'intervention de mélanges entre différentes masses d'eaux au sein de la zone non saturée et l'existence de « réserves » de plus en plus importante qui alimentent les écoulements. Donc plus l'organisation des écoulements est importante, moins la variabilité des écoulements (par exemple en bicarbonates et calcium, témoins des conditions géochimiques) dans le système, est importante. Sur la base de ces dernières observations, la variabilité chimique, ou la variabilité de certains éléments chimiques des écoulements peut alors évoluer dans le même sens. Ainsi, les variations des teneurs moyennes en magnésium et COT en fonction des écart-types ont été étudiées pour les trois types d'écoulement et montrent la différenciation des 3 types d'écoulement identifiés préalablement par approche hydrodynamique: les écoulements lents ont les teneurs moyennes en magnésium les plus élevées et stables (écart-type autour de 1), avec des teneurs moyennes en COT les plus faibles et

stables, ce qui indique des temps de séjour et de circulation assez lents pour observer une dégradation de matière organique et une mise en solution de magnésium à la cinétique de dissolution lente. Les écoulements temporaires type intermédiaire montrent des teneurs moyennes en magnésium plus faibles, aux alentours de 1 mg/l, mais variables selon les écoulements (écart-types qui varient de 0,2 à 1,2) et des teneurs moyennes en COT variables et plus élevées (entre 1,2 et 4 mg/l), ce qui peut indiquer des écoulements de nature différente de celle des points permanents type lent, avec des circulations plus rapides et des temps de séjour un peu moins longs. Enfin, les points temporaires type rapide montrent les mêmes teneurs moyennes en magnésium stables que les points temporaires type intermédiaire mais plus faibles que celles des points permanents type lent, et des teneurs moyennes en COT plus élevées que celles de tous les autres écoulements et plus variables, pouvant indiquer un autre type de fonctionnement, plus rapides que tous les autres écoulements, avec des écoulements chargés en matière organique et appauvris en magnésium.

De la même manière, les variations de la concentration moyenne en chlorure en fonction de l'écart type, pour les 3 types d'écoulement montrent que les concentrations moyennes des 3 points permanents type lent correspondent à une valeur moyenne du signal du système en chlorure. Ceci indique que ces points permanents type lent résultent de mélanges d'eaux dans le système et qu'il existe certainement des «réserves» dans le système permettant de tamponner les variations, qui permettent ces mélanges. Finalement les teneurs moyennes en bicarbonates et calcium permettent en première approche d'estimer la variabilité chimique des points d'écoulements observés dans la zone non saturée, en fonction de l'organisation hydrodynamique. Du fait de l'organisation hydrodynamique des écoulements au sein de la zone non saturée, la variabilité chimique des écoulements type rapide et intermédiaire sont supérieures à celles des écoulements type lent, et la variabilité chimique des écoulements type intermédiaire est inférieure à celle des écoulements lents.

Les études hydrochimiques des écoulements mettent également en évidence de fortes variabilités spatiales et temporelles des trois types d'écoulement. Les variations saisonnières de la conductivité et du magnésium des écoulements lents (surtout A et B) peuvent montrer la présence d'une réserve en eau significative capable de tamponner les arrivées d'eaux ponctuelles consécutives aux précipitations. Ces variations peuvent aussi traduire des arrivées d'eaux plus anciennes, ponctuelles au moment des pluies, chassées suite à la mise en charge liée aux eaux météoriques qui s'infiltrent dans le système. En fait les deux phénomènes coexistent probablement. L'écoulement lent D présente des variations saisonnières, mais tamponnées de façon très importante par rapport aux deux précédents écoulements. Ceci s'explique par sa faible profondeur (30 m alors que A et B se situent à plus de 200 m de profondeur) et par sa localisation dans un milieu type milieu poreux (Carrière, 2013).

Durant les périodes d'étiage, la baisse des teneurs en COT et l'augmentation des teneurs en magnésium observées pour les écoulements lents peut traduire la vidange des réservoirs, avec l'arrivée

d'eaux plus anciennes puisque les réserves ne sont plus, ou moins approvisionnées en eaux météoriques nouvelles. Suite aux événements pluvieux, les concentrations en COT, nitrates, sulfates, chlorures, augmentent pour tous les écoulements activés du système, ce qui peut s'expliquer par des arrivées d'eau récentes dans le système, eaux qui ont lessivés le sol.

Il a également été montré que dans des conditions pluviométriques et hydriques particulières du système (durant la période humide par exemple) les pluies de faibles intensités arrivent dans un système avec une connectivité hydraulique importante favorisant ainsi des circulations rapides, mêmes pour les écoulements lents. Les eaux chargées en matière organique (qui n'a pas eu le temps d'être dégradée car les circulations sont rapides) circulent directement jusqu'aux points d'écoulement lents.

Les écoulements lents présentent également de fortes variabilités spatiales et temporelles, durant la période d'étude, plusieurs types de comportement hydrochimiques sont observés: (i) des eaux à temps de séjour importants (ii) des eaux à temps de séjour faibles, mais également (iii) des eaux à teneurs faibles en magnésium et COT, impliquant soit des mélanges d'eaux, soit des eaux à temps de séjour juste suffisant pour que tout le COT soit minéralisé, mais encore trop court pour permettre un enrichissement en magnésium, soit les eaux d'infiltration n'ont pas transité par le sol et n'ont donc pas pu se charger en COT (cas d'une eau s'infiltrant sur une dalle calcaire dépourvue de sol par exemple).

Pour les écoulements lents, durant les périodes humide et sèche post-humide, des augmentations des concentrations en COT sont observées, indiquant une baisse du temps de séjour. Simultanément, les teneurs en magnésium restent relativement stables. Ces observations impliquent une baisse progressive du temps de séjour, liée à l'apport d'eau dans le massif lors des précipitations, qui se mélange avec des eaux préexistantes dans le système. Cette observation réalisée après 4 cycles secs indique que même dans ces conditions climatiques « extrêmes », des quantités d'eau importantes (suffisamment importantes pour limiter les baisses de concentrations en magnésium) préexistent toujours dans le système. De plus, contrairement aux écoulements A et B, les points de mesure de l'écoulement D, au cours des périodes de crues ne montrent pas une baisse significative des teneurs en magnésium ; les teneurs en magnésium étant déjà très faibles et proches de celles présentes dans les eaux du sol, les teneurs en magnésium de l'écoulement D ne peuvent donc pas diminuer plus, montrant ainsi un temps de renouvellement rapide des eaux de cet écoulement.

Les traceurs du temps de séjour et de l'infiltration ont mis en évidence des différences de temps de séjour entre les trois types d'écoulement : les concentrations en nitrate, sulfate et chlorure des écoulements rapides sont plus importantes que celle des écoulements intermédiaires, ce qui montre des temps de séjours moyen plus faibles pour les écoulements de type rapide.

En revanche, les concentrations en magnésium et COT des écoulements intermédiaires, plus faibles que les écoulements rapides s'expliquent par un temps de séjour suffisant pour minéraliser une partie importante du COT, mais pas suffisant pour permettre la mise en solution du magnésium (cinétique

beaucoup plus lente). Pour expliquer les concentrations relativement élevées en magnésium et élevées en COT des écoulements rapides, il est donc nécessaire de prendre en compte des phénomènes de mélanges d'eaux au sein de la zone non saturée. Cette hypothèse est cohérente avec l'analyse hydrodynamique qui conduit à proposer que l'activation des écoulements type rapide est provoquée, au moins pour partie, par une mise en charge de réseaux inactifs en conditions hydrogéologiques normales. Lors des très fortes précipitations, les fortes mises en charge induites dans le système permettent d'activer ces réseaux et donc de chasser des eaux à plus long temps de séjour (donc plus riche en magnésium) et qui se mélangent avec des circulations très rapides (donc à des eaux enrichies en COT).

Les études hydrochimiques ont également permis de définir des traceurs naturels propres à chaque type d'écoulement :

- les écoulements lents A et B se différencient des points rapides par les teneurs en COT et en magnésium : les points rapides ont des teneurs en magnésium plus faibles et des teneurs en COT plus importantes que celles des points lents A et B. L
- es écoulements rapides ont des temps de séjour plus faibles, circulent plus rapidement que les écoulements lents. La variation du couple de traceurs temps de séjour COT –magnésium permet ici de caractériser et différencier les écoulements pérennes type lent, des écoulements type rapides. Il faut noter que de même que pour les teneurs en COT des points A, B et D durant cette période, les teneurs en magnésium sont tellement faibles pour les écoulements intermédiaires C et GAS, (proches des teneurs en magnésium présentes dans le sol) que ce marqueur ne présente aucune sensibilité pour caractériser les temps de séjour de ces écoulements.
- Les écoulements lents se différencient également des écoulements intermédiaire par les marqueurs sulfate et chlorure : l'évolution de ces deux marqueurs distingue clairement les écoulements type lent (A, B et D) des écoulements temporaires, type intermédiaire. Les écoulements lents ont des teneurs en sulfate et chlorure moins importantes que les écoulements intermédiaires, quel que soit les conditions pluviométriques.

Les écoulements type lent montrent des concentrations très faibles en sulfates par rapport aux autres type d'écoulement, et les écoulements type rapide ont les teneurs en sulfates les plus élevées. Cette observation implique un enrichissement relatif des écoulements intermédiaires et rapides en sulfates. Cet enrichissement peut s'expliquer par la présence d'argiles de remplissage et de joints de stratification au sein du système. En effet, les écoulements permanents type lent lessivent ces argiles en circulant au sein du système, il n'y a plus ou peu de sulfates disponibles, d'où leurs faibles concentrations en cet élément. Les écoulements type intermédiaire et rapide étant des écoulements temporaires, les réseaux de circulation ne sont pas tout le temps saturés d'eau, comme c'est le cas pour les écoulements permanents. Donc quand ces circulations temporaires et rapides se mettent en route,

les argiles et joints de stratification peuvent relarguer des sulfates, c'est pourquoi les teneurs en sulfates des écoulements temporaires type intermédiaire et rapide sont plus élevées par rapport aux écoulements lents, permanents.

Les chlorures qui viennent également du sol sont des traceurs conservatifs dans les milieux karstiques. Les chlorures et sulfates ayant la même origine, si leurs concentrations ne sont pas modifiées au cours de leurs transits au sein de la zone non saturée (comme ça doit être le cas pour les écoulements temporaires qui correspondent à des circulations relativement rapides), les points de mesure devraient s'aligner sur un diagramme binaire. Or un deuxième alignement apparaît, avec un déficit relatif en sulfates, et cet alignement correspond aux écoulements permanents type lents. Le couple sulfates-chlorures est donc un outil potentiel de différenciation des types de circulations rencontrées dans la zone non saturée.

En général, il est rare d'observer directement les écoulements de façon représentative dans la zone non saturée, les observations sont donc faites aux exutoires des systèmes. Toutefois au sein de la zone saturée, toutes les évolutions chimiques se font en système fermé sur la phase gazeuse. Par conséquent si les teneurs en sulfates varient au sein de la zone saturée, il est fort probable que cela se fasse de façon proportionnelle aux concentrations des écoulements de la zone non saturée.

Dans ce cas, les systèmes pour lesquels : (i) il n'y a pas de sources internes de pollutions en sulfates, (ii) les concentrations en nitrates sont faibles, (iii) la zone non saturée est suffisamment développée (iv) et/ou la zone saturée ne modifie pas trop le signal en sulfates, il doit être possible d'interpréter les variations en sulfates en terme de caractérisation des écoulements au sein de la zone non saturée, plus qu'en temps de séjour au sein de l'aquifère.

L'étude des teneurs en COT et en magnésium des écoulements durant des périodes climatiques contrastées a également permis de montrer un fonctionnement chimique par effet de seuil en période de basses eaux, visible pour les écoulements lents et intermédiaire GAS et C du fait de leur continuité temporelle, comme en hydrodynamique : une chute brutale des teneurs en COT synchrone à une augmentation des teneurs en magnésium sont observées durant la période sèche à événements extrêmes, alors que les débits restent constants et qu'aucune impulsion pluvieuse n'est enregistrée. Ce phénomène n'a jamais été observé auparavant durant la période d'étude, aussi il est exceptionnel, la façon brutale avec laquelle se déroule ce phénomène, indépendamment de variations hydrodynamiques significatives est remarquable. Ces variations particulières des teneurs en COT et magnésium, pour tous les types d'écoulement montrent donc que les réserves d'eaux récentes qui circulent rapidement dans le système (teneurs en COT élevées et faibles en magnésium), suite à la recharge abondante durant les périodes précédentes, sont épuisées ; ainsi, les réserves d'eaux plus anciennes stockées dans le système, caractérisées par un temps de séjour plus long (teneurs en COT moins élevées et en magnésium plus élevées) sont de nouveau sollicitées, et ces types d'eau sont

observées lors de ce phénomène. Une modification du fonctionnement chimique des écoulements au sein de la zone non saturée apparaît donc, alors qu'aucune variation hydrodynamique n'est visible. Ces écoulements pourraient donc être un mélange d'au moins deux types d'eaux, avec des seuils d'activation/fonctionnement hydrodynamique différents, et de compositions chimiques différentes.

Finalement, sur toute la période d'étude (2004-2012) les teneurs en magnésium et en COT ont des plages de variation constantes, sauf durant la période sèche post-humide, pour laquelle, globalement, une chute des concentrations en magnésium et une augmentation globale des teneurs en COT sont observées, pour les écoulements type lent et intermédiaire. Durant la période sèche post-humide, la pluviométrie montre une forme particulière, car les quantités sont relativement moyennes par rapport aux autres périodes, mais précipitées par épisodes intenses et courts. Ces épisodes de précipitations de formes particulières arrivent dans le système alors qu'il est déjà bien chargé, suite aux périodes de reprise et humide. Il apparaît donc au cours de cette période sèche à événements extrêmes des phénomènes similaires à des by-pass au sein de la zone non saturée, qui favorisent des circulations très rapides au sein du système, jusqu'aux écoulements mesurés.

Au sein de la zone non saturée, la mobilisation des différents types de réserves au cours de l'étiage ne se fait pas forcément progressivement mais peut se faire de façon brutale comme s'il existait des seuils de conditions hydrogéologiques permettant la sollicitation ou non de certaines réserves.

Une analyse en composante principale est effectuée sur les données chimiques des points d'écoulements avec un nombre suffisant de mesure au cours de la période d'étude, pour être intégrer dans ce type d'analyse. C'est pourquoi la totalité des écoulements n'apparaît pas dans cette analyse, apparaissent uniquement 13 écoulements (3 type lent et 10 type intermédiaire). Cette étude est menée afin de déterminer de façon synthétique les relations entre les différentes variables et les écoulements. Cette méthode permet de déterminer de façon quantitative les principaux facteurs qui influent sur la variance totale.

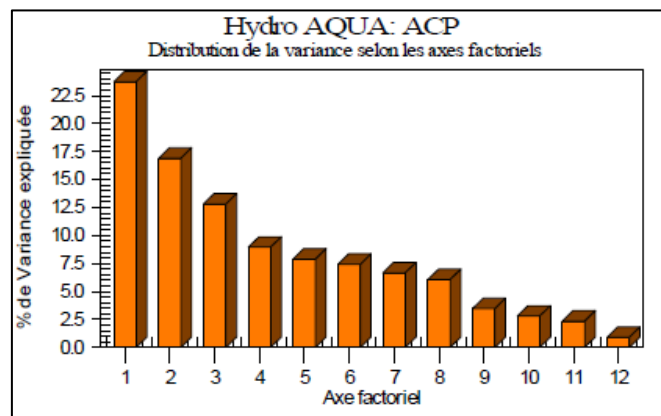


Figure 3-1 Distribution de la variance

Les trois premiers axes de l'ACP expliquent 51 % des variations des échantillons. La variance se distribue sur de nombreux axes (Figure 3-1), ce qui témoigne d'un jeu de données complexe.

Les variations de composition chimique (tous écoulements confondus et tous paramètres confondus) ne peuvent pas se résumer en un nombre restreint de processus forts (source de variabilité). Il existe un nombre important (plus de 3) de processus qui ont des intensités comparables.

L'axe 1 (22 %) est déterminé par la conductivité, l'alcalinité et les teneurs en calcium (Figure 3-2). Ce groupe de variable est associé à la minéralisation, essentiellement par dissolution de la calcite. L'axe 2 (17 %) oppose les variables magnésium et nitrate pour les eaux moyennement minéralisées d'une part, aux variables sulfate et COT pour les eaux diluées d'autre part (Figure 3-2).

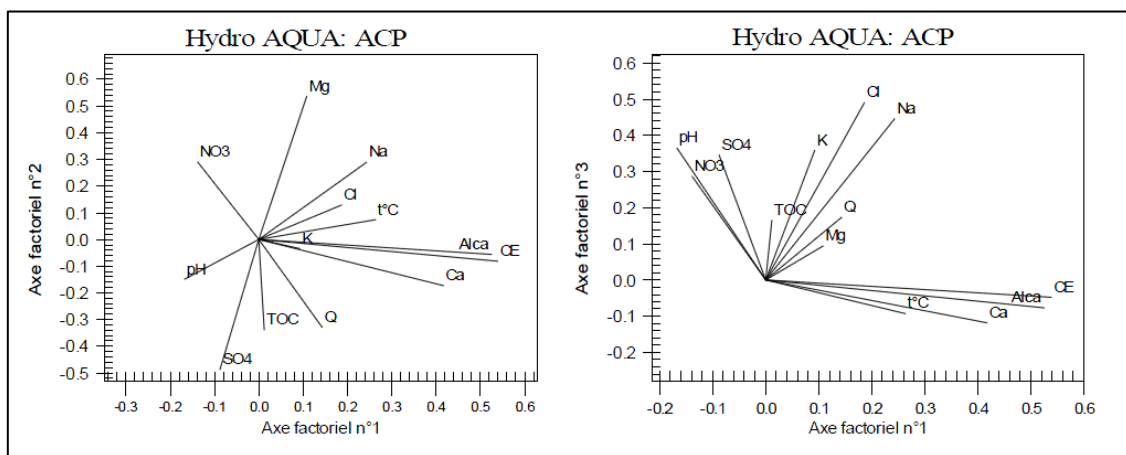


Figure 3-2 ACP, graphique des variables

Enfin le troisième axe (12 %) oppose des eaux riches en chlorure, sodium, potassium (avec du nitrate et du COT) à des eaux carbonatées calco-magnésiennes. Cette opposition pourrait traduire une distinction entre les éléments issus de la dissolution des calcaires, donc des éléments lithologiques, d'autres éléments d'origine plus superficielle principalement.

Les différents écoulements se distinguent très bien par le second axe factoriel (Figure 3-2). Les écoulements lents A et B ont des comportements similaires et présentent des valeurs extrêmes. L'écoulement D se distingue par des valeurs extrêmes, il présente des comportements similaires à l'écoulement intermédiaire W. Enfin, les écoulements intermédiaires C, GAS et Q ont des valeurs faibles.

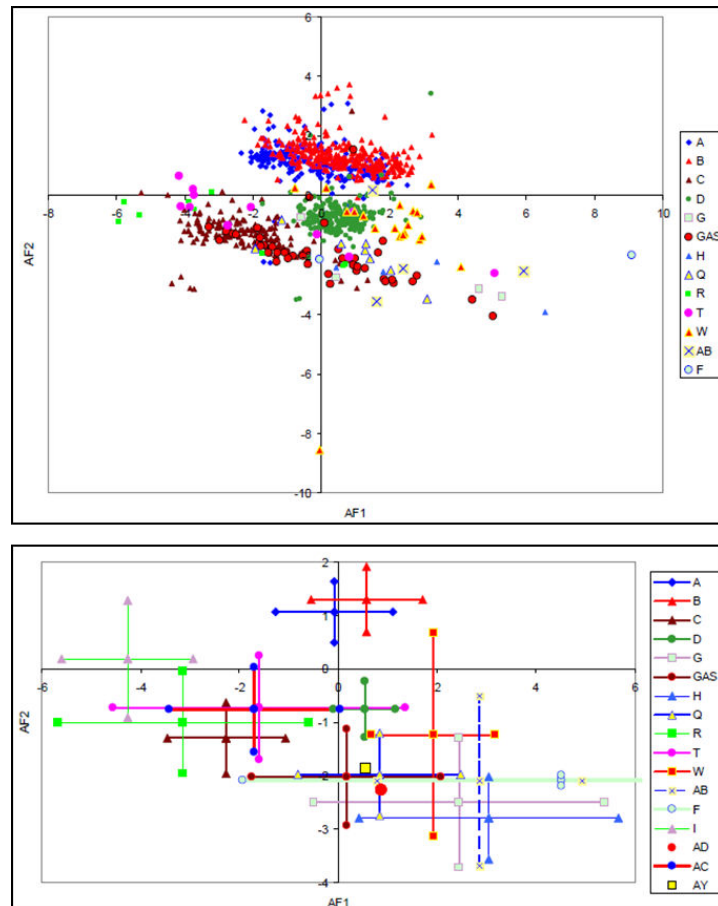


Figure 3-3 Distribution des échantillons dans le premier plan factoriel et position moyenne et écart-type de chaque écoulement dans le premier plan factoriel

Le premier plan factoriel montre que les différents écoulements se différencient les uns des autres, et qu'ils présentent une nette variabilité temporelle.

Les différents écoulements montrent une variabilité de minéralité (représentée par l'axe 1), ce qui se traduit par des nuages allongés horizontalement (Figure 3-3). Cette variabilité de la minéralité est forte pour les écoulements type lent, A et B et pour l'écoulement type intermédiaire C. L'écoulement type lent D présente quant à lui une faible variabilité de la dilution lors des périodes humides.

La variabilité de la minéralité des écoulements type intermédiaire GAS, Q, W et T est très forte. Il s'agit d'écoulements peu tamponnés, sensibles aux conditions hydriques, représentés par des circulations rapides.

Cette minéralité ne permet pas de distinguer les écoulements lents A, B, D, mais l'écoulement intermédiaire C présente une minéralité différente des écoulements lents. Par ailleurs les écoulements intermédiaires F, AB et H présentent des minéralités très différentes des autres écoulements.

Le second axe factoriel permet de mieux différencier les écoulements. En effet, la variabilité temporelle de l'axe factoriel 2 est plus faible sur chaque écoulement, par rapport à la variabilité entre écoulements. Cet axe oppose les eaux moyennement minéralisées riches en nitrates (et chlorure, sodium) aux eaux diluées marquées par le COT et le sulfate.

Le troisième axe factoriel oppose des eaux riches en chlorure, sodium, potassium (avec du nitrate et du COT) à des eaux carbonatées calco-magnésiennes. Cette opposition traduit une distinction entre les éléments issus de la dissolution des calcaires, c'est-à dire lithologique, des autres éléments, principalement d'origine plus superficielle. Cet axe permet aussi de différencier un certain nombre d'écoulements, notamment les écoulements intermédiaires T, G, F et AB, du reste des écoulements.

Les valeurs moyennes et les écarts types des valeurs de l'axe factoriel 1 et 2 ont été calculés pour les différents points d'échantillonnage.

La représentation de la position moyenne et de l'écart-type des écoulements dans le premier plan factoriel sur la Figure 3-3 permet d'apprécier le degré de ressemblance (ou de dissemblance) globale entre les différents écoulements. Ainsi, les écoulements lents A et B présentent des caractéristiques très proches en termes de valeur moyenne et de variabilité, sur chacun des axes. Cette remarque est également valable pour les écoulements intermédiaires GAS et Q. De plus, si la variabilité sur le premier axe factoriel est plus forte que sur le second axe pour tous les écoulements globalement, ceci est valable pour chacun des points d'écoulement, sauf l'écoulement intermédiaire W, mais cet écoulement n'a pas fait l'objet de nombreux prélèvements. En revanche la variabilité de l'écoulement lent D (grand nombre de prélèvement) est faible sur le premier et le deuxième axe factoriel. Il apparaît donc comme un écoulement de composition assez moyenne par rapport aux autres écoulements, et de faible variabilité temporelle.

Les positions des centres de gravité des nuages de points dans le plan factoriel (Figure 3-3) permettent de les classer par proximité dans le premier plan factoriel.

Finalement, les variables COT, Sulfate versus Nitrate et Magnésium (et chlorure, sodium) sont les variables qui permettent de différencier les écoulements lents, intermédiaires et rapides.

Le premier axe concerne donc la concentration des éléments majeurs dissous dans les écoulements. En hydrologie, mais aussi dans les écoulements des sols, il existe des relations d'hystérésis entre les concentrations en éléments chimiques et les débits. Les éléments majeurs solubles ont généralement un sens senestre, alors que les composés tels que les particules solides ou des éléments peu mobiles (tels que le potassium par exemple) ont, au contraire, un sens dextre. Les axes ACP se comportant comme un traceur ou un paramètre hydrochimique global, il est donc possible d'étudier la relation des éléments chimiques avec le débit. A titre d'exemple, pour un épisode d'augmentation puis diminution de débit au point A, il est possible d'étudier l'hystérésis de la relation Axes Factoriels /débit.

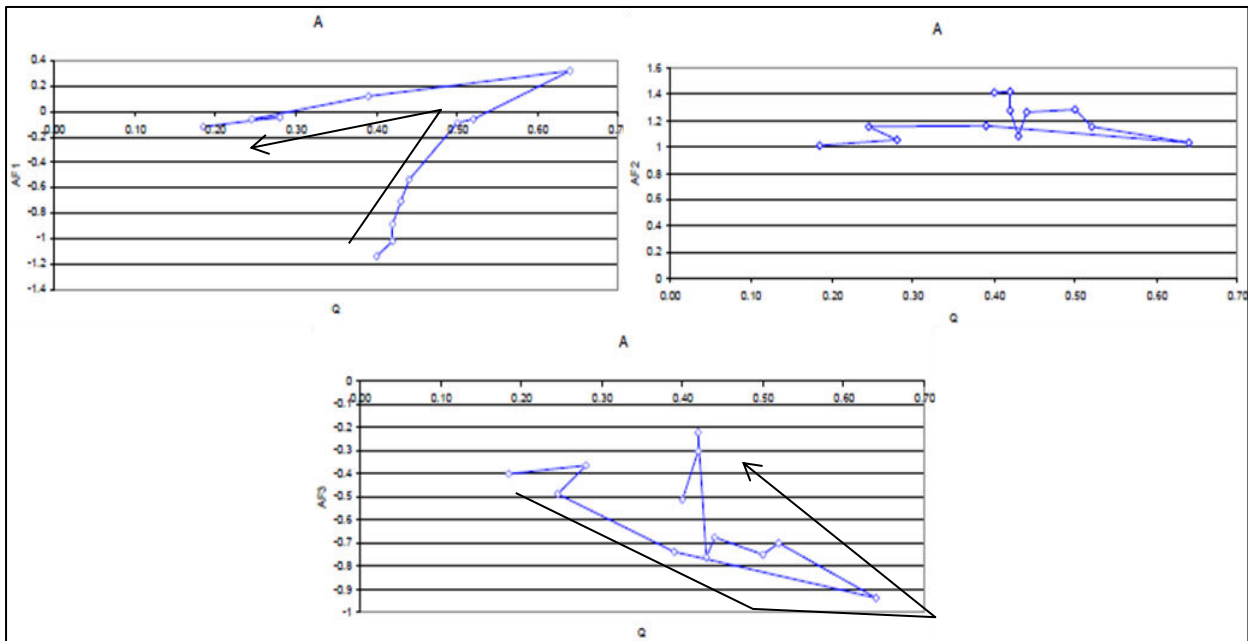


Figure 3-4 Hystérésis des axes factoriels en fonction du débit pour l'écoulement A

L'axe factoriel 1 présente une hystérésis senestre, comme les éléments solubles majeurs dans les sols, tandis que l'axe factoriel 2 ne présente pas d'hystérésis. Le troisième axe factoriel montre une hystérésis dextre, mais modérée. Le caractère dextre confirme le lien entre l'axe factoriel 3 et les éléments peu solubles, plutôt liés à du transport solide.

Cette ACP confirme donc les études hydrochimiques et va même plus loin, notamment avec comme perspective l'étude des écoulements par approche géostatistique.

Dans ce travail, les écoulements ont donc pu être caractérisés et paramétrés, aussi bien d'un point de vue hydrodynamique que d'un point de vue hydrochimique et structural. Les résultats permettent d'identifier des jeux de paramètres nécessaires à la modélisation future de ces écoulements au sein de la zone non saturée. Mais il est nécessaire d'approfondir les études afin de définir le poids de ces différents paramètres majeurs, et de vérifier que ceux proposés dans ce travail sont les bons.

Sur la base du fonctionnement schématique de la zone non saturée établi dans le chapitre 2, partie D, il a été montré que le type de modèle le plus adapté pour les écoulements de la zone non saturée est un modèle réservoir qui prend en compte les processus non linéaires qui existent dans la zone non saturée. Ainsi le modèle réservoir proposé par Tritz et al. (2011) apparaît comme le plus à même de modéliser les trois types d'écoulements observés dans la zone non saturée et pour lequel ce travail propose une modification pour considérer de façon plus précise la zone non saturée dans les modèles d'écoulements des systèmes karstiques.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail avait pour objectif la caractérisation du fonctionnement de la zone non saturée du karst, et plus particulièrement l'étude de la répartition spatiale des écoulements, de leur typologie, de leurs modalités d'activations et de fonctionnement, tout en prenant en compte l'influence du contexte géologique local.

L'établissement d'une classification hydrodynamique, confirmée par la classification hydrochimique des écoulements au sein de la zone non saturée a nécessité l'étude d'un grand nombre d'écoulement (44) sous différents contextes climatiques.

Trois composantes hydrodynamiques à l'écoulement ont été mises en évidence et caractérisées, (i) une composante lente, permanente, drainant des « réserves » significative au sein de la zone non saturée (avec des temps de séjour relativement importants), et ayant un seuil maximal d'écoulement, (ii) une composante intermédiaire, temporaire avec une certaine continuité temporelle, représentée par des circulations plus rapides et un fonctionnement de type hystérésis et (iii) une composante rapide, temporaire aussi mais sans réelle continuité temporelle, et qui inclue deux types de fonctionnement : soit un fonctionnement par « trop plein » d'un des deux autres types d'écoulement, soit par des circulations très rapides depuis la surface.

Ces trois composantes hydrodynamiques sont validées et précisées par les traçages naturels, qui montrent en plus (i) l'intérêt de l'utilisation des marqueurs du temps de séjour COT et magnésium dans la zone non saturée, (ii) la possibilité d'utiliser les concentrations en sulfates comme marqueur de différenciation des trois composantes et (iii) l'existence de seuil hydrodynamique de sollicitation de différents types de réserves dans la zone non saturée, non visible sur l'analyse des chroniques de débits mais clairement mis en évidence par traçage naturel. Avec ces caractéristiques intégratrices, le traçage naturel permet d'appliquer la classification des écoulements même là où un suivi temporel classique (nécessaire à l'approche hydrodynamique) n'est pas possible. Le Tableau 3-1 synthétise, pour chaque type d'écoulement rencontré dans la zone non saturée, c'est-à-dire, types lent, intermédiaire et rapide, la relation entre les conditions pluviométriques et hydrogéologiques du système et les réponses hydrodynamiques et hydrochimiques, en fonction des différentes périodes climatiques identifiées durant la période d'étude.

L'étude des conditions climatiques a permis de souligner l'importance de la prise en compte des conditions climatiques précédentes et des conditions hydrogéologiques (état de saturation, connectivité hydraulique, ...) préexistantes dans le système.

Conclusions générales

Ce travail montre également la structuration des écoulements avec la profondeur et l'intérêt d'un suivi à long terme des écoulements, afin de pouvoir les étudier sous conditions climatiques contrastées. Ces conditions induisent différents types de réponses hydrodynamiques et hydrochimiques qui viennent s'ajouter aux effets de non-linéarité et les modifier.

Enfin, l'étude des réponses des trois composantes d'écoulement sous différentes conditions climatiques a permis de mettre en évidence/confirmer et surtout de caractériser (Tableau 3-1) les facteurs principaux influençant ces réponses au sein de la zone non saturée :

- l'état/développement de karstification, qui joue un rôle important dans la répartition spatiale des différents types d'écoulement,
- la variabilité des conditions climatiques, comme l'alternance de périodes sèches et humides ou l'intensité des phénomènes pluvieux, particulièrement importantes en région méditerranéenne,
- les conditions pluviométriques précédentes, qui sont un moyen simple d'approcher l'état hydrique du système et qui vont donc conditionner la réponse hydrogéologique, et donc l'état de saturation antécédent du système,
- la structuration des épisodes pluvieux, il a été mis en évidence que la distribution temporelle des quantités et des intensités influencent fortement la réponse de chaque type d'écoulement, et de manière différente selon le type d'écoulement ;

Les principaux facteurs influençant les trois composantes à l'écoulement au sein de la zone non saturée que nous venons de voir sont résumés dans le Tableau 3-1. Ce tableau a été conçu comme un outil devant aider au choix et à la caractérisation des paramètres nécessaires et suffisants à la modélisation mathématique de la zone non saturée.

Ce travail nous a donc permis de proposer un modèle conceptuel de fonctionnement de la zone non saturée, avec proposition d'un jeu de paramètres utile et nécessaire à la modélisation, mais comme tous travaux de recherches il pose de nouvelles questions, nécessite des compléments d'études et ouvre de nouvelles perspectives. Le Tableau 3-1 ne résume les paramètres que de façon qualitative, il reste donc à estimer ces paramètres de façon quantitative. De plus, il sera également intéressant de quantifier les paramètres relatifs aux 3 types d'écoulement par une approche géostatistique, déjà initiée par l'ACP dans la partie synthèse, afin de débiter la modélisation mathématique de la zone non saturée.

Au sein de l'UMR EMMAH, l'approche spéléologique (complémentaire de celle menée au LSBB) des écoulements au sein de la zone non saturée est en cours de développement, avec l'étude des mises en charge des gouffres et des avens sur le plateau d'Albion (bassin d'alimentation de la zone d'étude). Il

Conclusions générales

sera donc intéressant de croiser ces études avec celles menées au LSBB. Enfin, il sera nécessaire d'étudier les relations entre la zone non saturée et la zone saturée et l'exutoire de Fontaine de Vaucluse, afin de replacer la caractérisation du fonctionnement de la zone non saturée dans un contexte plus global et général.

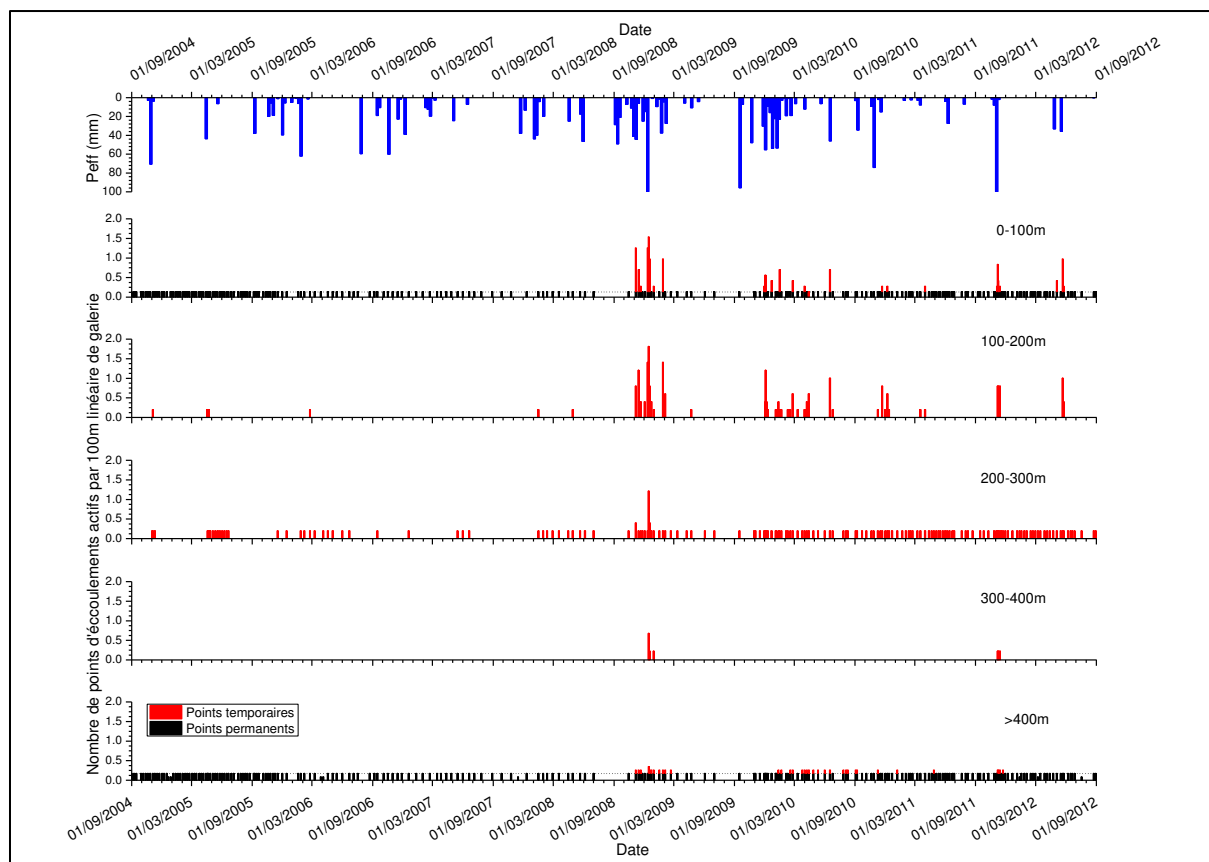
Conclusions générales

	contexte hydrogéologique					Réponses hydrodynamiques						Réponses hydrochimiques								
						écoulements activés														
	conditions antécédentes		Periode considérée			Lent		Intermediaire		Rapide		Lent			Intermédiaire			Rapide		
conditions hydrodynamiques	conditions pluviométriques	débits	Pquantité	Pintensité	nbre %	durée	nbre %	durée	nbre %	durée	minéralisation	variabilité	Temps de séjour	minéralisation	variabilité	Temps de séjour	minéralisation	variabilité	Temps de séjour	
Période de reprise	forte recession	-	Débit augmente	+	= puis +	100	+	100	=	100	=	-	+	=	+	+	=	+	+	-
Période humide	débit augmente	+	Débit fort	+	=	100	+	92	+	21	+	-	+	=	=	=	=	-	=	=
Période sèche post-humide	débit fort	+	début de récession	=	+	100	+	75	-	17	-	=	=	-	-	=	-	-	-	-
Période sèche à év. Extrêmes	début de récession	=	récession	-	-	100	+	83	-	10	-	=	=	=	= à -	-	=	=	-	= à +
Période sèche	récession	-	forte récession	-	-	100	+	17	-	0	X	+	-	+	=	-	+	X	X	X

Tableau 3-1 Tableau synthétique des réponses hydrodynamiques et hydrochimiques des trois types d'écoulement en fonction des différentes périodes entre 2004 et 2012

ANNEXES

Annexe 1



Nombre de points d'écoulement activés par classe de profondeur par unité de surface (100 m de galerie) en fonction de la pluie efficace entre 2004 et 2012

Annexe 2

Paramètres	Symboles	Entrée	Sol	EK	UZ	SZ	Sorties
Précipitations	P	I					
Seuil haut de débit au-dessus duquel les écoulements rapides sont activés	H_q			I	I	I	
Seuil de débit d'activation intermédiaire	H_{i2}			I	I		
Seuil de débit d'activation inférieur	H_{i1}			I	I		
Niveau d'eau	h			C	C	C	
Evapotranspiration	ET		C				
Infiltration efficace	Ia		C	C			
By-pass de l'épikarst	Q_f		C	C			
Débits des écoulements lents	Q_d			C	C	C	
Débits des écoulements rapides	Q_q			C	C	C	
Débits des écoulements intermédiaires	Q_i			C	C		
Sources secondaires, temporaires	Q_{sec}						
Exutoire principal du système	Q_{out}						C

Paramètres du schéma conceptuel (I= données d'entrées et C= valeurs calculées)

Annexe 3

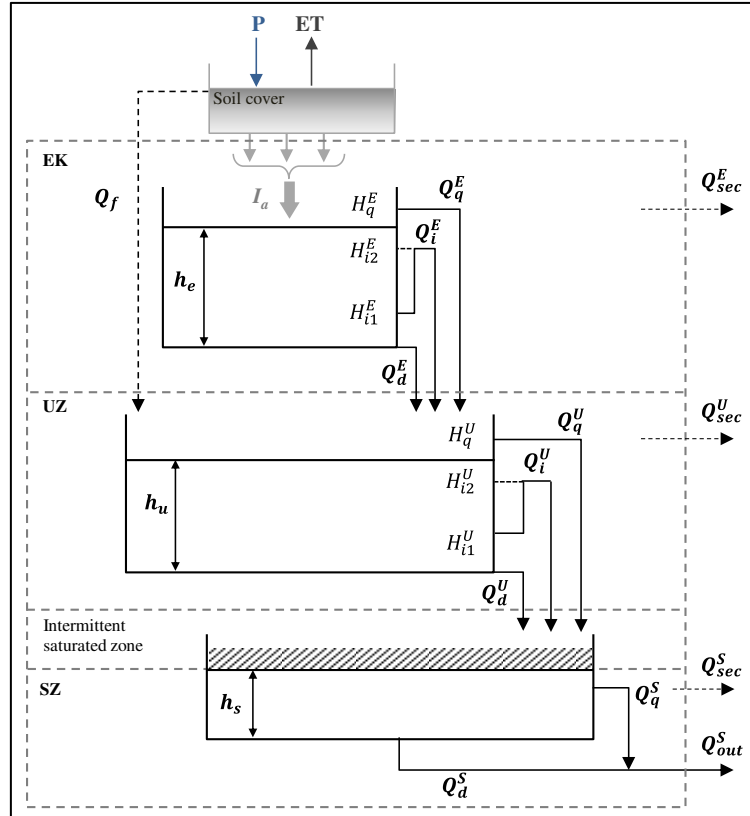


Schéma conceptuel des écoulements dans la zone non saturée, couplé à un modèle générique de système karstique

Dans cette approche, une zone non saturée homogène est considérée. Chaque réservoir correspond à une entité de stockage du système karstique.

Le réservoir de surface représente le sol. Il répartit les précipitations P et l'évapotranspiration ET , l'infiltration efficace I_a et les potentiels processus de by-pass Q_f . Le réservoir supérieur représente l'épikarst et les réservoirs intermédiaire et inférieur représentent respectivement la zone non saturée et la zone saturée.

Le niveau d'eau effectif dans les réservoirs est noté h .

Dans le réservoir épikarst, Q_f représente l'eau d'infiltration en excès qui bypass l'épikarst en réponse à une grande quantité de précipitation. À part cet écoulement de by-pass, qui est spécifique à l'épikarst, on retrouve dans les réservoirs épikarst et zone non saturée :

- (i) Des écoulements lents avec un comportement linéaire, notés Q_d , l'index supérieur qui apparait dans le schéma indique le réservoir considéré (\mathcal{E} \mathcal{U} et \mathcal{S} pour l'épikarst, la zone non saturée et la zone saturée respectivement), et représentés par l'équation (1),
- (ii) Des écoulements rapides représentés par une fonction linéaire de décharge à seuil, notés Q_q , et représentés par l'équation (2),
- (iii) Des écoulements intermédiaires avec une loi de décharge type hystéresis, notés Q_i .et représentés par l'équation (3).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Affek, H., Ronen, D., Yakir, D. (1998). Production of CO₂ in the capillary fringe of deep phreatic aquifer. *Water Resources Research*, 34(5), 989-996.
- Allison, G. B., Stone, W. J., Hughes, M. W. (1985). Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. *Journal of Hydrology*, 76, 1-25.
- Andreo, B., Linan, C., Carrasco, F., de Cisneros, C. J., Caballero, F., Mudry, J. (2004). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (O-18 and H-2) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (Spain). *Applied Geochemistry*, 19(4), 561-574.
- Aquilina, L., Ladouche, B., Dorfliger, N. (2006). Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology*, 327(3-4), 472-485.
- Arbel, Y., Greenbaum, N., Lange, J., Inbar, M. (2010). Infiltration processes and flow rates in developed karst vadose zone using tracers in cave drips. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(14), 1682-1693.
- Atkinson, T. (1977). Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35(1-2), 93-110.
- Atkinson, T. C. (1985). Present and future directions in karst hydrogeology. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 108, 293-296.
- Baedke, S. J., Krothe, N. C. (2001). Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. *Water Resources Research*, 37(1), 13-19.
- Bailly-Comte, V., Martin, J. B., Jourde, H., Screaton, E. J., Pistre, S., Langston, A. (2010). Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *Journal of Hydrology*, 386(1-4), 55-66.
- Bakalowicz, M. (1976). Géochimie des eaux karstiques. Une méthode de l'organisation des écoulements souterrains, 2ème colloque d'Hydrologie en pays calcaire, Besançon, pp. 49-58.
- Bakalowicz, M. (1982). La genèse d'un aquifère karstique vue par un géochimiste, Reunion Monografica sobre el karst, Larra, pp. 159-174.
- Bakalowicz, M. (1995). La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthode d'études? Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, 4:3-21.
- Bakalowicz, M. (1999). Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques: Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse.
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 148-160.
- Bakalowicz, M., Aminot, A. (1974). Géochimie des eaux d'aquifères karstiques: premiers résultats obtenus sur le système karstique du Baget durant le cycle hydrologique 1983. *Annales de Spéléologie*, 29(4): 484-493.
- Bakalowicz, M., Jusserand, C. (1986). Etude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes géochimiques et isotopiques, cas de la grotte de Niaux (Ariège, France), Hommage à André BURGER. *Bulletin du centre d'hydrogéologie, université de Neuchâtel*, n°7, pp 264-283, 20p.
- Baker, A., Lamont-Black, J. (2001). Fluorescence of dissolved organic matter as a natural tracer of ground water. *Ground Water*, 39(5), 745-750.
- Baldini, J. U. L., McDermott, F., Fairchild, I. J. (2006). Spatial variability in cave drip water hydrochemistry: Implications for stalagmite paleoclimate records. *Chemical Geology*, 235(3-4), 390-404.
- Barbera, J. A., Andreo, B. (2010). Duality of functioning in a karst system under mediterranean climate conditions, deduced from hydrochemical characterization, 4th International symposium on karst, Malaga, pp 189-194 , 6p.
- Batiot, C. (2002). Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques. Apport du carbone organique et du carbone minéral à la connaissance hydrogéologique des systèmes. Site expérimental de Vaucluse, Jura, Larzac, Région Nord-Montpelliéraine, Nerja (Espagne). Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 247 pp.

- Batiot, C., Emblanch, C., Blavoux, B. (2001). Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques par la variabilité des teneurs en COT à leur exutoire. Expérimentation sur différents aquifères du Sud-Est de la France. Sciences et techniques de l'environnement. Mémoire hors-série, 27-30.
- Batiot, C., Emblanch, C., Blavoux, B. (2003). Total Organic Carbon (TOC) and magnesium (Mg^{2+}): two complementary tracers of residence time in karstic systems. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(2), 205-214.
- Behnke, J. (1975). A summary of the biogeochemistry of nitrogen compounds in ground water. *Journal of Hydrology*, 27(1-2), 155-167.
- Bignot, G. (1972). Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. Thèse, Université de Paris, 353p.
- Birk, S., Liedl, R., Sauter, M. (2004). Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology*, 286(1-4), 179-193.
- Blanc, J. J. (1997). Géodynamique et histoire du karst. Application au sud-est de la France (Paleokarsts, evolution and geodynamics. Application to the South-eastern France). *Quaternaire*, 8(2-3), 91-105.
- Blavoux, B., Mudry, J. (1983). Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques. *Hydrogéologie - Géologie de l'Ingénieur*, 4, 269-278.
- Blavoux, B., 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*, 2(4), 667-674.
- Blondel, T. (2008). Traçage spatial et temporel des eaux souterraines dans les hydrosystèmes karstiques par les matières organiques dissoutes: expérimentation et application sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel – Pays d'Apt et de Fontaine de Vaucluse. Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 186 pp.
- Blondel, T., Emblanch, C., Dudal, Y., Batiot-Guilhe, C., Travi, Y., Gaffet, S. (2010). Transit Time Environmental Tracing from Dissolved Organic Matter Fluorescence Properties in Karstic Aquifers. Application to Different Flows of Fontaine de Vaucluse Experimental Basin (SE France). *Environmental Earth Sciences*, 1, 143-149.
- Carrière, S. D., Chalikhakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C., Emblanch, C. (2013). Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics*, 94(0), 31-41.
- Celle-Jeanton, H., Emblanch, C., Mudry, J., Charmoille, A. (2003). Contribution of time tracers (Mg^{2+} , TOC, $\delta^{13}C_{TDIC}$, NO_3^-) to understand the role of the unsaturated zone. A case study : Doubs valley karst aquifer, Eastern France. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1322.
- Celle, H. (2000). Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale - Approche isotopique et chimique. Thèse, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 222 pp.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Mudry, J. (2012). Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small Jura karst system. *Journal of Hydrology*, 460, 52-64.
- Charmoille, A. (2005). Traçage hydrochimiques des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés, Thèse, Université de Franche Comté, 320p.
- Chen, X., Zhang, Y. F., Xue, X. W., Zhang, Z. C., Wei, L. N. (2012). Estimation of baseflow recession constants and effective hydraulic parameters in the karst basins of southwest China. *Hydrology Research*, 43(1-2), 102-112.
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R. P., Vogt, R. D., Andersen, S. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - A step towards second generation acidification models. *Journal of Hydrology*, 116(307-320).
- Clark, I. D., Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, 328 p.

- Cognard-Plancq, A.-L., Gevaudan, C., Emblanch, C. (2006). Historical monthly rainfall-runoff database on Fontaine de Vaucluse karst system : review and lessons Paper presented at the Karst,cambio climatico y aguas submediterraneas, Malaga.
- Contractor, D. N., Jenson, J. W. (2000). Simulated effect of vadose infiltration on water levels in the Northern Guam Lens Aquifer. *Journal of Hydrology*, 229(3-4), 232-254.
- Couturaud, A. (1993). Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse (karstification et aquifère sous couverture). Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 159 pp.
- Cruz, F. W., Karmann, I., Viana, O., Burns, S. J., Ferrari, J. A., Vuille, M., Sial, A. N., Moreira, M. Z. (2005). Stable isotope study of cave percolation waters in subtropical Brazil: Implications for paleoclimate inferences from speleothems. *Chemical Geology*, 220(3), 245-262.
- Dal Soglio, L. (2013). Processus d'écoulements préférentiels dans le système karstique Fontaine-de-Vaucluse (84) :Influence de la prise en compte d'un effet hystérétique dans la modélisation hydrodynamique. Mémoire de fin d'étude Master 2. Centre Scientifique et Technique Jean Féger – TOTAL.SA – Pau (64). Université d'Avignon.
- Danquigny, C., Emblanch, C., Blondel, T., Garry, B., Roche, A., Sudre, C. (2010). Influence of Great Flood on the Functioning of Karst Aquifer: Example of the Fontaine de Vaucluse Karst System (SE France), 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 115-121.
- Delannoy, J.-J., Peiry, J.-L., Perrette, Y., Destombes, J.-L. (1999). Articulation des aspects expérimentaux, théoriques et méthodologiques de l'étude d'un système karstique à des fins environnementales: le laboratoire de Choranche (Vercors-France). *Karst 99 – European Conference, Etudes de géographie physique, supplément no 18* : 77-82.
- Desmarais, K., Rojstaczer, S. (2002). Inferring source waters from measurements of carbonate spring response to storms. *Journal of Hydrology*, 260(1–4), 118-134.
- Destombes, J.-L., Cordonnier, M., Gadat, J.-Y., Delannoy, J.-J. (1997). Periodic and aperiodic forcing of water flow through sodastraw stalactites (Choranche,Vercors, France). *Proceedings of the International Congress of Speleology, Switzerland, Volume 2* : 69-73.
- 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(2), 165-176.
- Drake, J. J., Harmon, R. S. (1973). Hydrochemical environments of carbonate terrains. *Water Resources Research*, 9(4), 949-957.
- Dreiss, S. J. (1989). Regional scale transport in a karst aquifer .2. Linear-systems and time moment analysis. *Water Resources Research*, 25(1), 126-134.
- Drogue, C. (1969). Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens, thèse d'Etat, université de Montpellier II, 462 p.
- Drogue, C. (1971). Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace, sur les roches calcaires, Actes colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, pp. 121-131.
- Drogue, C. (1992). Hydrodynamics of karstic aquifers: experimental sites in the mediterranean karst, Southern France. In: W. Back, J.S. Herman and H. Paloc (Editors), *Hydrogeology of selected karst regions, International contributions to Hydrogeology*, Vol. 13. Heinz Heise, Hannover: 133-149.
- Dubois, J.-D., Mazor, E., Jaffé, F., Bianchetti, G. (1993). Hydrochimie et géothermie de la région de Saillon. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 12, 71-85.
- Edmunds, W., Miles, D., Cook, J. (1984). A comparative study of sequential redox processes in three British aquifers. *International Association of Science Hydrology Publication*, 150, 55-70.
- Einsiedl, F. (2005). Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 312(1–4), 312-321.
- Emblanch, C. (1997). Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 195 p.

- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J. M., Couren, M. (1998). The use of carbon 13 as a tracer of the karst unsaturated zone. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II Fascicule A-Earth and Planetary Science*, 326(5), 327-332.
- Emblanch, C., Garry, B., Blondel, T., Marc, V., Andreo, B. (2006). Karst aquifers : a high diversity but also a same identity. Paper presented at the Congreso internacional sobre el agua subterránea en los países mediterráneos, Málaga, Espagne.
- Emblanch, C., Zuppi, G. M., Mudry, J., Blavoux, B., 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.
- Fairchild, I. J., Tuckwell, G. W., Baker, A., Tooth, A. F. (2006). Modelling of dripwater hydrology and hydrogeochemistry in a weakly karstified aquifer (Bath, UK): Implications for climate change studies. *Journal of Hydrology*, 321(1-4), 213-231.
- Faulkner, J., Hu, B. X., Kish, S., Hua, F. (2009). Laboratory analog and numerical study of groundwater flow and solute transport in a karst aquifer with conduit and matrix domains. *Journal of Contaminant Hydrology*, 110(1-2), 34-44.
- Fernandez-Cortes, A., Calaforra, J. M., Sanchez-Martos, F., Gisbert, J. (2007). Stalactite drip rate variations controlled by air pressure changes: an example of non-linear infiltration processes in the 'Cueva del Agua' (Spain). *Hydrological Processes*, 21(7), 920-930.
- Filipponi, M., Jeannin, P. Y., Tacher, L. (2009). Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106(1-2), 86-99.
- Fleury, P. (2005). Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation, Thèse, Université Paris 6, France. University Paris 6, France.
- Fleury, P., Plagnes, V., 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.
- Fontes, J. C. (1976). Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. Thèse de doctorat d'état, Université Paris 7, 208 p.
- Ford, D., Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman et Hall (Editeurs), 601 p.
- Ford, D., Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, 562p.
- Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J., Dupont, J. P. (2007). Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal*, 15(4), 689-704.
- Friederich, H., Smart, P. (1982). The classification of autogenic percolation waters in karst aquifers: a study in GB Cave, Mendip Hills, England. *Proceedings, University of Bristol, Speleological Society*, 16, 143-159.
- Garry, B. (2007). Etude des processus d'écoulement 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, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 216 p.
- Garry, B., Blondel, T., Emblanch, C., Sudre, C., Bilgot, S., Cavaillou, A., Boyer, D., Auguste, M. (2008). Contribution of artificial galleries to the knowledge of karstic system behaviour in addition to natural cavern data. *International Journal of Speleology*, 37(1), 75-82.
- Gèze, B. (1973). Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. , *Annales de Spéléologie*, vol. 28 n°1, pp 1-20, 20p.
- Goldscheider, N. (2002). Hydrogeology and vulnerability of karst systems - Examples from the northern Alps and Swabian. Thèse, Université de Karlsruhe, 237p.
- Goldscheider, N. (2004). The concept of groundwater vulnerability. In: Zwahlen F (ed) *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers*, final report COST Action 620. European Commission, Directorate-General for Research, EUR 20912:5-9.
- Gouisset, Y. (1981). Le karst superficiel: genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques. Université des Sciences et techniques du Languedoc, 218 pp.

- Gunn, J. (1981). Hydrological processes in karst depressions. *Zeit. Geomorph*(25), 313-331.
- Gunn, J., Lowe, D. J. (2000). Speleogenesis of tectonically active carbonate islands, in speleogenesis; evolution of karst aquifers (Klimchouk A.V., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W.) National speleological society of America, Huntsville, Alabama, USA, pp 238-243, 236p.
- Hendry, M., Lawrence, J., Zanyk, B., Kirkland, R. (1993). Microbial production of CO₂ in unsaturated geologic media in a mesoscale model. *Water Resources Research*, 29(4), 973-984.
- Hooper, R. P., Christophersen, N., Peters, N. E. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 116, 321-343.
- Igbal, M. Z., Krothe, N. C. (1995). Infiltration mechanisms related to agricultural waste transport through the soil mantle to karst aquifers of southern Indiana, USA. *Journal of Hydrology*, 164(1), 171-192.
- Jukic, D., Denic-Jukic, V. (2009). Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 373(3-4), 302-315.
- Karimi, H., Raeisi, E., Bakalowicz, M. (2005). Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, northwest of Zagros, Iran, by a hydrogeochemical approach. *Hydrogeology Journal*, 13(5-6), 787-799.
- Karmann, I., Cruz, F. W., Jr., Viana, O., Jr., Burns, S. J. (2007). Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana-Perolas cave system, Brazil. *Chemical Geology*, 244(1-2), 232-247.
- Kastrinos, J. R., White, W. B. (1986). Seasonal, hydrogeologic, and land-use controls on nitrate contamination of carbonate ground waters. *Proceedings of the Environmental Problems in Karst Terranes and Their Solutions Conference*. National Water Well Association, Dublin OH, 88-114.
- Khayat, S., Moller, P., Geyers, Marei, A., Siebert, C., Hilo, F. A. (2009). Hydrochemical variation in the spring water between Jerusalem-Ramallah mountains and Jericho fault, Palestine. *Environmental Geology*, 57, 1739-1751.
- Kiraly, L. (1975). Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: A. Burger and L. Dubertet (Editors), *Hydrogeology of karstic terrains*. International Union of Geological Sciences, pp. 53-67.
- Kiraly, L. (1998). Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach *Bulletin d'Hydrogéologie*, 16: 77-98.
- Kiraly, L. (2002). Karstification and groundwater flow, in *Evolution of karst: from prekarst to cessation* (ed F. GABROVSEK), Institut za raziskovanje krasa, ZRC SAZU, Postjina-Lubjana, pp 155-190, 36p.
- 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.
- Klimchouk, A. B. (2000). The formation of Epikarst and Its role in Vadose Speleogenesis. In: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer and W. Dreybrodt (Editors), *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, 91-99.
- Klimchouk, A. B. (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution. In: Jones, W.K., Culver, D.C. & Herman, J.S. (Eds.) – *Epikarst*. Special Publication 9. Charles Town, WV: Karst Waters Institute: 23-35.
- 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, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 239 p.
- Lastennet, R., Mudry, J. (1997). Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. *Environmental Geology*, 32(2), 114-123.
- Leaney, F. W., Herczeg, A. L. (1995). Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localised recharge, South Australia. *Journal of Hydrology*, 164(1-4), 363-387.

- Lee, E. S., Krothe, N. C. (2001). A four-component mixing model for water in a karst terrain in southcentral Indiana; USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chemical Geology*, 179, 129-143.
- Lee, E. S., Krothe, N. C. (2002). Delineating the karstic flow system in the upper Lost River drainage basin, south-central Indiana: using sulphate and $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ as tracer. *Applied Geochemistry*, 18, 145-153.
- Lesage, Y. (2012). Modélisation d'un milieu souterrain unique. Mémoire de stage, Ecole EXIA.CESI d'Arras, 40 p.
- Leybourne, M. L., Betcher, R. N., Mcritchie, W. D., Kaszycki, C. A., Boyle, D. R. (2009). Geochemistry and stable isotopic composition of tufa waters and precipitates from the Interlake Region, Manitoba, Canada: Constraints on groundwater origin, calcitization, and tufa formation. *Chemical Geology*, 260, 221-233.
- Liu, Z., Li, Q., Sun, H., Wang, J. (2007). Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical springs in subtropical karst areas of SW China : Soil CO_2 and dilution effects. *Journal of Hydrology*, 337, 207-223.
- Long, A. J., Putnam, L. D. (2004). Linear model describing three components of flow in karst aquifers using ^{18}O data. *Journal of Hydrology*, 296(1-4), 254-270.
- Maillet, E. (1906). La vidange des systèmes de réservoirs. *Annales des Ponts et Chaussées*, Mém. et doc., 21.
- Malzieu, E. (1987). Ressource en eau entre Rhône et Ventoux, hydrogéologie et hydrochimie du bassin de Bédoin-Mormoiron, de la plaine des Sorgues et du massif de Pernes-les-Fontaines (Vaucluse). Thèse, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 246 pp.
- Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doc. d'Etat, Université de Dijon, Ann.Spéléo., 29, 285-332, 495-601; 30, 21-124.
- Marsaud, B. (1996). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Document BRGM Thèse, Paris XI Orsay, 303 p.
- Masse, J. P. (1968). L'Urgonien de Sault (Vaucluse). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 9(4), 495-596.
- Masse, J. P. (1972). Structures cryptalgaires libres dans un complexe carbonaté de plate-forme: les calcaires urgoniens (Barrémien) de Provence (Sud-Est de la France). 24th International Geological Congress, 7, 572-595.
- Maufroy, E., Operto, S., Cruz, V., Sardou, O., Sénéchal, G., Zeyen, H., Dietrich, M., Boyer, D., Gaffet, S. (2008). Seismic imaging for topographic site effect modelling at the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB), Rustrel, France, Interdisciplinary Deep Underground Science and Technology conference, Rustrel, pp. 1-5.
- Maurice, L., Atkinson, T. C., Williams, A. T., Barker, J. A., Farrant, A. R. (2010). Catchments scale tracer testing from karstic features in a porous limestone, *Journal of Hydrology*, vol. 389, pp 31-41, 11p.
- Mellander, P. E., Jordan, P., Wall, D. P., Melland, A. R., Meehan, R., Kelly, C., Shortle, G. (2012). Delivery and impact bypass in a karst aquifer with high phosphorus source and pathway potential. *Water Research*, 46(7), 2225-2236.
- Miorandi, R., Borsato, A., Frisia, S., Fairchild, I. J., Richter, D. K. (2010). Epikarst hydrology and implications for stalagmite capture of climate changes at Grotta di Ernesto (NE Italy): results from long-term monitoring. *Hydrological Processes*, 24(21), 3101-3114.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J. Y. (2006). Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177(1): 27-36.
- Moore, P. J., Martin, J. B., Sreaton, E. J. (2009). Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 376(3-4), 443-455.
- Moral, F., Cruz-Sanjulian, J. J., Olias, M. (2008). Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of sierra de Segura (Betic cordillera, southern Spain), *Journal of Hydrology*, vol. 360, pp 281- 296, 16p.

- 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(3-4), 182-189.
- Mudarra, M., Andreo, B. (2011). Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers: The case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology*, 397(3-4), 263-280.
- Mudry, J. (1981). Sur l'origine des gradients de teneurs isotopiques et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura (France). *Journal of Hydrology*, 50: 167-178.
- Mudry, J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse, Université de Besançon, 381p.
- Mühlherr, I. H., Hiscock, K. M. (1998). Nitrous oxide production and consumption in British limestone aquifers. *Journal of Hydrology*, 211(1), 126-139.
- Olive, P. (1976). Le système CO₂/H₂O/CaCO₃ et le système sulfate sulfure. *Mémento Pratique*, CRG. Thonon les Bains, 30p.
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168(1-4), 73-89.
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A., Mangin, A. (1994). Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground Water*, 32(2), 267-277.
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A. (2008). Simple procedure to simulate karstic aquifers. *Hydrological Processes*, 22(12), 1876-1884.
- Panagopoulos, G., Antonakos, A., Lambrakis, N. (2006). Optimization of the DRASTIC method for groundwater vulnerability assessment via the use of simple statistical methods and GIS. *Hydrogeology Journal*, 14(6), 894-911.
- Panno, S. V., Hckley, K. C., Hwang, H. H., Kelly, W. R. (2001). Determination of the sources of nitrate contamination in karst springs using isotopic and chemical indicators, *Chemical Geology*, vol. 179, pp 113-128, 16p.
- Pasquarell, G., Boyer, D. (1995). Agricultural impacts on bacterial water quality in karst groundwater. *Journal of Environmental Quality*, 24(5), 959-969.
- Perineau, A., Danquigny, C., Emblanch, C., Pozzo di Borgo, E., Boyer, D., Poupene, J. (2010). Hydrodynamic organisation of the flows in the unsaturated zone of the Fontaine de Vaucluse karst system. First results. Inter-Disciplinary Underground Science and Technology (i-DUST) conferences, Apt, France.
- Perrin, J., Jeannin, P. Y., Zwahlen, F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 279(1/4), 106-124.
- Perrin, J., Pochon, A., Jeannin, P. Y., Zwahlen, F. (2004). Vulnerability assessment in karstic areas: validation by field experiments. *Environmental Geology*, 46(2), 237-245.
- Petrella, E., Capuano, P., Carcione, M., Celico, F. (2009). A high-altitude temporary spring in a compartmentalized carbonate aquifer: the role of low-permeability faults and karst conduits. *Hydrological Processes*, 23(23), 3354-3364.
- Peyraube, N. (2011). Apports des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst : application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France). Thèse, Université de Bordeaux 1, 350p.
- Plagnes, V., Bakalowicz, M. (2001). The protection of karst water resources: the example of the Larzac karst plateau (south of France). *Environmental Geology*, 40(3), 349-358.
- Pronk, M., Goldscheider, N., Zopfi, J., Zwahlen, F. (2009). Percolation and Particle Transport in the Unsaturated Zone of a Karst Aquifer. *Ground Water*, 47(3), 361-369.
- Pruess, K. (1998). On water seepage and fast preferential flow in heterogeneous, unsaturated rock fractures. *Journal of Contaminant Hydrology*, 30(3-4), 333-362.
- Puig, J. M. (1987). Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 208 p.
- Pulido-Bosch, A., Castillo, E. (1984). Quelques considerations sur la structure des aquiferes carbonates du Levant espagnol, d'après les données de captages d'eau. *Karstologia*, 4, 38-34.

- Quinif, Y. (1998). Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31:1-11.
- Ribolzi, O., Andrieux, P., Valles, V., Bouzigues, R., Bariac, T., Voltz, M. (2000). Contribution of groundwater and overland flows to storm flow generation in a cultivated Mediterranean catchment. Quantification by natural chemical tracing. *Journal of Hydrology*, 233(1), 241-257.
- Riou, C. (1980). Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie. *Cahier ORSTOM, série Hydrol*, 17(2), 129-137.
- Salomon, J.-N. (2005). Les karsts des régions climatiques extrêmes. Bordeaux: Presses Universitaires de Bordeaux.
- Sanz, E., Lopez, J. J. (2000). Infiltration measured by the drip of stalactites. *Ground water*, 38(2), 247-253.
- Scanlon, B. R. (1990). Relationships between groundwater contamination and major-ion chemistry in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 119(1-4), 271-291.
- Scanlon, B. R. (1991). Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils. *Journal of Hydrology*, 128(1-4), 137-156.
- Sheffer, N. A., Cohen, M., Morin, E., Grodek, T., Gimburg, A., Magal, E., Gvirtzman, H., Nied, M., Isele, D., Frumkin, A. (2011). Integrated cave drip monitoring for epikarst recharge estimation in a dry Mediterranean area, Sif Cave, Israel. *Hydrological Processes*, 25(18), 2837-2845.
- Shuster, E. T., White, W. B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of lime-stone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14(2), 93-128.
- Shuster, E. T., White, W. B. (1972). Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resources Research*, 8(4), 1067-1073.
- Simunek, J., Kodesova, R., Gribb, M. M., van Genuchten, M. T. (1999). Estimating hysteresis in the soil water retention function from cone permeameter experiments. *Water Resources Research*, 35(5), 1329-1345.
- Smart, P., Hobbs, S. (1986). Characterisation of carbonate aquifers: a conceptual base. *Proceedings of the Environmental Problems in Karst Terranes and their Solutions conference*. National Water Well Association, Dublin, Ohio, 1-14.
- Smart, P. L., Friedrich, H. (1986). Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified aquifer, Mendip Hills, England. *Proceedings of the Conference on Environmental Problems in Karst Terrains and their Solution*, Bowling Green, Kentucky, pp. 57-87.
- Sokolov, D. S. (1965). Hydrodynamic zoning of karst water. *Col. Hydrog. Roches Fissurées*. Dubrovnik.T. I. A.I.H.S., Paris. pp.204-207.
- Soulios, G. (1991). Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Exemples du pays Hellénique. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 124, 29-42.
- Staigre, J. C. (1983). Nouvelles plongées à la Fontaine de Vaucluse. *Spelunca*, 4: 110-111.
- Stoll, H. M., Muller, W., Prieto, M. (2012). I-STAL, a model for interpretation of Mg/Ca, Sr/Ca and Ba/Ca variations in speleothems and its forward and inverse application on seasonal to millennial scales. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13.
- Stum, W., Morgan, J. (1981). *Aquatic chemistry : an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. New York: John Wiley & Sons.
- Thiébaud, E. (2003). Etude structurale et hydrogéologique du site du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel, Rapport de Master, Université de Franche-Comte, Besançon, 50 p.
- Thurman, E. (1985). *Organic chemistry of natural waters*. Dordrecht: Martinus Nijhoff/Dr W., Junk Publishers.
- Tooth, A. F., Fairchild, I. J. (2003). Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland. *Journal of Hydrology*, 273(1-4), 51-68.
- Toran, L., Herman, E. K., White, W. B. (2007). Comparison of flowpaths to a well and spring in a karst aquifer. *Ground Water*, 45(3), 281-287.

- Toran, L., White, W. B. (2005). Variation in nitrate and calcium as indicators of recharge pathways in Nolte Spring, PA. *Environmental Geology*, 48(7), 854-860.
- Trcek, B. (2007). How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environmental Geology*, 51(5), 761-765.
- Tritz, S., Guinot, V., 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.
- Valdes, D., Dupont, J. P., Laignel, B., Ogier, S., Leboulanger, T., Mahler, B. J. (2007). A spatial analysis of structural controls on karst groundwater geochemistry at a regional scale. *Journal of Hydrology*, vol. 340, pp 244-255, 12p.
- Villeger, M. (1984). Evolution tectonique du panneau de couverture nord provençal (Mont Ventoux, Luberon, Moyenne Durance). Thèse, Université Paris Sud, 174 p.
- Wassenaar, L., Aravena, R., Fritz, P. (1989). The geochemistry and evolution of natural organic solutes in groundwater. *Radiocarbon*, 31(3): 865-876.
- Wells, E. R., Krothe, N. C. (1989). Seasonal fluctuation in $\delta^{15}\text{N}$ of groundwater nitrate in a mantled karst aquifer due to macropore transport of fertilizer-derived nitrate. *Journal of Hydrology*, 112(1), 191-201.
- White, W. B. (1999). Conceptual models for karstic aquifers. In Arthur N. Palmer, Margaret V. Palmer Ira D. Sasowsky (Eds.), *Karst Modeling: Special Publication 5* (pp. 11-16): The Karst Waters Institute.
- White, W. B., White, E. L. (2005). Ground water flux distribution between matrix, fractures, and conduits: constraints on modeling. *Speleogenesis and evolution of Karst aquifers*, 3(6).
- Wigley, T. M. L. (1975). Carbon 14 dating of groundwater from closed and open systems. *Water Resources Research*, 11(2), 324-328.
- Williams, P. W. (1985). Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. *Zeit. Geomorph. NF.*, 29: 463-482
- Williams, P. W. (2008). The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*, 37(1), 1-10.
- Winston, W. E., Criss, R. E. (2004). Dynamic hydrologic and geochemical response in a perennial karst spring. *Water Resources Research*, 40(5).
- Wood, B., Keller, K., Johnstone, D. (1993). In situ measurement of microbial activity and controls on microbial CO_2 production in the unsaturated zone. *Water Resource Research*, 29(3): 647-659.
- Worthington, S. R. H. (1999). A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifer. In Arthur N. Palmer, Margaret V. Palmer Ira D. Sasowsky (Eds.), *Karst Modeling: Special Publication 5* (pp. 30-37): The Karst Waters Institute.
- Worthington, S. R. H. (2007). Groundwater residence times in unconfined carbonate aquifers. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69(1), 94-102.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Liste des figures

Figure 1-1 Schéma d'un paysage karstique (Bakalowicz, 1999)	4
Figure 1-2 Répartition des karts dans le monde d'après Salomon (2005).....	5
Figure 1-3 Développement spatial et temporel schématique d'un système karstique d'après Filipponi (2009)	8
Figure 1-4 Espèces et réactions impliquées dans la dissolution de la calcite (Ford et Williams, 1989) 10	
Figure 1-5 Répartition des espèces carbonatées en système ouvert ou fermé, d'après Stum et Morgan (1981)	13
Figure 1-6 Représentation d'un système karstique unaire et binaire (Marsaud, 1996).....	14
Figure 1-7 Les différentes configurations d'infiltration dans un système karstique (Goldscheider, 2004).....	15
Figure 1-8 Représentation d'un système karstique jurassien et vauclusien (Marsaud, 1996).....	16
Figure 1-9 Les écoulements en système karstique d'après Charmoille (2005) (modifié d'après Smart et Friedrich, (1986))	17
Figure 1-10 Modèles conceptuels d'aquifères karstiques (1 : Mangin, 1975 ; 2 : Blavoux et Mudry, 1983 ; 3 : Doerfliger et al., 1999 ; 4 : Jukic et Denik-Jukik, 2009 ; 5 : Lee and Krother, 2001).....	18
Figure 1-11 Schéma conceptuel de Mangin (1975).....	19
Figure 1-12 Schéma conceptuel du karst selon Drogue (1969).....	20
Figure 1-13 Représentations de l'épikarst (1 : Mangin (1975) ; 2 : Klimchouk (2000) ; 3 : Perrin et al. (2003)).....	22
Figure 1-14 Représentations de la zone non saturée (1 : Gunn, 1981; 2 : Smart et Friederich, 1987; 3 :Pronck, 2009)	24
Figure 1-15 Carte géologique de la région (1/250000) (InfoTerre)	27
Figure 1-16 Coupes géologiques. a) du Petit Luberon au Mont Ventoux b) du Grand Luberon à la Montagne de Lure (Puig, 1987).....	28
Figure 1-17 Contexte géologique (Couturaud, 1993).....	29
Figure 1-18 Coupe litostratigraphique (Puig, 1987).....	30
Figure 1-19 Débits moyens journaliers de la Fontaine de Vaucluse entre août 2004 et août 2012.....	31
Figure 1-20 Coupe géologique passant par la Fontaine de Vaucluse (Puig, 1987).....	32
Figure 1-21 Pluviométrie journalière brute de Saint Saturnin lès Apt, entre septembre 2004 et octobre 2012	33
Figure 1-22 Diagramme climatique pluie-ETP sur la période 2004-2012 pour la station de St Saturnin lès Apt	34
Figure 1-23 Précipitations efficaces entre mai 2004 et septembre 2012, divisées en 5 périodes hydrologiques	35

Liste des figures

Figure 1-24 Pluviométrie efficace durant la période sèche	35
Figure 1-25 Pluviométrie efficace durant la période de reprise	36
Figure 1-26 Pluviométrie efficace durant la période humide	36
Figure 1-27 Pluviométrie efficace durant la période sèche post-humide	36
Figure 1-28 Pluviométrie efficace durant la période sèche à événements extrêmes	37
Figure 1-29 Entrée de la galerie	38
Figure 1-30 une partie de la galerie.....	38
Figure 1-31 Galerie du LSBB (modifié d'après Lesage (2012)).....	39
Figure 1-32 Schéma du LSBB (d'après Garry (2007))	40
Figure 1-33 Répartition des écoulements dans la galerie	42
Figure 1-34 Dispositif de mesures.....	43
Figure 1-35 Aménagement du point d'écoulement GAS	43
Figure 1-36 Point d'écoulement.....	43
Figure 2-1 Figures synthétiques résumant les travaux de thèse de Garry (2007) sur la ZNS	53
Figure 2-2 Schéma conceptuel des écoulements dans la zone non saturée d'après Garry (2007) et modifié par Blondel (2008)	55
Figure 2-3 Classification des écoulements en fonction du coefficient de variation du débit et du débit maximum selon les classifications de Smart et Friederich (1986) et de Perrin (2003), sur la période sèche (2004-2008). Le coefficient de variation est obtenu en divisant l'écart type sur les débits par le débit moyen	58
Figure 2-4 Classification des écoulements en fonction du coefficient de variation du débit et du débit maximum selon les classifications de Smart et Friederich (1986) et de Perrin (2003), sur la période de reprise et sur la période humide.....	60
Figure 2-5 Classification des écoulements en fonction du coefficient de variation du débit et du débit maximum selon les classifications de Smart et Friederich (1986) et de Perrin et al. (2003). Le coefficient de variation est obtenu en divisant l'écart type sur les débits par le débit moyen.....	63
Figure 2-6 Nombre de points d'écoulement activés en fonction de période sèche et du début de la période de reprise (d'après (Perineau et al., 2010) modifié)	67
Figure 2-7 Répartition des trois types d'écoulement sur toute la période d'étude, et pour chaque période considérée	69
Figure 2-8 Classification des hydrogrammes en trois types de réponses différentes : le premier de type lent, le deuxième de type intermédiaire et le troisième de type rapide.....	71
Figure 2-9 Seuil de débit maximum des trois écoulements permanents A, B et D	72
Figure 2-10 Représentations schématiques des hydrogrammes des trois processus d'écoulement dans la zone non saturée en fonction de précipitations efficaces et illustrations des conséquences probables par coupe schématique d'une section locale de zone non saturée	78

Liste des figures

Figure 2-11 Représentation de la galerie du LSBB, fracturation de surface et localisation des points d'écoulements. Les points d'écoulement sont présentés en fonction de leurs comportements hydrodynamiques	81
Figure 2-12 Densité de fracturation et localisation des points d'écoulement dans la galerie du LSBB	88
Figure 2-13 Nombre de point d'écoulement par 100 m de galerie en fonction des classes de profondeur	89
Figure 2-14 Nombre de points d'écoulement activés par classe de profondeur par unité de surface (100 m de galerie) en fonction de la pluie efficace entre 2008 et 2012	91
Figure 2-15 Nombre moyen d'écoulement observé par classe de profondeur et par unité de surface (100 m de galerie) en fonction de la pluviométrie efficace durant le cycle 2008-2009 (d'après Perineau et al., 2011 modifié)	92
Figure 2-16 Les trois composantes à l'écoulement observées dans la zone non saturée et modèle conceptuel de Tritz et al. (2011).....	95
Figure 2-17 Réservoir générique intégrant les trois composantes d'écoulement (d'après Tritz et al., 2011, modifié)	96
Figure 2-18 Schéma conceptuel des écoulements dans la zone non saturée, couplé à un modèle générique de système karstique	98
Figure 2-19 Modèle conceptuel de Tritz et al (2008) adapté par Dal Soglio (2013), avec activation du phénomène d'hystérèse et de débordement ; et un écoulement uniquement du réservoir lent.....	99
Figure 2-20 Variations hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements lents et de deux écoulements intermédiaires (GAS et C) entre 2004 et 2012	116
Figure 2-21 Figure : Variation de la moyenne mobile sur 6 jours de conductivité du point D entre mai 2004 et mai 2008	119
Figure 2-22 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure des écoulements permanents type lent A, B et D durant la période sèche.....	120
Figure 2-23 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure des écoulements temporaires type intermédiaire GAS et C durant la période sèche	123
Figure 2-24 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure des écoulements permanents type lent A, B et D durant la période de reprise.....	126
Figure 2-25 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaire type intermédiaire GAS et C durant la période de reprise	128
Figure 2-26 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaire type intermédiaire durant la période de reprise.	130
Figure 2-27 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaire type rapide durant la période de reprise.....	131
Figure 2-28 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements permanents type lent durant la période humide	135

Liste des figures

Figure 2-29 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire C et GAS durant la période humide.....	136
Figure 2-30 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire durant la période humide...	137
Figure 2-31 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type rapide durant la période humide	140
Figure 2-32 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements permanents type lent durant la période sèche post-humide.	143
Figure 2-33 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire C et GAS durant la période sèche post-humide	144
Figure 2-34 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire durant la période sèche post-humide.....	145
Figure 2-35 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements permanents type lent durant la période sèche à événements extrêmes	147
Figure 2-36 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire GAS et C durant la période sèche à événements extrêmes	148
Figure 2-37 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type intermédiaire durant la période sèche à événements extrêmes.....	150
Figure 2-38 Evolution des débits, de la conductivité et des concentrations en magnésium, COT, nitrate, sulfate et chlorure pour les écoulements temporaires type rapide durant la période sèche à événements extrêmes	152
Figure 2-39 Variations des concentrations en magnésium et en COT pour les trois écoulements permanents lents.....	155
Figure 2-40 Point D : variations binaires COT-Mg ²⁺ cycle par cycle entre 2004 et 2012 et 2004-2009	158
Figure 2-41 Point B : variations binaires COT-Mg ²⁺ cycle par cycle entre 2004 et 2012 et 2004-2009	158
Figure 2-42 Point A : variations binaires COT-Mg ²⁺ cycle par cycle entre 2004 et 2012 et 2004-2009	159
Figure 2-43 Variations des concentrations en COT et en magnésium pour les trois écoulements type lent durant le cycle 2011-2012	161
Figure 2-44 Comparaison des concentrations en COT et magnésium des points permanents et des points rapides.....	162
Figure 2-45 Comparaison des concentrations en magnésium et COT des points temporaires à continuité et des points permanents / des points temporaires à continuité et sans continuité	166

Liste des figures

Figure 2-46 Variation des moyennes en COT en fonction de l'écart-type et variations des moyennes en magnésium en fonction de l'écart-type pour les trois types d'écoulements.....	170
Figure 2-47 Comparaison des moyennes en chlorure en fonction de l'écart-type et des moyennes en sulfates en fonction de l'écart-type pour les trois types d'écoulement.....	173
Figure 2-48 Comparaison des concentrations en chlorures et sulfates entre les points rapides et les points permanents lents	175
Figure 2-49 Comparaison des concentrations en sulfates et chlorures des points temporaires à continuité et des points permanents / des points temporaires à continuité et des points temporaires sans continuité.....	176
Figure 2-50 Evolution des moyennes en bicarbonates en fonction des moyennes en calcium selon le type d'écoulement, entre 2004 et 2012 pour les points diffus et 2008-2012 pour les points intermédiaire et rapides	178
Figure 3-1 Distribution de la variance.....	191
Figure 3-2 ACP, graphique des variables.....	192
Figure 3-3 Distribution des échantillons dans le premier plan factoriel et position moyenne et écart-type de chaque écoulement dans le premier plan factoriel.....	193
Figure 3-4 Hystérésis des axes factoriels en fonction du débit pour l'écoulement A	195

Liste des tableaux

Tableau 1-1 Réactions et constantes d'équilibres du système calco-carbonique, d'après Olive (1976) et Bakalowicz (1982). Avec (X) = activité de X et T = Température en degré Celsius.....	12
Tableau 1-2 Nombre de prélèvements des points d'écoulement sur toute la période d'étude et pour chaque période climatique.....	46
Tableau 2-1 Pluviométrie efficace (Station St Saturnin lès Apt), intensité maximale en 24 h et nombre de jours avec pluies > 5 mm par semestre entre 2004 et 2012, selon chaque période climatique.....	66
Tableau 2-2 Nombre maximum de mesures consécutives et débit moyen, maximum et écart-type des écoulements intermédiaires	74
Tableau 2-3 Nombre maximum de mesures consécutives et débit moyen, maximum et écart-type des écoulements rapides	74
Tableau 2-4 Nombre maximum de mesures consécutives et débit moyen, maximum et écart-type des écoulements lents	75
Tableau 2-5 Débit maximum des points permanents A, B et D. Le 95ème percentile correspondant à la période du 01/09/2008 au 31/08/2010 est considéré comme le seuil maximum de débit des points A, B et D sur la Figure 2-9.....	76
Tableau 2-6 Coefficients de récession des points permanents A, B et D.....	77
Tableau 2-7 Caractéristiques géologiques des points d'écoulement	86
Tableau 2-8 Nombre de point d'écoulement/nombre de point d'écoulement par 100 m vs fracturation pour chaque classe de profondeur (Perineau et al., 2010)	90
Tableau 2-9 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements permanents type lents A, B et D, en mg/l.....	111
Tableau 2-10 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements temporaires type intermédiaires, en mg/l (1).....	112
Tableau 2-11 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements temporaires type intermédiaires, en mg/l (2).....	113
Tableau 2-12 Moyennes, valeurs minimales, maximales et écart-types des principaux paramètres physico-chimiques mesurés et calculés et des teneurs en éléments chimiques des écoulements temporaires type rapides, en mg/l.....	114
Tableau 2-13 Statistiques sur les teneurs en COT des écoulements type lent sur la période 2004-2012	155
Tableau 2-14 statistiques sur les teneurs en magnésium des écoulements type lent sur la période 2004-2012.....	156
Tableau 2-15 variations des concentrations en magnésium des écoulements A, B et D lors du cycle 2006-2007.....	160

Liste des tableaux

Tableau 2-16 concentrations max, min, moyenne en magnésium et écart-types des écoulements lents et rapides	165
Tableau 2-17 concentrations max, min, moyenne en COT et écart-types des écoulements lents et rapides	165
Tableau 2-18 Représentation qualitative des teneurs en COT et magnésium et de la variabilité pour les trois types d'écoulements	169
Tableau 3-1 Tableau synthétique des réponses hydrodynamiques et hydrochimiques des trois types d'écoulement en fonction des différentes périodes entre 2004 et 2012.....	200

Functioning of karst aquifers unsaturated zone

Direct hydrodynamic and hydrochemical studies, Fontaine de Vaucluse – Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel –
Pays d'Apt Research, Experimentation and Observation karst watershed

Abstract

The first study of karst aquifers unsaturated zone (UZ) functioning, by direct access, was conducted on the experimental area of the Fontaine de Vaucluse, including the underground gallery of the LSBB. This gallery intersects arbitrarily, within the UZ, the karst network and flow paths. Observed flows are distributed throughout the gallery corresponding to different limestone thicknesses (30 to 514m). 45 flow points were observed and followed at least once. The hydrodynamic and hydrochemical monitoring over 8 years show that: (i) the flows spatial and temporal organisation is a function of depth and the fracturing density, (ii) the hydrodynamic and hydrochemical flows signatures are based on rainfall amount also as the initial state of the system (iii) in order to precise the conceptual model of karst aquifers is necessary to consider the nonlinearity of the hydrodynamic system's responses.

Three flow components are deduced: (i) a slow component, permanent, which is active regardless of hydrological conditions, and is characterized by significant residence time, (ii) a fast component, active only during strong recharge periods as marked by infiltration tracers. This component is characterized by low residence time and (iii) an intermediate component, highlighted by hysteretic behavior, as marked also by the infiltration tracers and is characterized by intermediate residence times. Considering the hysteresis phenomenon in UZ modeling by these direct observations confirms earlier conceptual models. The ultimate goal is to contribute to the development of a karst aquifer model, which could be transposed to other Mediterranean karst systems.

Keywords

Karst, unsaturated zone, hydrodynamic, hydrochemistry, modeling, natural tracers.

Résumé

La première étude du fonctionnement de la zone non saturée (ZNS) des aquifères karstiques, par accès direct, a été réalisée dans la galerie souterraine du LSBB, sur le bassin expérimental de la Fontaine de Vaucluse. Cette galerie recoupe arbitrairement le réseau karstique et les écoulements de la ZNS. Ceux-ci sont répartis tout au long de la galerie sous différentes épaisseurs de roche calcaire (de 30 à 514 m). 45 points d'écoulements ont été prélevés au moins une fois. Les suivis hydrodynamiques et hydrochimiques sur 8 ans montrent: (i) l'organisation des écoulements en fonction de la profondeur et de la densité de fracturation, (ii) les modalités de réponses hydrodynamiques et hydrochimiques des écoulements en fonction des précipitations et de l'état initial du système, (iii) la nécessité de prendre en compte la non-linéarité des réponses impulsionnelles dans la modélisation.

Trois composantes d'écoulement sont caractérisées : (i) une composante lente, pérenne et caractérisée par des longs temps de séjour, (ii) une composante rapide, active seulement en période de très forte recharge, marquée par les traceurs d'infiltration et caractérisée par de faibles temps de séjour, (iii) une composante intermédiaire, associée à des comportements hystérétiques, également marquée par les traceurs d'infiltration et caractérisée par des temps de séjour intermédiaires. Ces observations directes justifient la prise en compte du phénomène d'hystérèse dans la modélisation de la ZNS. Confirmant des modèles conceptuels existants, ce travail contribue au développement d'un modèle de fonctionnement de l'aquifère karstique, qui devra à terme être transposable aux autres systèmes méditerranéens.

Mots clés

Karst, zone non saturée, hydrodynamique, hydrochimie, modélisation, traçage naturel.