



HAL
open science

**Etude de l'infiltration et de ses variations interannuelles
en contexte épikarstique pour la caractérisation du
fonctionnement des hydrosystèmes karstiques :
utilisation de la méthode ISc-Pco2 et des modèles
réservoirs**

Sébastien Minvielle

► **To cite this version:**

Sébastien Minvielle. Etude de l'infiltration et de ses variations interannuelles en contexte épikarstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques : utilisation de la méthode ISc-Pco2 et des modèles réservoirs. Mécanique [physics]. Université de Bordeaux, 2015. Français. NNT : 2015BORD0262 . tel-01289171

HAL Id: tel-01289171

<https://theses.hal.science/tel-01289171v1>

Submitted on 16 Mar 2016

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES PHYSIQUES ET DE L'INGENIEUR
SPÉCIALITÉ : MECANIQUE

Par Sébastien MINVIELLE

**ETUDE DE L'INFILTRATION ET DE SES VARIATIONS
INTERANNUELLES EN CONTEXTE EPIKARSTIQUE POUR LA
CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT DES
HYDROSYSTEMES KARSTIQUES**

Utilisation de la méthode IS_c-Pco₂ et des modèles réservoirs

Sous la direction de : Alain DENIS et Roland LASTENNET

Soutenue le 19 Novembre 2015

Membres du jury :

M. ANDREO NAVARRO Bartolomé
M. MASSEI Nicolas
M. BINET Stéphane
M. PERRIN Jérôme
M. DENIS Alain
M. LATENNET Roland

Professeur, Université de Malaga – Espagne
Professeur, Université de Rouen
Maître de conférences, Université d'Orléans
Chargé de recherches, BRGM, Orléans
Professeur, Université de Bordeaux
Maître de Conférences, Université de Bordeaux

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Co-Directeur

Titre : Etude de l'infiltration et de ses variations interannuelles en contexte épikarstique pour la caractérisation du fonctionnement des hydrosystèmes karstiques – Utilisation de la méthode IS_c - P_{CO_2} et des modèles réservoirs

Résumé :

L'infiltration correspond à l'ensemble des écoulements contribuant à la recharge des réserves des systèmes karstiques ou aux variations des débits à leurs exutoires. L'objectif de cette thèse est la caractérisation de l'infiltration et son utilisation dans l'étude des transferts pour la compréhension du fonctionnement des systèmes karstiques.

Deux sites sont utilisés pour analyser cette infiltration : celui de la colline de Lascaux en Dordogne et celui du Nord du Vaucluse en Provence composé de plusieurs sources karstiques. Ces sites, en milieu carbonaté, se différencient tant par leur structuration – système épikarstique et aquifère karstique perché, pour le premier, et systèmes épikarstique, fissuré ou karstiques à zone noyée, pour le second – que par les conditions climatiques rencontrées au niveau de leurs impluviums respectifs.

L'étude hydrodynamique des systèmes épikarstiques par les modèles réservoirs ne convient actuellement pas : la fonction de production ne permet pas la génération d'une infiltration satisfaisante. L'utilisation d'un modèle réservoir, initialement basé sur les équations de Coutagne, a permis de souligner la nécessité d'ajouter deux modules de calcul. Le premier concerne l'estimation d'une évapotranspiration effective, issue d'une loi exponentielle, considérant la hauteur d'eau dans le réservoir sol. Le deuxième module insiste sur l'utilité d'une fonction de stockage de l'épikarst pour caractériser au mieux les transferts vers l'aval du système.

L'étude hydrochimique s'appuie majoritairement sur les équilibres calco-carboniques de l'eau et donc sur les transferts de masses de carbone inorganique. Ils permettent d'accéder à différentes grandeurs telles que la pression partielle de dioxyde de carbone – équilibrante ($P_{CO_2_{eq}}$) ou à saturation ($P_{CO_2_{sat}}$) – et à l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c). La mise en relation de ces deux paramètres au sein d'un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) : IS_c\}$ a permis de distinguer différents types d'eaux issus des différents compartiments du karst. Il en a résulté un schéma de transfert des différents types d'eaux passant à l'exutoire tenant compte de l'état d'ennoiement du système. L'évolution pluriannuelle de l'infiltration a aussi été mise en avant par la variation de sa composition chimique pouvant être en relation avec des facteurs climatiques.

A l'issue de ce travail, il apparaît que la connaissance des processus liés à l'infiltration est fondamentale pour la compréhension des écoulements en milieux karstiques dans un objectif de quantification de la recharge et de protection de la ressource.

Mots clés : karst, infiltration, épikarst, modèles réservoirs, hydrochimie

Title : Study of the infiltration and its multi-year variations in an epikarst context to characterize karst hydrosystems behavior – Use of SI_c - P_{CO_2} method and reservoir models

Abstract :

Infiltration corresponds to flows contributing to the system recharge and its discharge variations. This thesis aims at characterize infiltration and its utilization in transfer analyses to understand karst system behavior.

Two sites are used to study this infiltration: this of the Lascaux hill in Dordogne and one in the North of the Vaucluse county composed of several karst springs. These locations are different in their structure as well as climatic conditions on their respective intake areas. The first site consists on an epikarst and a perched karst aquifer systems, since the second is composed of an epikarst, a fissured and a developed saturated zone systems.

Nowadays, hydrodynamic study of an epikarst system using reservoir models is not satisfying: the production function is not able to generate a sufficient infiltration. In this study, a reservoir model initially based on Coutagne's equations had been used. Results highlighted the necessity to add two new calculation functions. The first is related to an evapotranspiration estimation using an exponential law considering the amount of water in the soil reservoir. The second underlines the necessity of taking into account the storage function of the epikarst to characterize in a better way flows in karst systems.

Hydrochemical study was carried on from calcium-bicarbonate equilibriums and then by mass transfers. They permit to describe several parameters as the carbon dioxide partial pressure at atmospheric equilibrium ($P_{CO_2_{eq}}$) or at saturation ($P_{CO_2_{sat}}$) and the saturation index with respect to calcite (SI_c). These parameters can be expressed through the $\{-\log(P_{CO_2}); SI_c\}$ graph to identify different water types. A transfer schema had been proposed, considering the saturation state of the system. Multi-year evolution of the infiltration had been underlined by variations of the chemical composition of infiltration water. This evolution can be linked to climatic conditions.

Finally it appears that the knowledge of infiltration processes is essential to understand karst flows to quantify karst recharge and protect the resource.

Keywords : karst, infiltration, epikarst, reservoir model, hydrochemistry

Thèse préparée au sein du laboratoire I2M–GCE UMR 5295

Institut d'Ingénierie et de Mécanique – département de Génie Civil et Environnemental

Bâtiment B18, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, 33 615 Pessac

Remerciements

Voici venu le moment d'écrire ces dernières lignes, conclusions de mes trois années de thèse. Trois années riches de travail, d'enseignements, d'expériences, de rencontres et de découvertes. Trois années qui resteront à jamais gravées en moi.

Je tiens dans un premier temps à remercier mes directeurs de thèse Roland Lastennet et Alain Denis sans qui cette thèse n'auraient pu ni débiter, ni se finir. Je vous remercie de m'avoir guidé tout au long de ce travail et pour avoir su canaliser mes envies de vouloir tout faire alors que le temps ne le permettait pas forcément, d'avoir su répondre aux nombreuses théories que j'ai pu vous exposer. Vous avez été constamment présents et disponibles et je vous en remercie énormément.

Je tiens aussi à remercier Nicolas Peyraube pour avoir supporté mes nombreuses questions et pour m'avoir aussi accompagné tout au long de cette thèse. Que ce soit lors de mon stage de Master ou lors de ma thèse, il n'a pas hésité à me donner toutes les astuces pour me simplifier la vie et, notamment, pour faire de fameuses figures.

Je tiens ensuite à remercier les doctorants du laboratoire (et des doctorants voisins) pour l'ambiance et l'entraide qu'il y a eu constamment. Jessica, tu as été notre mère à tous au laboratoire. Marion tu as su, contre vents et marées, succéder magistralement à Jessica, merci de toutes ces discussions dans notre Cave ! Yassine, à tous ces moments où l'on a refait le monde, et toutes ces nuits de travail que l'on se racontait ! Olivier, merci de m'avoir transmis le flambeau de la Cave alors que tu étais en plein rush. Merci à Shan et Nicolas qui viennent compléter l'équipe des 5 thésards à avoir commencés en 2012.

Merci à l'ensemble des équipes du laboratoire I2M-GCE pour leur accueil tout au long de ces années. Merci particulièrement à Jacqueline, Martine, Marie-Charlotte, et plus récemment, Isabelle, pour avoir su gérer certaines considérations administratives en si peu de temps !

Bien que cette partie des remerciements arrive en toute fin, elle n'en n'est pas moins la plus importante. Je remercie enfin ma famille et mes amis, tous ceux auxquels je tiens. Merci de m'avoir accompagné tout au long de ces trois années, d'avoir su être là quand j'en avais besoin, de m'avoir écouté, conseillé. Je remercie notamment Benoit, et ces nombreuses soirées qui nous auront permis de conclure nos thèses respectives : à cette amitié qui se poursuivra encore longtemps. Merci à vous tous pour avoir répondu présent en toute circonstance. Merci d'avoir contribué à ce travail qui marquera à jamais ma vie ...

« Tantôt, l'eau se dérobe et sous terre chemine, secrète et pénétrante. [...] Elle se cherche dans la nuit dure, se rejoint et s'unit à elle-même ; perce, transsude, fouille, dissout, délite, agit sans se perdre dans le labyrinthe qu'elle crée ; puis, elle s'apaise dans des lacs ensevelis qu'elle nourrit de longues larmes qui se figent en colonne d'albâtre, cathédrales ténébreuses d'où s'épanchent des rivières infernales [...]. »

Paul Valéry – Louages de l'eau

1.5.2.	Approche hydrodynamique	31
1.5.2.1.	Les hydrogrammes de crue et de décrue	32
1.5.2.2.	Les différents types de modèles de modélisations des débits d'une émergence karstique	35
1.6.	Conclusion sur la détermination du fonctionnement des systèmes karstiques	40
2.	Chapitre 2 : Approche hydrochimique du fonctionnement des systèmes karstiques : approfondissement de la méthode IS_c - P_{CO_2}	42
2.1.	Les équilibres calco-carboniques	44
2.1.1.	Equations d'équilibres calco-carboniques	44
2.1.2.	Les facteurs contrôlant les équilibres calco-carboniques	46
2.1.3.	La pression partielle équilibrante d'une eau	48
2.1.4.	L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite	49
2.1.5.	La pression partielle à saturation d'une eau	51
2.2.	La relation IS_c - P_{CO_2} à travers le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$	53
2.2.1.	Introduction à l'utilisation du graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$	53
2.2.2.	Corrections apportées à l'établissement d'une droite modèle d'un ensemble de points	55
2.2.3.	Extension de la méthode à la dolomite : IS_D - P_{CO_2}	60
2.2.4.	Analyse de l'influence de la température sur la relation IS_c - P_{CO_2}	63
2.2.4.1.	Introduction et contexte	63
2.2.4.2.	Influence de la température sur les coefficients de dissolution et de dissociations et sur le pH	64
2.3.	Application des corrections des températures sur les sources de Cussac	67
2.3.1.	Présentation du site de la grotte de Cussac	68
2.3.1.1.	Contexte géographique, géologique et pluviosité	68
2.3.1.2.	La température de l'air du site de Cussac	70
2.3.1.3.	Sources étudiées	72
2.3.2.	Analyse des modifications apportées par les corrections de température aux valeurs d' IS_c et de P_{CO_2}	75
2.3.2.1.	Estimation des températures au sein du système relatif à chaque point d'eau	75
2.3.2.2.	Application des corrections de température aux émergences du site de Cussac	77

2.4.	Analyse de l'évolution d'une eau dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ lors d'un mélange entre deux eaux.....	86
2.4.1.	Etude de mélanges entre deux eaux pour diverses conditions de saturation vis-à-vis de la calcite.....	86
2.4.2.	Etude des mélanges d'une même eau avec un ensemble d'autres eaux.....	91
2.4.2.1.	Etablissement d'un maillage constituant un ensemble de pôles de mélanges ..	91
2.4.2.2.	Mélange entre deux eaux situées sur un maillage préétabli.....	91
2.4.2.3.	Etude de la variation de $P_{CO_2_sat}$ lors d'un mélange entre deux eaux.....	96
2.5.	Approche théorique de l'existence d'eaux sous saturées dans la zone noyée d'un karst	98
2.6.	Proposition d'un abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2}	102
2.7.	Conclusions sur l'utilisation de la relation liant l' IS_c et la P_{CO_2}	105
3.	Chapitre 3 : Etude de l'infiltration en contexte épikarstique	108
3.1.	Présentation du site d'étude.....	110
3.1.1.	Localisation du site d'étude et contexte géologique	110
3.1.2.	Description des émergences étudiées	113
3.1.3.	Les paramètres climatiques et débits sur le site de Lascaux	114
3.1.3.1.	Précipitations sur le site de Lascaux et débits de l'émergence du SAS 1	114
3.1.3.2.	L'évapotranspiration potentielle sur le site de Lascaux.....	118
3.2.	Approche théorique de la structure du modèle réservoir de cette étude.....	128
3.2.1.	Modèles dont la fonction de transfert est décrite par deux réservoirs.....	128
3.2.2.	Développement des équations de Coutagne.....	131
3.2.3.	Extension des équations de Coutagne à la modélisation par modèle réservoirs	133
3.2.4.	Analyse du débit de l'émergence du SAS 1	134
3.2.5.	La dépendance pluie-débit : utilisation du corrélogramme croisé	137
3.3.	Modélisation des débits de l'émergence du SAS 1	140
3.3.1.	Comparaison entre les valeurs observées et simulées : le critère d'erreur.....	140
3.3.2.	Algorithme recuit simulé.....	142
3.3.3.	Application des équations de Coutagne à la modélisation des débits de l'émergence du SAS 1.....	143
3.3.3.1.	Etablissement de la structure : modifications initiales et détermination du paramètre α_0	143
3.3.3.2.	Résultats des modélisations des débits par le Modèle 1	146

3.3.4.	Etude de la fonction de production	151
3.3.4.1.	Estimation de l'évapotranspiration effective sur le site de Lascaux	151
3.3.4.2.	Etude de l'influence du paramètre β sur le signal annuel d'évapotranspiration 153	
3.3.4.3.	Modélisation des débits du SAS 1 par le biais du Modèle 2.....	155
3.3.4.4.	Ajout d'un « nouveau module » au modèle : la saturation en eau dans le système épikarstique avant le déclenchement de l'écoulement	162
3.3.4.5.	Modélisation des débits du SAS 1 par le biais du Modèle 3.....	168
3.3.4.6.	Conclusions sur l'utilisation du Modèle 3	175
3.3.5.	Calibration sur une plus longue série	179
3.3.6.	Synthèse des paramètres conditionnant l'existence d'une infiltration épikarstique 182	
3.4.	Etude de la variabilité interannuelle de l'infiltration dans les systèmes karstiques par l'utilisation de la $P_{CO_2_sat}$	184
3.4.1.	L'émergence du SAS 1	184
3.4.2.	L'émergence de la Haute Fageotte.....	186
3.4.3.	Interprétation de l'évolution interannuelle de la $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux.....	189
3.5.	Conclusions de l'étude de l'infiltration dans un épikarst	194
4.	Chapitre 4 : Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques à zone noyée : apport de l'étude de l'infiltration et de l'utilisation de la pression partielle de dioxyde de carbone à saturation	197
4.1.	Localisation du site d'étude et contexte géologique.....	199
4.2.	Contexte climatique.....	200
4.3.	Description des sources étudiées	202
4.4.	Détermination du fonctionnement d'un système karstique par l'association de trois méthodes : apport de la $P_{CO_2_sat}$	205
4.4.1.	L'analyse de distribution de fréquences de conductivités électrique (ADF)	206
4.4.2.	L'analyse en composantes principales (ACP).....	207
4.4.3.	Etude des sources du Vaucluse par une ADF	208
4.4.4.	Etude des sources du Vaucluse par une ACP.....	210
4.4.5.	Description de la répartition des eaux des sources du Vaucluse dans un graphique { $-\log(P_{CO_2})$; IS_c }	215

4.4.6. Détermination du fonctionnement karstique des systèmes du Vaucluse par l'association d'une ADF, d'une ACP et de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$	217
4.4.6.1. Source du Groseau	217
4.4.6.2. Source de Saint Trinit	219
4.4.6.3. Source de Notre Dame des Anges	220
4.4.6.4. Source de Font Marin.....	233
4.4.7. Extension de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$ à l'estimation de la vulnérabilité d'un système à la pollution.....	233
4.5. Conclusions du chapitre 4.....	235
Conclusions générales	237
Bibliographie.....	241
Annexes	266
Annexe 1 : Abaques $IS_c-P_{CO_2}$ pour différentes températures	267
Annexe 2 : Chimigrammes des sources de Font Marin, du Groseau et de Saint Trinit	276

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Chapitre 1

Figure 1.1 : Représentation d'un paysage karstique (Bakalowicz 1999).....	7
Figure 1.2 : Evolution de la concentration du calcium dans l'eau provenant de la dissolution de la calcite en fonction de la pression partielle de dioxyde de carbone dans l'eau. L'eau initialement considérée est une eau pure.	10
Figure 1.3 : Structuration et écoulements au sein d'un système karstique avec indication des signaux en sortie de chaque compartiment (modifié d'après Charmoille 2005 modifié d'après Smart et Friedrich 1986)	15
Figure 1.4 : Les systèmes karstiques unaire et binaire (Marsaud 1996)	16
Figure 1.5 : Représentation d'un drain de la zone noyée et des systèmes annexes au drainage (SAD) associés (Marsaud 1996)	22
Figure 1.6 : Schéma fonctionnel d'un karst (d'après Bakalowicz 2005).....	23
Figure 1.7 : Représentation structurelle du karst selon Drogue (1969)	24
Figure 1.8 : Effets sur le débit d'une source de 1) l'intensité de la recharge lors d'un épisode, 2) l'importance du stockage de l'eau infiltrée dans le système, 3) la voie préférentielle de transit de l'eau (Smart et Hobbs 1986)	32
Figure 1.9 : Décomposition en différents domaines de l'hydrogramme de crue (d'après Brodie et Hostetler 2005).....	33
Figure 1.10 : Représentation de l'architecture de certains modèles réservoirs proposés dans la littérature. a) Fleury et al. (2007), b) d'après Mangin (1975), c) Tritz et al. (2011), d) Schmidt et al. (2012)	40

Chapitre 2

Figure 2.1 : Synthèse des interactions entre les différentes espèces intervenant dans les équilibres calco-carboniques. L'abréviation "Me" correspond à un cation divalent pouvant être un ion calcium ou magnésium.	45
Figure 2.2 : Pourcentage de présence des espèces carbonatées par rapport au Carbone Minéral Total Dissout (CMTD) en fonction du pH. Les valeurs sont données pour une eau initialement pure à 25°C et pour un système ouvert.	47
Figure 2.3 : Représentation schématique, dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des processus pouvant affecter une eau. Les lettres encadrées représentent différentes eaux	54

Figure 2.4 : Illustration de l'effet de distorsion engendré par une projection verticale des eaux sur la droite modèle G&D en fonction de la dispersion du nuage de points. Seuls les tracés des projections verticales de quatre points sont représentés.....	57
Figure 2.5 : Illustration des modifications apportées, par une projection orthogonale et non verticale, sur l'étendue de la droite modèle G&D	58
Figure 2.6 : Formations géologiques présentes sur le site d'étude. La grotte de Cussac, les sources Farfal [1] et Ruijters [2] et l'écoulement de la Gouttière [3] sont représentés. Le fond de carte IGN est extrait de la carte de Lalinde n°1936O au 1/25 000.	69
Figure 2.7 : Cumul des hauteurs d'eau précipitées mensuellement sur le site de Cussac pour les années 2008 et 2009	70
Figure 2.8 : Corrélation entre les températures moyennes journalières de l'air mesurées à Cussac et celles mesurées à Gourdon. Les dates pour lesquelles la température de l'air à Cussac est inférieure à 5°C ne sont pas considérées. La droite de corrélation, son équation et son coefficient de détermination sont indiqués.....	71
Figure 2.9 : Températures moyennes journalières de l'air mesurées à Cussac et à Gourdon. Les valeurs de Cussac pour des températures proches de zéro peuvent être fausses dans la mesure où la station météorologique de Cussac n'enregistre pas de valeurs négatives	72
Figure 2.10 : Evolution de la température des eaux [°C] des sources Farfal et Ruijters et de l'écoulement de la Gouttière	75
Figure 2.11 : Représentation dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ des individus de l'écoulement de la Gouttière en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,9°C	78
Figure 2.12 : Chroniques temporelles de l' IS_c des eaux de l'écoulement de la Gouttière en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,9°C.....	81
Figure 2.13 : Chroniques temporelles de la Pco_{2_eq} des eaux de l'écoulement de la Gouttière en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,9°C.....	82
Figure 2.14 : Représentation dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ des individus de la source Farfal en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,6°C.....	83
Figure 2.15 : Représentation dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ des individus de la source Ruijters en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les	

eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 11,6°C.....	84
Figure 2.16 : Représentation de l'évolution d'une eau dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ et de l'évolution des Pco_{2_sat} pour différentes proportions de mélanges entre deux eaux. Les mélanges sont effectués entre a) les eaux 1 et 2, b) les eaux 1 et 3, c) les eaux 2 et 4, d) les eaux 3 et 5. Les valeurs des IS_c et $-\log(\text{Pco}_{2_eq})$ de ces eaux sont rassemblées dans le Tableau 2.7.....	87
Figure 2.17 : Schéma représentant différentes courbes d'évolutions lors d'un mélange, de sens horaires (vert) et antihoraires (bleu), entre une eau de référence M et des eaux quelconques P_n . Les relations, selon les sens d'évolution horaire ou antihoraire, pour une même abscisse, entre l' IS_c de la courbe de mélange et la droite (MP_n) reliant deux pôles de mélange sont représentées.	89
Figure 2.18 : Représentation de l'évolution d'une eau dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ lorsqu'elle est soumise à des mélanges avec d'autres eaux	92
Figure 2.19 : Carte d'isovaleurs, par interpolation linéaire par triangulation, des proportions de l'eau de référence lors d'un mélange avec les eaux formant les limites du quadrillage	92
Figure 2.20 : Exemple d'une estimation d' IS_c à partir d'une fonction polynomiale de degré 3. L'utilisation de ce type de fonction peut induire différentes variations de la fonction. De telles variations peuvent ne pas correspondre à la forme générale de la courbe (de l'évolution d'une eau lors d'un mélange) à modéliser.	93
Figure 2.21 : Représentation, dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$, des eaux dont les mélanges avec l'eau de référence formera une courbe de mélange de sens horaire, celles entraînant la formation d'une courbe de mélange antihoraire, des eaux ne satisfaisant pas le premier critère de sélection et celles ne satisfaisant pas le second critère de sélection. Les numérotations encadrées indiquent le numéro des grands domaines de sens identifiables.	95
Figure 2.22 : Représentation, dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$, des domaines de mélanges avec l'eau de référence qui formeront soit une courbe de mélange de sens horaire soit une courbe de mélange de sens antihoraire. Les numérotations encadrées indiquent le numéro des grands domaines de sens identifiables.	96
Figure 2.23 : Carte d'isovaleurs, par interpolation linéaire par triangulation, de la variation de Pco_{2_sat} entre différentes proportions de mélanges entre l'eau de référence et les eaux formant les limites du quadrillage	97
Figure 2.24 : Représentation schématique de l'espace de transition entre les zones de transmission et noyée du système karstique.....	99
Figure 2.25 : Représentation schématique d'un mélange entre deux eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite à l'origine de la composition d'une eau de zone noyée sous-saturée vis-à-vis de la calcite	101
Figure 2.26 : Représentation schématique d'un mélange entre une eau sous-saturée et une eau sursaturée vis-à-vis de la calcite à l'origine de la composition d'une eau de zone noyée sous-saturée vis-à-vis de la calcite.....	101

Figure 2.27 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 12°C, permettant l'obtention de l' IS_c , de la $P_{CO_2_{eq}}$ et de la $P_{CO_2_{sat}}$. La croix verte correspond à une eau. Son placement ne dépend que du pH et de la concentration en bicarbonates mesurés sur le terrain. .104

Tableau 2.1 : Expressions des réactions d'équilibres et des constantes d'équilibres des différentes espèces intervenant dans les réactions calco-carboniques. L'abréviation "Me" correspond à un cation divalent pouvant être un ion calcium ou magnésium ; (X) représente l'activité de l'espèce X dans la solution.	46
Tableau 2.2 : Valeurs des coefficients $A_{1...5}$ nécessaires pour le calcul de la constante d'équilibre (Nordstrom et al. 1990). K_c représente la constante d'équilibre de la réaction de dissolution de la calcite	48
Tableau 2.3 : Maxima, moyennes, minima, étendues, écarts-types et nombres d'individus des températures des eaux des sources Farfal et Ruijters et de l'écoulement de la Gouttière	74
Tableau 2.4 : Valeurs des coefficients de détermination des individus de l'écoulement de la Gouttière, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ pour les données brutes, celles corrigées de la température uniquement, de la température et du pH, et celles corrigées par la création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température. Les valeurs sont données en considérant les projections orthogonales ou verticales des individus sur la droite modèle G&D (§ 2.2.2).	79
Tableau 2.5 : Valeurs des coefficients de détermination des individus de la source Farfal, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ pour les données brutes, celles corrigées de la température uniquement, de la température et du pH, et celles corrigées par la création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température. Les valeurs sont données en considérant les projections orthogonales ou verticales des individus sur la droite modèle G&D (§ 2.2.2).	84
Tableau 2.6 : Valeurs des coefficients de détermination des individus de la source Ruijters, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ pour les données brutes, celles corrigées de la température uniquement, de la température et du pH, et celles corrigées par la création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température. Les valeurs sont données en considérant les projections orthogonales ou verticales des individus sur la droite modèle G& D (§ 2.2.2).	84
Tableau 2.7 : Valeurs de $-\log(P_{CO_2_{eq}})$ et d' IS_c des cinq eaux utilisées pour les mélanges	87
Tableau 2.8 : Qualification du sens d'évolution du mélange en fonction de l'eau initiale considérée, pour les cas présentés dans la Figure 2.16.	88

Chapitre 3

Figure 3.1 : Localisation du site d'étude de Lascaux (Dordogne) et des sources associées (d'après Schoeller 1965)

Figure 3.2 : Situation géologique de l'émergence épikarstique du SAS 1 de la grotte de Lascaux	112
Figure 3.3 : Hauteurs d'eau minimales, moyennes et maximales, précipitées mensuellement sur le site de Lascaux sur une période s'étendant de 2002 à 2014.....	116
Figure 3.4 : Evolution des précipitations annuelles pour les cycles hydrologiques s'étendant de 2001 à 2014	117
Figure 3.5 : Hydrogramme de l'émergence du SAS 1 du site de Lascaux	117
Figure 3.6 : Evolution des volumes annuels écoulés à l'émergence du SAS 1	118
Figure 3.7 : Représentation des chroniques d'ETP déterminées sur le site de Lascaux par l'utilisation de la formule de Penman-Monteith et de celle issue de la station météorologique de Gourdon.....	120
Figure 3.8 : Spectres fréquentiels des ETP issus de la formule de Penman-Monteith ou des mesures de la station météorologique de Gourdon. Les fréquences supérieures à $0,05 \text{ j}^{-1}$ ne sont pas représentées dans la mesure où le signal demeure à une amplitude inférieure à 100, et n'intervient alors pas dans la détermination de la sinusoïde recherchée.....	121
Figure 3.9 : Signaux d'ETP, déterminés à la station de Gourdon ou issu de la formule de Penman-Monteith à Lascaux, soustraits de leurs comportements saisonniers.	122
Figure 3.10 : Représentation des chroniques d'ETP déterminées sur le site de Lascaux par l'utilisation de la formule de Penman-Monteith et ou de celle de Oudin et al. (2005).....	124
Figure 3.11 : Signaux d'ETP, déterminés à Lascaux par la formule de Penman-Monteith ou de Oudin et al. (2005), soustraits de leurs comportements saisonniers.	124
Figure 3.12 : Représentation de la chronique d'ETP de Gourdon et celle déterminée sur le site de Lascaux par l'utilisation de Oudin et al. (2005) pour la période s'étendant de 2001 à 2009.	126
Figure 3.13 : Signaux d'ETP, de la station de Météofrance de Gourdon ou déterminé par la formule de Oudin et al. (2005), soustraits de leurs comportements saisonniers.	127
Figure 3.14 : Comparaison d'une modélisation des débits du cycle 2006-2007 à l'émergence du SAS 1 pour différentes valeurs de coefficient de partage des eaux. Pour chaque valeur de ce coefficient, l'aire est déterminée pour que la courbe des débits simulés soit la plus proche de celle des débits mesurés.	130
Figure 3.15 : Représentation du paramètre α_0 en fonction du débit initial Q_0	136
Figure 3.16 : Procédure de modélisation des débits de l'émergence du SAS 1	145
Figure 3.17 : Représentation schématique de la structure et des équations régissant le Modèle 1	146
Figure 3.18 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2003-2004	148
Figure 3.19 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2004-2005	148
Figure 3.20 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2005-2006	149
Figure 3.21 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2006-2007	149

Figure 3.22 : Evolution de l'évapotranspiration en fonction de la valeur du coefficient β	153
Figure 3.23 : Chroniques de pluies infiltrées pour un réservoir « sol » théorique possédant un seuil de 100 mm et pour divers coefficients β	154
Figure 3.24 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2003-2004.....	156
Figure 3.25 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2004-2005	156
Figure 3.26 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2005-2006.....	157
Figure 3.27 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2006-2007.....	157
Figure 3.28 : Modélisation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 de 2001 à 2015, à partir des valeurs optimisées sur le cycle 2006-2007.....	161
Figure 3.29 : Représentations conceptuelles du fonctionnement de l'épikarst dans le Modèle 3	164
Figure 3.30 : Représentation schématique de la structure et des équations régissant le Modèle 3	167
Figure 3.31 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2003-2004.....	169
Figure 3.32 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2004-2005.....	169
Figure 3.33 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2005-2006.....	170
Figure 3.34 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2006-2007.....	170
Figure 3.35 : Modélisation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 de 2001 à 2015 à partir des valeurs optimisées sur le cycle 2005-2006.....	173
Figure 3.36 : Comparaison des volumes écoulés à l'émergence du SAS 1 et ceux simulés par le Modèle 3. Les valeurs des paramètres à optimiser ont été déterminées suite à une calibration sur le cycle hydrologique 2005-2006.....	174
Figure 3.37 : Evolution temporelle de l'ETP calculée à Lascaux et de l'évapotranspiration (ET) estimée par le Modèle 3, à partir des valeurs optimisées sur le cycle 2005-2006.....	176
Figure 3.38 : Lames d'eau précipitées et infiltrées pour chaque cycle d'écoulement du SAS 1 ..	178
Figure 3.39 : Modélisation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 de 2001 à 2015 pour une calibration effectuée sur les années 2001 à 2009.....	181
Figure 3.40 : Lames d'eau précipitées et infiltrées pour chaque cycle d'écoulement du SAS 1 déterminée à partir du Modèle 3 calibré sur les années 2001 à 2009.....	182
Figure 3.41 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des eaux des sources de l'émergence du SAS 1 pour des cycles d'activité débutant en 2003 et se finissant en 2015	185
Figure 3.42 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des eaux des sources de la source de la Haute Fageotte pour des cycles d'activité débutant en 2003 et se finissant en 2015	187

Figure 3.43 : Moyennes des températures extérieures et des ETP journalières et cumuls des pluies précipitées et des débits sur le site de Lascaux, par cycle hydrologique..... 190

Figure 3.44 : Evolution temporelle des teneurs moyennes journalières du CO₂ dans l'air mesurées dans les calcaires sous des remplissages à proximité de la grotte de Lascaux entre juillet 2006 et décembre 2007. L'épaisseur des remplissages est estimée à un mètre et la mesure de CO₂ est faite à trois mètres de profondeur par rapport à la surface. 192

Tableau 3.1 : Cumul mensuel des hauteurs (en mm) d'eau précipitées sur le site de Lascaux des années 2001 à 2014. Cette estimation est effectuée à partir des données enregistrées à la station météorologique de Lascaux maximisées par celles de la station météorologique de Montignac. 115

Tableau 3.2 : Analyse statistique de la variabilité des chroniques d'ETP, mesurées à la station météorologique de Gourdon ou selon la formule de Penman-Monteith, soustraites de leur comportement saisonnier d'août 2012 à septembre 2014. 122

Tableau 3.3 : Analyse statistique de la variabilité des chroniques d'ETP, selon les formules de Penman-Monteith et Oudin et al. (2005), soustraites de leur comportement saisonnier d'août 2012 à septembre 2014. 125

Tableau 3.4 : Analyse statistique de la variabilité des chroniques d'ETP, de la station de Gourdon ou selon la formule de Oudin et al. (2005), soustraites de leur comportement saisonnier de janvier 2001 à décembre 2009. 127

Tableau 3.5 : Index des unités à utiliser pour l'application des formules (3.12) à (3.15) 134

Tableau 3.6 : Date de début et de fin des décrues supérieures à 20 jours et valeurs des paramètres Q₀, α₀ et n associés. La décrue du 18 janvier 2008 a été ajoutée bien que son nombre de jours soit légèrement inférieur à 20. 135

Tableau 3.7 : Temps de réponse et valeur maximale de la corrélation entre la pluie totale ou la pluie efficace et le débit à l'émergence du SAS 1 139

Tableau 3.8 : Intervalles de variations des valeurs des paramètres à calibrer lors de la phase de calibration avec le Modèle 1 147

Tableau 3.9 : Valeurs, pour chaque cycle de calibration, des paramètres à calibrer pour le Modèle 1 et des critères d'erreurs associés à la modélisation..... 150

Tableau 3.10 : Intervalles de variations des paramètres à calibrer lors de la phase de calibration du Modèle 2..... 155

Tableau 3.11 : Valeurs, pour chaque cycle de calibration, des paramètres à calibrer pour le Modèle 2 et des critères d'erreurs associés à la modélisation 155

Tableau 3.12 : Valeurs des deux critères d'erreur de la modélisation des débits du SAS 1, de 2001 à 2009, en fonction des valeurs calibrées des cycles 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007 159

Tableau 3.13 : Intervalles de variations des paramètres à calibrer lors de la phase de calibration du Modèle 3.....	171
Tableau 3.14 : Valeurs, pour chaque cycle de calibration, des paramètres à calibrer pour le Modèle 3 et des critères d'erreurs associés à la modélisation	171
Tableau 3.15 : Valeurs des deux critères d'erreur de la modélisation des débits du SAS 1, de 2001 à 2009, en fonction des valeurs calibrées des cycles 2003-2004, 2004-2005, 2004-2005 et 2006-2007	172
Tableau 3.16 : Intervalles de variation des valeurs des paramètres lors de la calibration sur le cycle 2005-2006 à l'aide du Modèle 3	175
Tableau 3.17 : Valeurs des paramètres à calibrer pour le Modèle 3 et des critères d'erreurs associés à la modélisation pour une calibration effectuée sur les années 2001 à 2009.....	179
Tableau 3.18 : Valeurs moyennes de $P_{CO_2_sat}$ et de températures des eaux de l'émergence du SAS 1 pour chaque cycle d'activité de ce point d'eau et nombre de points considérés pour calculer ces moyennes.....	185
Tableau 3.19 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de l'émergence du SAS1 lors d'une diminution de leurs températures	186
Tableau 3.20 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de l'émergence du SAS 1 lors d'une augmentation de leurs températures.....	186
Tableau 3.21 : Valeurs moyennes de $P_{CO_2_sat}$ et de températures des eaux de la source de la Haute Fageotte pour chaque cycle d'activité de ce point et nombre de points considérés pour calculer ces moyennes.....	188
Tableau 3.22 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de la source de la Haute Fageotte lors d'une diminution de leurs températures	188
Tableau 3.23 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de la source de la Haute Fageotte lors d'une augmentation de leurs températures	188
Tableau 3.24 : Evolution interannuelle des $P_{CO_2_sat}$ de l'émergence du SAS 1 et valeurs des étendues et écart-types des $P_{CO_2_sat}$ de ses eaux par cycle d'activité de ce point d'eau	189

Chapitre4

Figure 4.1 : Localisation du site d'étude dans le Vaucluse et des sources associées (d'après Couturaud 1993).....	203
Figure 4.2 : Distribution des fréquences de la conductivité des eaux de sources d'aquifères carbonatés (Bakalowicz et Mangin 1980).....	206
Figure 4.3 : Représentation des distributions de fréquences de la minéralisation totale dissoute (TDS), selon des classes de valeurs de 10 mg.L^{-1} , pour les eaux des sources du Groseau (N = 54), de Notre Dame des Anges (N = 65), et de Font Marin (N = 56).....	209

Figure 4.4 : Espace des variables, dans le plan factoriel F1-F2, établi à partir des échantillons d'eaux des sources de Notre Dame des Anges (N = 65), de Font Marin (N = 56) et du Groseau (N = 54) (1991-1992)	211
Figure 4.5 : Espace des individus, dans le plan factoriel F1-F2, établi à partir des échantillons d'eaux des sources de Font Marin (N = 56), du Groseau (N = 54), et de Notre Dame des Anges (N = 65) (1991-1992). Les échantillons de la source de Saint Trinit (N = 29) ne sont que projetés et ne sont pas utilisés pour l'établissement de l'espace des individus.	212
Figure 4.6 : Représentation dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ des eaux des sources de Notre Dame des Anges (N = 65), de Saint Trinit (N = 29), de Font Marin (N = 56) et du Groseau (N = 54) (1991-1992). La légende des figurés est présente en Figure 4.7.	216
Figure 4.7 : Légende des figurés de la Figure 4.6	217
Figure 4.8 : Chimigrammes des eaux de la source de Notre Dame des Anges et pluviosité à Entrechaux.....	222
Figure 4.9 : Représentation dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ des eaux des sources de Notre Dame des Anges (N = 65) et de Saint Trinit (N = 29) (1991-1992).	223
Figure 4.10 : Représentation dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ de l'évolution de la position des individus lors de la crue du 22/09/1992.....	227
Figure 4.11 : Hydrogramme et chimiogrammes de la source de Notre Dame des Anges lors de la crue du 22/09/1992. Sur l'hydrogramme le point « débit inconnu » est représenté à cette position pour des raisons de continuité de la courbe. Son débit est estimé entre 5 000 et 10 000 L.s ⁻¹	228
Figure 4.12 : Schémas conceptuels de l'évolution de l'alimentation de la source de Notre Dame des Anges lors d'une crue	229
Figure 4.13 : Représentation du logarithme népérien du débit lors de la décrue faisant suite à l'orage dit de Vaison-la-Romaine. Les coefficients de décrue sont indiqués pour chaque portion de courbe qu'ils caractérisent.	231

Tableau 4.1 : Cumul mensuel des hauteurs d'eau précipitées aux stations météorologiques d'Entrechaux (E.), de Malaucène (M.), de Saint Léger (SL.) et de Saint Christol (SC.) lors des années 1991 et 1992	201
Tableau 4.2 : Résultats du test de Shapiro-Wilk	214
Tableau 4.3 : Résultats du test de Bartlett.....	214
Tableau 4.4 : Résultats du test de Kruskal-Wallis	215
Tableau 4.5 : Comparaisons des concentrations en magnésium et en silice (en mg.L ⁻¹) des eaux du Groupe A (N = 12) et des eaux d'été (N = 17) de la source de Notre Dame des Anges (1991-1992).....	223
Tableau 4.6 : Résumé statistique des contributions des pôles « zone noyée » et « épikarst » à l'écoulement total à l'exutoire de la source de Notre Dame des Anges lors du prélèvement des	

eaux du Groupe A, en fonction du paramètre sélectionné pour effectuer le calcul de proportions.	225
Tableau 4.7 : Valeurs des contributions de chaque pôle de mélange à l'écoulement total associées à celles de la $P_{CO_2_sat}$ calculées avec la chimie des eaux du Groupe A lors de leur émergence et celle de la $P_{CO_2_sat}$ de ces eaux avant leur équilibre avec la $P_{CO_2_sat}$ des eaux de la zone noyée. .	226

Annexes

Annexe 1.1 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 10°C.....	268
Annexe 1.2 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 11°C.....	269
Annexe 1.3 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 12°C.....	270
Annexe 1.4 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 13°C.....	271
Annexe 1.5 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 14°C.....	272
Annexe 1.6 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 15°C.....	273
Annexe 1.7 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 16°C.....	274
Annexe 1.8 : Abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2} pour une température de 17°C.....	275
Annexe 2.1 : Chimigrammes de la source de Font Marin.....	277
Annexe 2.2 : Chimigrammes de la source de Groseau	278
Annexe 2.3 : Chimigrammes de la source de Saint Trinit	279

INTRODUCTION GENERALE

La ressource en eau est un enjeu majeur actuel, que ce soit du point de vue de son exploitation ou de sa protection. De ce fait une connaissance approfondie des hydrosystèmes est nécessaire afin d'assurer sa gestion optimale, autant quantitative que qualitative.

Le karst est un environnement complexe marqué par une forte hétérogénéité, une dualité. Cette dernière s'exprime essentiellement par la combinaison des écoulements lents matriciels ou de fissures et des écoulements rapides par les fractures. Ce comportement implique la possibilité d'une participation, aux écoulements à l'exutoire du système, de différents types d'eaux associés à des caractéristiques particulières tant hydrodynamiques qu'hydrochimiques.

C'est en cela que la complexité du karst se révèle : *a priori* le réseau de drainage menant les écoulements jusqu'à l'exutoire est inconnu. Il est donc nécessaire de recourir à un ensemble de méthodes pour décrire au mieux cet environnement et approfondir sa compréhension.

Les eaux en sortie d'un système karstique sont la résultante d'un mélange, en proportions variables, entre les eaux de l'aquifère karstique et celles provenant de l'infiltration dans le système. Les eaux d'infiltration vont ainsi modifier la composition chimique des eaux à l'exutoire mais aussi leurs volumes. L'infiltration est donc constituée des eaux permettant de recharger les réserves de l'aquifère karstique et contribuant à la variation des débits de l'émergence du système.

L'infiltration dans les systèmes karstiques est composée de différents signaux : le signal issu du sol, le signal épikarstique et le signal issu de la zone de transmission. Quel que soit le système karstique considéré, l'infiltration peut être représentée par au moins l'un de ces signaux.

L'hétérogénéité des écoulements dans un karst conduit certaines études à globaliser l'ensemble des composantes de l'infiltration sous le terme « d'écoulements d'infiltration » sans toutefois analyser séparément le comportement de chacune des composantes de cette infiltration. Cependant, les modalités d'écoulement, que ce soit dans le sol, l'épikarst ou la zone de

transmission, peuvent être différentes. Les écoulements transitant par ces compartiments peuvent donc évoluer, chimiquement ou hydrodynamiquement, de manière différente.

Il convient alors de se questionner sur l'infiltration dans les systèmes karstiques en considérant ses différentes composantes : les signaux du sol, de l'épikarst et de la zone de transmission. Quelles sont l'importance et les influences quantitatives et qualitatives de l'infiltration sur les eaux s'écoulant à l'émergence d'un système karstique ? Si elle en possède, à quels paramètres sont dues ces variations hydrodynamiques et hydrochimiques et comment s'expriment-elles ? Faut-il prendre en compte les spécificités de l'épikarst dans une modélisation des écoulements dans un système karstique ?

Pour apporter des éléments de réponse à ces problématiques, cette thèse propose une mise en parallèle d'analyses basées sur des approches hydrodynamiques ou hydrochimiques. Celles-ci, mentionnées ci-dessous, seront appliquées, en totalité ou en partie, sur diverses sources afin d'examiner les propriétés de l'infiltration dans des contextes variables. Différents sites – localisés dans des régions différentes et soumis à différentes conditions climatiques – seront étudiés.

Le premier se situe en Dordogne et plus précisément sur la colline de Lascaux. Deux émergences seront étudiées : l'une épikarstique (émergence du SAS 1) située dans la grotte de Lascaux, et l'autre (source de la Haute Fageotte) récoltant des écoulements d'un aquifère karstique perché.

Le second site d'étude se focalisera sur quatre systèmes karstiques situés dans le Vaucluse dont deux à zone noyée (Notre Dame des Anges, Font Marin), un karstique dont les écoulements ont un comportement proche de ceux d'un système fissuré (Groseau) et un correspondant à un système épikarstique (Saint Trinit).

Les outils hydrodynamiques seront axés sur une modélisation, par le biais de modèles à réservoirs, ne tenant compte que des transferts de pression au sein des systèmes qu'ils cherchent à décrire. Les équations fondatrices de la fonction de transfert seront celles développées par Coutagne (1948) afin de la représenter sous la forme d'un unique réservoir. Le coefficient de partage des eaux, présent dans le cas d'une modélisation de la fonction de transfert par deux

réservoirs (Fleury *et al.* 2007) n'est alors pas présent, diminuant alors le nombre de paramètres à calibrer lors des simulations. Les limites d'une telle conceptualisation des écoulements dans un système karstique seront exposées afin d'améliorer non seulement la structuration du modèle – en conservant une démarche pouvant se rapprocher le plus possible de phénomènes physiques présents sur le site (évapotranspiration et capacités de rétention de l'eau dans certaines parties du karst) – mais aussi la restitution des chroniques de débits que ce soit dans l'occurrence des crues ou dans l'importance des volumes restitués. Une extension de l'utilisation de ce modèle sera proposée par l'estimation de la lame d'eau infiltrée annuellement, à travers le compartiment superficiel du karst, et contribuant à la recharge des systèmes aquifères.

L'étude hydrochimique s'appuiera majoritairement sur les équilibres calco-carboniques de l'eau et donc sur les transferts de masses de carbone inorganique. Ils permettent d'accéder à différentes grandeurs telles que la pression partielle de dioxyde de carbone – équilibrante ($P_{CO_2_{eq}}$) ou à saturation ($P_{CO_2_{sat}}$) – et à l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c). La mise en relation de ces deux paramètres est effectuée au sein d'un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) : IS_c\}$ où chaque analyse d'eau est représentée par un point. Le nuage de points caractéristique d'une source peut être plus ou moins dispersé en fonction des évolutions inter et intra-annuelles des valeurs de P_{CO_2} et d' IS_c des eaux. Il en résulte une dispersion variable des valeurs de $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux selon l'émergence considérée. C'est notamment sur l'ampleur de ces dispersions que l'analyse hydrochimique s'appuiera pour identifier le degré d'organisation des écoulements dans un système, l'état d'ennoiement des conduits et les possibilités d'échanges entre les écoulements d'eaux et l'air du massif. Ces éléments permettront de révéler la dualité des circulations des eaux (par les fissures ou par des conduits) et ainsi d'estimer qualitativement le temps de résidence des eaux dans certains systèmes karstiques. Au-delà de la caractérisation des modalités d'écoulements des eaux dans le système, les paramètres liés à ces variations inter et intra-annuelles des P_{CO_2} des eaux seront discutés.

Cette thèse est composée de quatre parties. La première est un état de l'art permettant de rappeler les structures et les processus généralement admis comme représentatifs des systèmes karstiques. La deuxième partie se focalise sur les équilibres calco-carboniques dans les eaux et sur leurs conditions optimales d'utilisation. La troisième partie marque un apport de ce travail de

thèse essentiellement lié à l'infiltration en contexte épikarstique. Pour cela l'émergence située dans la grotte de Lascaux est étudiée. Le suivi pluriannuel dont dispose ce site permet d'accéder à de nombreuses chroniques liées à l'infiltration et permettant son étude approfondie. Des analyses aussi bien hydrodynamiques qu'hydrochimiques sont menées dans ce chapitre. Enfin la dernière partie est une analyse des systèmes karstiques à zone noyée dans le but d'identifier l'infiltration (notamment le signal épikarstique), si elle est observable, et de déterminer par extension le fonctionnement de ces systèmes karstiques. Ce chapitre, concentré sur les méthodes hydrochimiques, se termine la proposition d'une méthodologie d'étude pour appréhender la vulnérabilité d'un système karstique à une pollution.

CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART

1.1. L'aquifère karstique : Définition

Le mot « *karst* » provient du slave « *kras* » et désigne une région de plateaux calcaires située entre l'Italie et la Slovénie. Les environnements karstiques occupent 35% de la superficie de la France (Mangin 1975) et de 10 à 15% des continents à l'échelle mondiale (Ford et Williams 2007).

De nombreux auteurs ont tenté de donner une définition du karst. Cette diversité s'articule essentiellement autour de trois pôles principaux : la morphologie, l'hydrochimie, et l'hydrodynamique.

Gezé (1973) définit le karst comme une « région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques ».

Par la suite, Bakalowicz (1999) proposa une définition mettant en avant les processus physico-chimiques donnant naissance au karst : « *le karst est un paysage résultant de processus particuliers d'érosion (la karstification) [...] commandés par la dissolution des roches (calcaires et dolomies) constituant le sous-sol des régions concernées* ».

Enfin, nous pouvons citer Bakalowicz et Mangin (1980) dont la vision du karst est centrée sur des considérations hydrodynamiques. En effet, ils définissent le karst comme un réseau de drainage, plus ou moins bien drainé, possédant dans sa partie terminale un axe d'écoulement préférentiel. Ce réseau est formé de fractures assurant à l'aquifère une fonction transmissive. Une fonction capacité peut aussi être identifiée en lieu et place de réservoirs latéraux ou systèmes annexes au drainage.

L'une des rares définitions liant deux des trois approches précédentes est celle donnée par Huntoon (1995) : « *l'aquifère karstique est un système composé de roches solubles possédant une structure dont la perméabilité est dominée par des conduits interconnectés, dissous dans la roche, organisés afin de permettre les écoulements sous un certain gradient ; la structure évoluant comme étant la conséquence de la dissolution provoquée par les écoulements* ». Toutefois cette définition n'aborde pas l'aspect morphologique du karst.

Il est intéressant de noter, dès à présent, la nette orientation de chaque définition vers l'un des trois domaines principaux cités précédemment. Ainsi, il est nécessaire, pour chaque notion utilisée, de préciser dans quel cadre (morphologique, hydrochimique, hydrodynamique) elle est employée.

Cette « schizophrénie du karst » (Bakalowicz 1995) est probablement un héritage de l'étude historique des karsts, commençant par la description des modelés karstiques, pour ensuite se scinder, au début du 20^{ème} siècle, en deux écoles de pensée, l'une raisonnant sur la géomorphologie, l'autre centrée sur les écoulements souterrains.

Cependant, bien que diverses définitions existent, un karst est généralement associé à un ensemble de formes (Figure 1.1) superficielles (exokarst) et souterraines (endokarst) dus à la dissolution des calcaires (Glossaire International d'Hydrologie). Au-delà de ce modelé karstique, cet environnement est caractérisé par des ressources en eau pouvant être rares en surface mais importantes en profondeur.

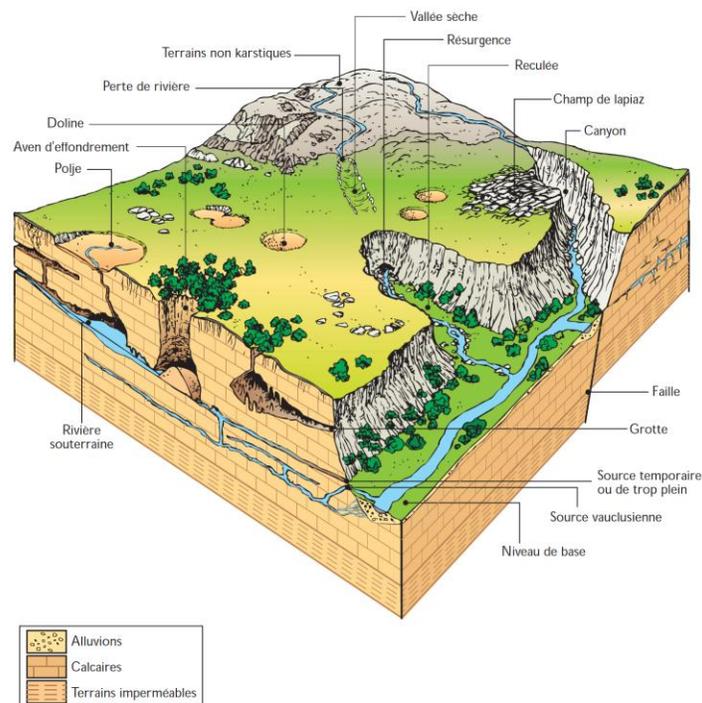


Figure 1.1 : Représentation d'un paysage karstique (Bakalowicz 1999)

1.2. La karstification

1.2.1. Définition

La karstification représente l'ensemble des processus permettant à un système karstique de se former et d'évoluer au cours du temps. Ces phénomènes reposent sur une action prépondérante des processus chimiques et plus précisément sur la dissolution des roches. Deux conditions sont donc nécessaires à la mise en place d'une karstification :

- La présence de roches solubles et d'un solvant
- La présence d'un gradient hydraulique suffisant pour renouveler l'eau dans le système et ainsi assurer la continuité des phénomènes de karstification

En se basant sur des notions thermodynamiques, Quinif (1998) considère la karstification comme la résultante d'une dissipation de quatre types d'énergies :

- Une énergie chimique relative à la dissolution de la roche
- Une énergie potentielle relative à la présence d'un gradient hydraulique permettant l'évacuation des produits de dissolution
- Une énergie mécanique relative à la fracturation du massif
- Une énergie thermique relative à des venues d'eaux chaudes pour certains systèmes

1.2.2. Principe de la karstification

La karstification peut être considérée comme une succession d'évènements. Le premier est associé à la dissolution de la roche par un écoulement la traversant. Simultanément à cette étape de dissolution, le gradient hydraulique – permettant le renouvellement de l'eau dans le système et, par conséquent, la poursuite des réactions de dissolution – assure une évacuation des produits

d'altération. Enfin, cet export de matériel permet la formation de « vides » au sein du système karstique : conduits et cavités.

Une autre vision de la karstification a fait son émergence, au début des années 1990, portée par un ensemble de karstologues français et belges (Vergari et Quinif 1997, Quinif 1999, Bruxelles 2009, Dubois *et al.* 2014) : la fantômisation. Elle peut être résumée par les étapes suivantes : 1) une dissolution de la roche, 2) une évacuation des espèces dissoutes, 3) contrairement à la karstification « classique », les particules insolubles ne sont pas exportées et forment le « fantôme de roche », 4) lors d'une augmentation du gradient hydraulique, l'érosion mécanique désagrège le fantôme de roche et forme une cavité.

En raison de la forte couverture des roches carbonatées sur Terre, de nombreuses études liées à la karstification se focalisent sur ces roches. Cependant, les phénomènes de karstification peuvent aussi concerner les roches évaporitiques (Klimchouk et Ford 2000, Jonhson 2002, Frondini 2008, Klimchouk 2012) et silicatées (Galan et Lagarde 1988, Wray 1997, Piccini et Mecchia 2009).

Les roches carbonatées peuvent donc être soumises à des phénomènes de karstification. Toutefois, il est à noter que la calcite n'est que peu soluble dans l'eau. En effet, sous des conditions de pression partielle de dioxyde de carbone atmosphérique ($P_{CO_2_{atm}} = 0,03\%$), seulement 15 mg.L^{-1} de calcite peuvent être mis en solution. La pression partielle de CO_2 possède un rôle essentiel dans la karstification (Plummer *et al.* 1978) : plus elle est importante, plus la capacité de l'eau à dissoudre la roche sera importante (Figure 1.2).

La principale source de CO_2 est dans le sol et sa production est assurée par la respiration racinaire et la dégradation des matières organiques (Atkinson 1977a, Thurman 1985, Hanson *et al.* 2000, Conant *et al.* 2011). Une deuxième source importante de CO_2 provient des remontées de CO_2 profond (Grillot et Schoeller 1989, Aquilina *et al.* 2003, Benavente *et al.* 2010). Ce phénomène ne concerne qu'un nombre restreint de systèmes karstiques.

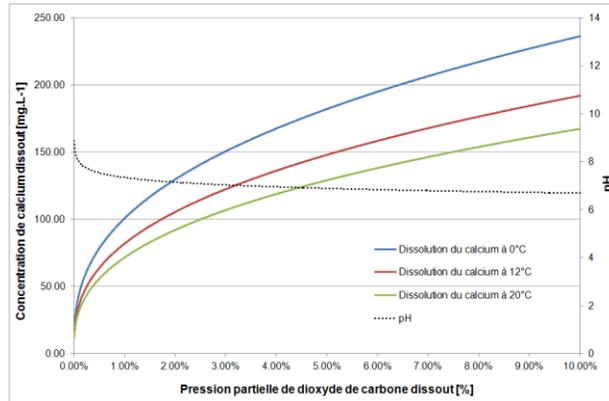


Figure 1.2 : Evolution de la concentration du calcium dans l'eau provenant de la dissolution de la calcite en fonction de la pression partielle de dioxyde de carbone dans l'eau. L'eau initialement considérée est une eau pure.

1.2.3. Paramètres influençant la karstification

1.2.3.1. La lithologie

Outre la nature même de la roche et la quantité de CO_2 dissous dans l'eau, des paramètres liés à la lithologie influent sur l'importance de la karstification.

Ainsi, la taille du grain va avoir un impact non négligeable dans les processus de dissolution des roches. En effet, plus la taille du grain sera faible, plus la surface de contact avec le solvant sera importante. Il en résultera, pour une même concentration de CO_2 dissous, une plus grande dissolution de la roche en contact avec le fluide (Plummer et Wigley 1976, Dreybrodt 1981). Cette relation peut être visible à travers, par exemple, l'expression générale du taux de dissolution de la calcite (Morse et Berner 1972, Rickard et Sjöberg 1983) définie par l'équation (1.1) :

$$R = -\frac{dm_{\text{calcite}}}{dt} = \left(\frac{A}{V} k \right) (1 - \Omega)^n \quad (1.1)$$

Avec A la surface de contact entre le minéral et le solvant, V le volume du solvant, Ω l'état de saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite, k et n des coefficients dépendants de la composition de la solution réagissant avec le minéral.

Par extension à la notion de la taille du grain, la porosité va aussi occuper une place prépondérante dans la karstification. En effet, la porosité conditionne à la fois la surface de contact entre l'eau et la roche et intervient également dans la mise en place d'un gradient hydraulique. Les roches carbonatées sont caractérisées par trois types de porosité :

- une porosité primaire : généralement inférieure à 2 % pour les micrites (Ford et Williams 2007), elle peut atteindre 15 % pour les faciès bréchiques (Burger 1983). Cette porosité est caractérisée par une perméabilité d'un ordre de grandeur de 10^{-14} m.s⁻¹. La craie peut, quant à elle, posséder des porosités de l'ordre de 30 à 40 % (Maqsoud 1996)
- une porosité secondaire : représentée par les fissures, elle ne concerne que 15 % du massif. La perméabilité qui lui est associée varie entre 10^{-8} et 10^{-6} m.s⁻¹ (Mangin 1998)
- une porosité tertiaire : représentée par les conduits karstiques, elle est essentiellement due à l'agrandissement des discontinuités de la porosité secondaire lors de la dissolution des roches

L'existence des porosités secondaires et tertiaires est essentiellement due au comportement cassant des roches carbonatées (Jennings 1985) et aux processus de karstification.

1.2.3.2. Les conditions climatiques

La karstification est favorisée par de fortes teneurs en CO₂ dissout dans l'eau (§ 1.2.2). Ce gaz est notamment produit dans le sol par des phénomènes biologiques. Sa solubilité est favorisée dans des contextes climatiques froids. Il en découle que la température influe sur l'intensité de la karstification : plus elle sera faible, plus le potentiel de dissolution de l'eau (et donc de la karstification) pourra être important (Corbel 1959). White (1984) a constaté empiriquement que l'érosion karstique pouvait se déterminer quantitativement par l'équation (1.2) :

$$D_{\max} = \frac{100}{\rho \cdot 4^{1/3}} \cdot \left(\frac{K_c K_1 K_{CO_2}}{K_2} \right)^{1/3} \cdot P_{CO_2} \cdot (P - ET) \quad (1.2)$$

Avec D_{\max} le taux d'érosion par dilution (en mm.ka⁻¹), K_0 , K_1 , K_2 , K_{CO_2} des constantes thermodépendantes (§ 2.1.2), ρ la densité du calcaire, P_{CO_2} la pression partielle de dioxyde de carbone, P la lame d'eau précipitée (en mm.a⁻¹) et ET l'évapotranspiration (en mm.a⁻¹).

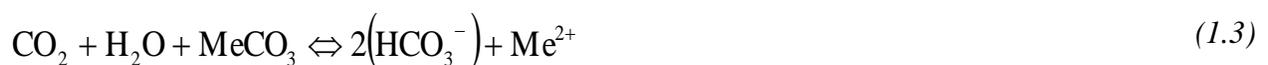
Ainsi, nous pouvons noter, dans l'équation (1.2), que les paramètres liés à la température possèdent une puissance 1/3. Par conséquent, comparé à l'importance de la lame d'eau précipitée, la température ne jouera qu'un rôle mineur, bien qu'existant, dans l'ampleur de la karstification. Cette constatation est corroborée par Bakalowicz (1992) et par l'utilisation d'un modèle prenant en compte à la fois les précipitations et la température dans les processus de karstification (Viles 2003).

Cependant, comme évoqué précédemment, le CO₂ est produit par les activités biologiques qui, elles, sont favorisées par des températures élevées. Le climat possède donc une importance majeure dans la karstification dans la mesure où il détermine la hauteur d'eau précipitée et la quantité de CO₂ produit.

1.2.4. Schéma de fonctionnement de la karstification

Comme mentionné précédemment (§ 1.2.1, § 1.2.2), la karstification nécessite entre autre l'intervention d'un fluide – dans le cas présent de l'eau – préalablement enrichi en CO₂.

Le schéma fonctionnel de la karstification se décompose donc en plusieurs phases. La première est l'enrichissement, dans le sol, de l'eau de pluie en CO₂. Une fois en contact avec la roche, cette eau tend à la dissoudre et à mettre en solution les carbonates. La réaction simplifiée de cette dissolution est présentée dans l'équation (1.3) :



Avec Me^{2+} le cation divalent associé au carbonate. Ce cation est usuellement associé au calcium – formant ainsi la calcite $CaCO_3$ – ou au magnésium – dont la combinaison avec le carbonate forme la magnésite. Toutefois un ensemble de solutions solides peut exister entre ces deux pôles. Cette solution solide sera alors décrite selon la formule suivante : $Ca_xMg_{(1-x)}CO_3$, avec x un entier naturel compris entre 0 et 1.

La nature du cation divalent (ou de l'association des cations divalents) aura une répercussion sur la vitesse de la dissolution du minéral : par exemple, elle sera moins rapide pour la magnésite que pour la calcite (Busenberg et Plummer 1982, Busenberg et Plummer 1989, Tribble *et al.* 1995, Machel 2005)

Bien qu'elle puisse concerner différents cations (ou combinaisons de cations) divalents, nous ne traiterons, dans ce document, que de la dissolution de la calcite et de la dolomite, et de la mise en solution du calcium et du magnésium.

Dans le sol, le CO_2 gazeux va devenir un CO_2 aqueux. En se combinant à la molécule d'eau, il peut former un acide carbonique H_2CO_3 . Toutefois, à $25^\circ C$, le CO_2 aqueux étant en quantité 600 fois plus importante que H_2CO_3 , il est admis de rassembler ces deux espèces sous la forme $H_2CO_3^*$ (Stumm et Morgan 1996).

La karstification peut faire intervenir un maximum de trois phases : une phase solide (le minéral, la roche), une phase liquide (l'eau) et une phase gazeuse (le CO_2). Trois cas sont alors à distinguer (Clark et Fritz 1997) :

- Les trois phases sont présentes simultanément : le système est alors dit ouvert sur la phase gazeuse. Les quantités de matières de chaque phase, nécessaires à la réalisation des équilibres calco-carboniques, sont considérées comme étant infinies,
- Seules deux phases sont présentes (phases solide et liquide) : le système est alors dit fermé sur la phase gazeuse. Les quantités de matières de la phase solide sont considérées comme infinies mais celles de la phase gazeuse sont limitées,
- Aucun échange d'énergie ou de matière n'est présent : le système est dit isolé.

Plus la quantité de CO₂ dissous dans l'eau est importante, plus la karstification est importante (§ 1.2.2). Par conséquent, cette différenciation entre un système ouvert ou fermé sur la phase gazeuse aura une répercussion sur l'ampleur de la karstification.

1.3. La structuration du système karstique

1.3.1. Présentation de l'organisation générale du système karstique

Le karst est un environnement complexe qu'il est usuel de différencier en plusieurs niveaux. Un tel étagement est possible dans la mesure où chaque unité peut être caractérisée par un ensemble d'attributs particuliers tant au niveau de la structuration du massif que dans les modifications chimiques des eaux qu'elles traversent. Il est ainsi possible d'individualiser (Figure 1.3) :

- L'impluvium du système
- Le sol
- L'épikarst
- La zone de transmission ou zone d'infiltration
- La zone noyée

L'ensemble constitué par le sol, l'épikarst et la zone de transmission est aussi nommé zone non saturée ou zone vadose (Williams 2008).

L'infiltration va se produire dans la zone vadose et permettre la recharge de l'aquifère karstique. L'infiltration est représentée par trois composantes : les signaux du sol, de l'épikarst et de la zone de transmission. En fonction du système considéré, l'infiltration peut être caractérisée par, au moins, l'un des trois des signaux précédents. Une description complète de l'infiltration nécessite donc une connaissance de chacun des compartiments, lorsque ces derniers sont présents.

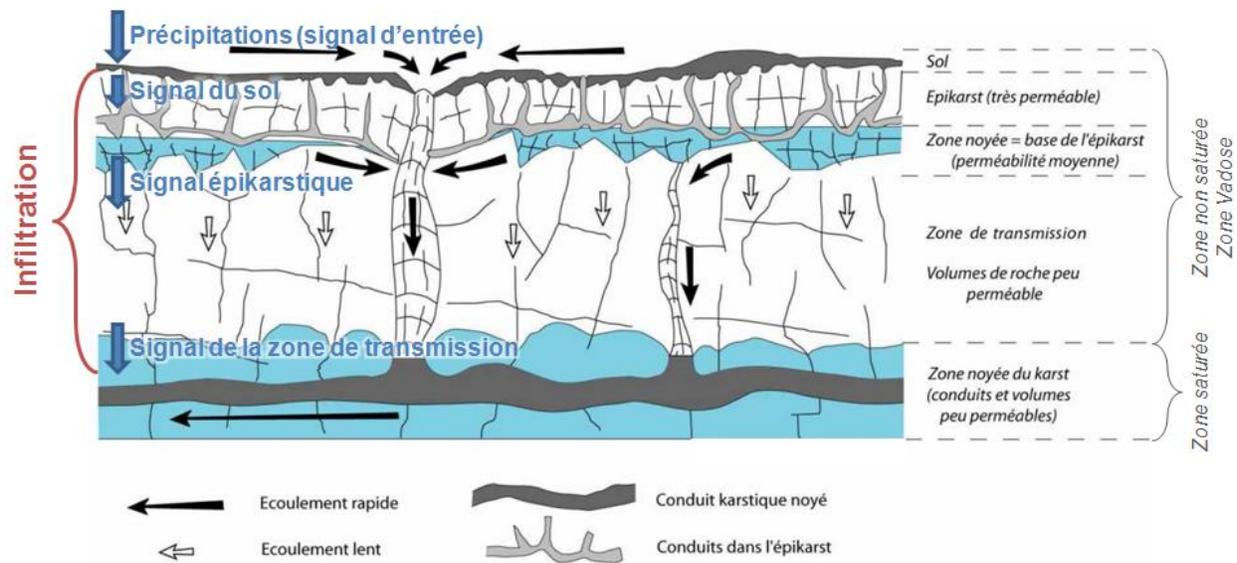


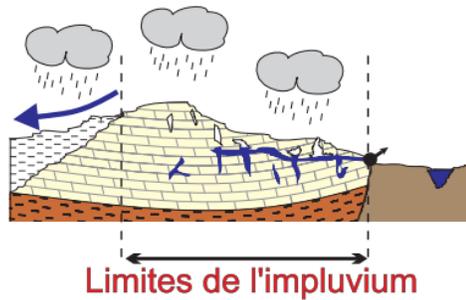
Figure 1.3 : Structuration et écoulements au sein d'un système karstique avec indication des signaux en sortie de chaque compartiment (modifié d'après Charmoille 2005 modifié d'après Smart et Friedrich 1986)

1.3.2. La zone d'alimentation

La zone d'alimentation d'un système karstique, ou impluvium, correspond à la totalité des terrains contribuant à la recharge en eau de ce système. Il est nécessaire de distinguer deux types de systèmes (Marsaud 1996) en fonction de leur impluvium (Figure 1.4) :

- Le système unaire, où l'ensemble de l'impluvium est constitué des terrains karstiques
- Le système binaire, où seule une partie de l'impluvium est composée de terrains karstiques. Les terrains non karstiques apportent un surplus d'eau au système karstique

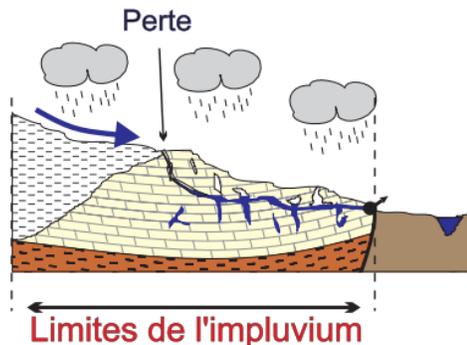
De par la nature du système considéré, la définition d'un bassin versant hydrologique peut ne pas être suffisante pour estimer l'aire de recharge du système karstique. Cet aspect est pourtant essentiel pour posséder une meilleure compréhension du système karstique et ainsi assurer au mieux une gestion et une protection de la ressource en eau. Différentes méthodes peuvent donc être utilisées pour approcher la taille et la répartition spatiale de cette aire d'alimentation (§ 1.5.1).



Systeme unaire

L'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstifiables.

Le drainage s'effectue principalement à l'aval.



Systeme binaire

Une partie de l'impluvium est constituée de terrains non karstifiables qui concentrent l'infiltration des eaux en un point.

Le drainage est très développé.

Figure 1.4 : Les systèmes karstiques unaire et binaire (Marsaud 1996)

1.3.3. Le sol

Le sol, dans de nombreux cas, est une partie essentielle intervenant dans le processus de karstification. En effet, c'est dans ce compartiment que l'eau peut acquérir sa pression partielle en CO_2 , et donc, son pouvoir de dissolution. De plus, c'est de cette zone qu'est issue l'une des composante de l'infiltration : le signal sol.

En plus de contribuer à l'enrichissement de l'eau en CO_2 , le sol permet un stockage de l'eau dans sa porosité matricielle et ainsi assure une fonction de mélange entre des eaux préexistantes et des eaux nouvelles apportées par les précipitations (Perrin *et al.* 2003, Williams 2008).

Cette composante peut être à l'origine d'une forte modification dans les eaux émergeant du système. En effet, lors des épisodes de crues, les concentrations en CO_2 des eaux de sources peuvent nettement augmenter. Ceci témoigne donc d'une proportion accrue des eaux préalablement stockées dans les sols par rapport aux eaux préexistantes dans le système (Vesper et White 2004, Liu *et al.* 2004, Savoy *et al.* 2011).

Au-delà des périodes de crues, des variations annuelles et journalières des teneurs en CO₂ peuvent être notées en relation avec l'activité biologique (Liu *et al.* 2007).

En plus d'être l'une des sources de production principale de CO₂, le sol est soumis au phénomène physique d'évapotranspiration. Ce dernier va affecter la quantité d'eau présente dans le sol et l'évolution des concentrations des éléments présents dans l'eau. Ainsi Hsieh *et al.* (1998) ont noté que certains isotopes de l'oxygène étaient plus sensibles à l'évaporation : plus l'évapotranspiration est forte, plus le rapport des teneurs en isotopes de l'oxygène ¹⁸O/¹⁶O dans l'eau est faible. A l'opposé, l'évaporation de l'eau va engendrer une augmentation de la concentration de certains éléments tels que les chlorures (Moss et Edmunds 1989).

D'un point de vue quantitatif, la ressource en eau sera diminuée par l'évapotranspiration, que ce soit avant son infiltration dans le sol ou durant son stockage dans ce compartiment (Jeannin et Grasso 1995, Perrin *et al.* 2003).

1.3.4. L'épikarst

L'épikarst est la zone la plus superficielle de l'aquifère karstique. Elle est située en contact avec le sol lorsque ce dernier existe. Cette localisation lui octroie le nom de « subcutaneous zone », en anglais, dans la mesure où elle représente la « peau du karst » (Williams 2008). La formation de l'épikarst est due à la décompression mécanique des roches carbonatées, par décharge lithostatique. A ce mécanisme viennent s'adjoindre les phénomènes de pédogenèse et de karstification – d'érosion et de dissolution – évoqués précédemment (§ 1.2.2, § 1.2.3).

L'épaisseur de cette zone dépend fortement du système considéré et des paramètres pouvant s'exercer sur le développement de l'épikarst. Cependant, bien qu'il s'agisse d'une zone superficielle, la profondeur de l'épikarst varie généralement de 3 à 15 mètres (Klimchouk 2004). Son épaisseur peut atteindre plus de 30 mètres de profondeur dans certaines régions alpines (Williams 2008).

A l'instar du sol, l'épikarst est une zone de stockage et de transmission de l'eau (Mangin 1975, Perrin *et al.* 2003). Ces caractéristiques lui sont conférées par une porosité

secondaire, variant de 10 à 30 %, et une forte perméabilité (Williams 2008). Celle-ci diminue en fonction de la profondeur (Smart et Friederich 1986). Il en résulte un fort contraste de perméabilité à la base de l'épikarst (entre l'épikarst et la zone de transmission) permettant la mise en place d'une nappe épikarstique.

De par sa morphologie, il est d'usage de diviser les écoulements au sein de l'épikarst (et par extension au sein du karst) en deux grandes classes : les écoulements rapides (circulant au sein des fractures et des conduits) et les écoulements lents (identifiés au niveau de la porosité matricielle et des fissures du système). Ces différentes modalités de circulation des eaux engendrent des contributions des eaux de l'épikarst pouvant aller jusqu'à 50 % de l'écoulement total à la sortie du système (Mangin 1975, Perrin *et al.* 2003, Trcek 2007, Lopez 2009). Les temps de transfert de chacune des composantes (rapides ou lentes) sont évidemment intimement liés à l'épikarst étudié.

En raison de leurs proximités avec le sol (zone de production de CO₂), les eaux contenues dans l'épikarst peuvent présenter une forte minéralisation ainsi que des Pco₂ importantes (Mudarra et Andreo 2003 ; Peyraube *et al.* 2012, 2014). Il s'agit donc d'un site privilégié pour la mise en solution de la calcite. Cette dissolution s'avère rapide : Ford et Williams (2007) estiment que 70 % de cette réaction s'effectue dans les 10 premiers mètres de l'épikarst lorsque ce dernier est développé.

1.3.5. La zone de transmission

La zone de transmission est le deuxième constituant de la zone vadose. Les écoulements, essentiellement verticaux dans cette zone, peuvent, une fois de plus, être divisés en écoulements rapides – acheminés à travers les conduits et les fractures – et en écoulements lents – circulant au sein de la porosité matricielle et des fissures. Cette distinction peut être visible au niveau de la chimie des eaux. Ainsi, des augmentations de teneurs en chlorures ou en Pco₂ traduiront des arrivées d'eaux à plus faibles temps de séjour (Lastennet et Mudry 1997, Mudarra et Andreo 2011, Savoy *et al.* 2011).

De plus, les écoulements au sein de cette zone sont essentiellement diphasiques. Par conséquent, le dégazage des eaux peut être considérable. Cependant, pour les écoulements lents, cette condition diphasique peut engendrer un équilibre entre la teneur en CO₂ dissous dans l'eau et la Pco₂ de l'air du massif. La Pco₂ de l'eau évoluera alors de manière synchrone à celle de l'air du massif (Peyraube *et al.* 2012, 2013).

Comme son nom le laisse sous-entendre, cette zone permet la transmission des eaux de l'épikarst jusqu'à la zone noyée lorsque celle-ci existe. En plus de cela, elle revêt aussi un rôle de zone de stockage. En étudiant le système karstique de Fontaine de Vaucluse (Sud-Est de la France), Emblanch *et al.* (2003) ont estimé qu'en périodes de plus basses eaux, la zone de transmission contenait encore 20 % des précipitations annuelles.

1.3.6. La zone noyée

La zone noyée, lorsqu'elle existe, représente la partie basale de l'aquifère karstique. Elle correspond à une partie saturée en eau, dans le karst, possédant une continuité hydraulique spatiale. Elle est constituée par un ensemble de drains transmissifs auxquels peuvent être associés des systèmes capacitifs. Les conduits peuvent être de tailles imposantes. Ainsi, dans le cas du système de Fontaine de Vaucluse, les eaux émergent d'un conduit d'une profondeur reconnue de 300 mètres. La composante capacitive permet, quant à elle, de contribuer à soutenir les débits d'étiage. Les systèmes capacitifs peuvent être composés par :

- Des systèmes annexes au drainage (Mangin 1975, Marsaud 1996)
- Des écoulements dans la matrice de la zone noyée ou dans un réseau de fissures de faibles conductivités hydrauliques (Droque 1974, Kiraly 2003)

En parallèle des études hydrodynamiques, des études hydrochimiques permettent aussi d'observer cette dualité de perméabilités dans la zone noyée. Ainsi, Emblanch (1997) mentionne la possible existence d'un réseau de fractures – moins transmissives que le drain principal – acheminant des eaux à plus long temps de séjour jusqu'à l'émergence du système. Cependant,

cette arrivée d'eaux à plus long temps de séjour pourrait aussi trouver son origine dans des réservoirs suspendus localisés dans la zone d'infiltration du karst.

Malgré cette hiérarchisation de la zone saturée, des « courts-circuits » de ses écoulements peuvent survenir. Ainsi des eaux issues de l'épikarst (§ 1.3.4) ou de la zone de transmission (§ 1.3.5) peuvent contribuer de manière non négligeable aux eaux émergeant du système.

1.4. La représentation des systèmes karstiques

Nous avons mentionné précédemment la dualité des perméabilités qui existe au sein des systèmes karstiques. La représentation de cette opposition n'est pas innée et unique. De ce fait, il est de coutume de représenter les systèmes karstiques sous deux grands ensembles que nous allons à présent aborder :

- La représentation fonctionnelle (dans l'idéologie anglo-saxonne diffuse flow/conduit flow)
- La représentation structurelle

Ces deux visions se différencient par les modalités d'infiltrations et d'écoulements des eaux au sein du système karstique.

1.4.1. Vision fonctionnelle : la représentation diffuse flow/conduit flow

La représentation fonctionnelle d'un système karstique (« conduit/diffuse flow » en anglais) se base sur une séparation des écoulements karstiques selon deux composantes :

- Une fonction transmissive : écoulements au sein de conduits (« conduit flows »)
- Une fonction capacitive : écoulements au sein de la matrice des roches carbonatées (« diffuse flows »)

Cette vision du karst admet le principe de « boîte noire » : bien que deux composantes soient identifiées, elles ne sont pas spatialement représentées.

L'écoulement au sein de la matrice tend vers un comportement d'écoulement laminaire similaire à celui se produisant dans un milieu poreux. La conductivité hydraulique est uniformément distribuée dans le système. La fonction transmissive correspond à une distribution irrégulière de conduits. Dans ces derniers, les conditions d'écoulements peuvent être diphasiques (Shuster et White 1971) pouvant alors être associées à un dégazage du CO₂ contenu dans l'eau. Shuster et White (1971), en se basant sur la valeur du coefficient de variation de la dureté de l'eau, estiment que l'eau transite essentiellement par la matrice (ou par une combinaison matrice/conduits). Plus cette valeur sera importante, plus la part de l'écoulement par le biais des conduits sera importante. Les auteurs ont ainsi estimé que, pour un coefficient de variation inférieur à 10 %, un écoulement de type milieu poreux était majoritaire, tandis que pour des valeurs de 20 à 35 %, l'essentiel des écoulements transitait par des conduits. Ainsi, une variation significative de la chimie de l'eau au cours d'un cycle hydrologique témoignerait d'apports d'eau issus d'écoulements rapides provenant de réservoirs superficiels (Shuster et White 1972, Drake et Harmon 1973). Un raisonnement similaire peut être effectué en se basant sur la température de l'eau émergeant de la source (Shuster et White 1971, Crowther et Pitty 1982). Toutefois, Bakalowicz et Mangin (1980) ont constaté que l'utilisation du coefficient de variation n'est pas statistiquement représentative. Ils lui préfèrent une méthode basée sur des distributions de fréquences d'un élément dissous dans l'eau.

L'évaluation de la fraction d'écoulement transitant à travers les conduits ou la matrice a toujours été une question centrale de l'étude des écoulements karstiques (White et Schmidt 1966). Atkinson (1977b) montra la forte contribution des écoulements par les conduits dans l'aquifère karstique de Cheddar (Grande-Bretagne). En effet, il a estimé que 60 à 80 % des débits de la source du système étaient dus à des alimentations provenant de conduits, bien que ces derniers ne représentent qu'un vingt-neuvième du volume du système lorsque celui-ci est entièrement rechargé.

En plus des écoulements émanant des fractures et de la porosité, Mangin (1975) décrit un nouvel ensemble : les systèmes annexes au drainage. Ils correspondent à des vides de grandes dimensions présents dans la zone noyée, indépendants les uns des autres, reliés latéralement aux drains qui assurent la fonction transmissive du système (Figure 1.5). Selon l'état de recharge des drains, ils peuvent soit être alimentés par les drains soit les drainer.

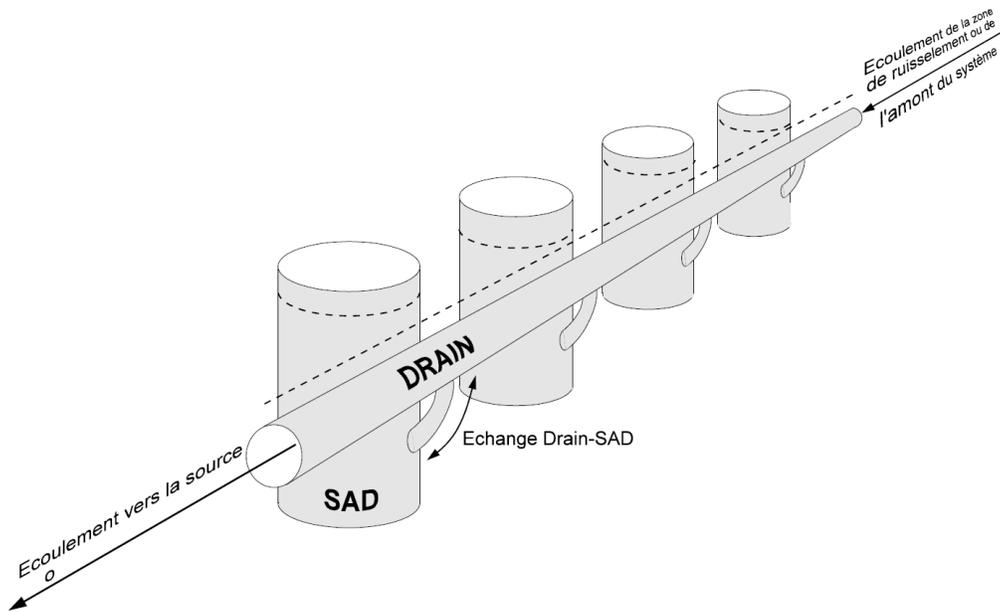


Figure 1.5 : Représentation d'un drain de la zone noyée et des systèmes annexes au drainage (SAD) associés (Marsaud 1996)

Bakalowicz (2005) a proposé un schéma fonctionnel (Figure 1.6) permettant de résumer les interactions existant entre les écoulements concentrés et les écoulements plus diffus. Une fois de plus, il est possible de constater que les processus sont considérés dans leur globalité par une approche sous forme de « boîte noire ». Le fait de raisonner à partir d'une « boîte noire » permet d'observer des tendances générales relatives au système. Ainsi, Toran et Reisch (2013), en s'appuyant sur des variations de concentrations d'ions dissous (en l'occurrence, les variations du rapport calcium sur magnésium), ont constaté que les cheminements des écoulements au sein d'un système n'étaient pas constants et pouvaient concerner des zones différentes. Toutefois, la vision fonctionnelle du karst ne permet pas de situer spatialement ces divers cheminements des eaux.

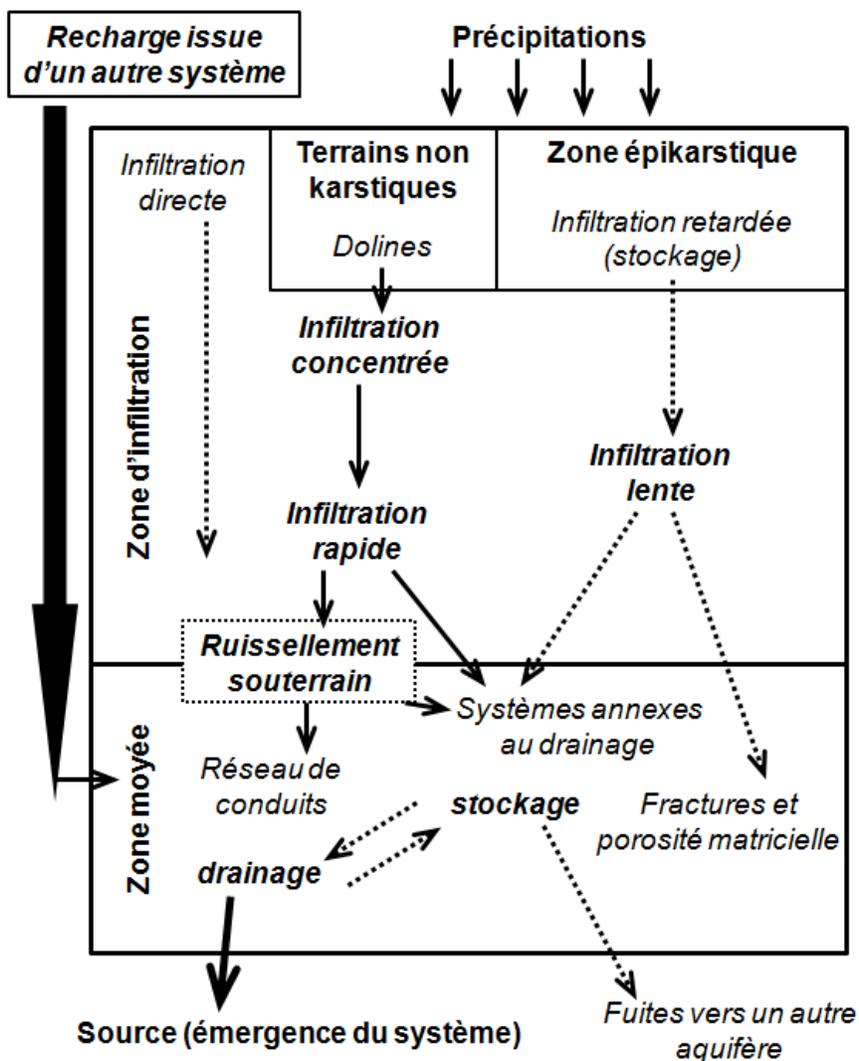


Figure 1.6 : Schéma fonctionnel d'un karst (d'après Bakalowicz 2005)

1.4.2. Représentation structurelle

Alors que la vision fonctionnelle du karst considère les phénomènes dans leurs globalités, la représentation structurelle tend à spatialiser le système pour en interpréter les phénomènes. Dans cette représentation, un maillage est appliqué au système karstique (Figure 1.7). Il est alors possible de distinguer :

- Des blocs capacitifs (« low permeability volumes ») assurant une fonction capacitive
- Des réseaux de drains (« conduit network ») assurant une fonction transmissive

En période de crue, les blocs capacitifs sont alimentés par les drains, induisant alors une hausse du niveau piézométrique dans le système. En période de basses eaux, le phénomène inverse se produit : les drains drainent les blocs capacitifs qui garantissent les débits d'étiage.

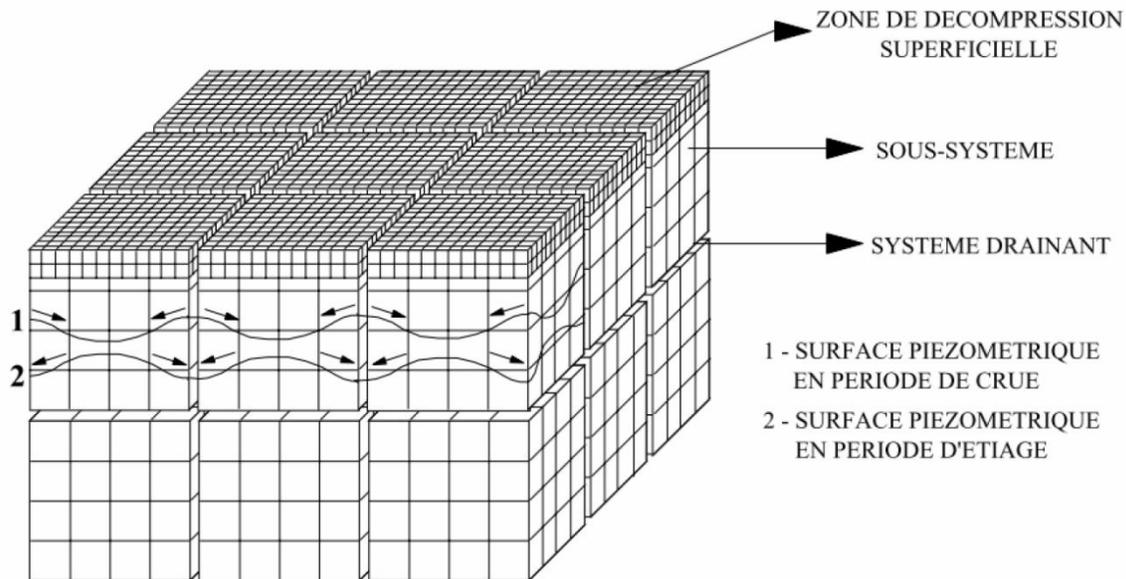


Figure 1.7 : Représentation structurelle du karst selon Droque (1969)

La notion de « boîte noire » n'est ici plus considérée. Cependant, cette représentation sous-entend une fracturation constante et régulière d'un système. Qui plus est, Kovács *et al.* (2005) ont montré, bien que cette fracturation soit présente, qu'il est nécessaire d'avoir un certain développement de la karstification pour que les conduits puissent permettre un écoulement significativement différent, au niveau quantitatif, de celui issu de la matrice. Dans le cas contraire, l'aquifère se comporte de manière similaire à un aquifère poreux.

Compte tenu des éléments ci-dessus, à l'échelle du bassin, les caractéristiques de l'aquifère karstique peuvent être considérées comme homogènes tandis qu'à l'échelle « locale », ces mêmes caractéristiques deviennent nettement hétérogènes (Kiraly 1975).

Cette vision du karst est privilégiée par certains auteurs (Kovács *et al.* 2005, Jeannin *et al.* 2013) et devient alors une pierre angulaire de leurs raisonnements. Cet aspect sera évoqué par la suite dans une partie consacrée à la modélisation (§ 1.5.2).

1.5. La détermination du fonctionnement d'un système karstique

1.5.1. Approche hydrochimique

L'une des composantes de l'étude des systèmes karstiques correspond à l'analyse de l'évolution de la chimie des eaux émergeant de la (ou des) source(s) d'un système. L'analyse par les méthodes hydrochimiques peut alors porter sur divers aspects pour caractériser le système karstique :

- le degré d'organisation des écoulements
- la surface d'alimentation et les formations traversées par les écoulements
- la vulnérabilité du système karstique vis-à-vis des pollutions

Bien qu'ils puissent être étudiés de manière séparée, ces domaines sont liés les uns aux autres et une étude exhaustive d'un système karstique ne peut être effectuée qu'en considérant tous ces points.

Dans cette partie, la caractérisation des systèmes karstiques est abordée au travers de développements succincts faisant référence aux méthodes généralement utilisées pour décrire les trois grandes catégories évoquées précédemment.

1.5.1.1. Etude du fonctionnement d'un système karstique par le biais des ions majeurs

L'analyse des variations lithologiques est une étape essentielle dans l'étude des systèmes karstiques. En effet, la minéralisation de l'eau est fortement dépendante de la nature des formations au contact desquelles elle va s'écouler.

La minéralisation des eaux issues des systèmes karstiques peut être essentiellement décrite par les ions provenant de la dissolution des calcaires et des dolomies : le calcium, les ions bicarbonates et le magnésium (§ 1.2.4).

Le suivi temporel de la concentration de ces éléments dans les eaux est donc crucial dans l'étude des systèmes. Mudarra et Andreo (2011) ont ainsi pu constater, en période de crues, des augmentations de teneurs en calcium et bicarbonates indiquant des arrivées d'eaux plus fortement minéralisées. Lors de forts événements pluvieux, des eaux d'origine épikarstique peuvent donc être acheminées rapidement jusqu'à la source, par effet piston ou par « courts-circuits », engendrant une modification de la chimie des eaux de l'émergence. Des concentrations (ou des dilutions) importantes des ions dans les eaux correspondent à des mélanges entre différents types d'eaux présents dans le système. De forts contrastes dans les chimies des eaux de l'émergence témoignent de la prépondérance d'un type d'eaux à un moment précis. Plus les contrastes seront importants et plus les types d'eaux s'affirmeront à tour de rôle. Cela n'est possible que si le degré de développement des conduits karstiques est fort (système très karstifié). L'importance des variations de la chimie des eaux donnera donc une indication sur le développement du réseau karstique (Bakalowicz et Mangin 1980).

Dans un système dépourvu de dolomies (Batiot *et al.* 2003), une augmentation de la concentration en magnésium dans les eaux révèle un mélange d'eaux avec une contribution plus importante de la zone noyée (Mudarra et Andreo 2011, Mudarra *et al.* 2012). Toutefois, une augmentation de magnésium peut aussi être en lien avec une dissolution de formations plus dolomitiques (Barbera *et al.* 2014). La dolomie, tout comme les roches siliceuses, a une constante de dissolution très faible (Appelo et Postma 2005). Par conséquent, à l'instar du magnésium, des teneurs élevées en silice (issues de l'altération des roches siliceuses) dans les eaux d'une source pourront être caractéristiques d'eaux à fort temps de séjour (Froncini 2008).

Il est à noter que l'enrichissement en magnésium peut aussi provenir de la dissolution de minéraux sulfatés présents dans les argiles et les évaporites. La dissolution de ces formations conduira aussi à une augmentation de la concentration en sulfates des eaux. Basés en partie sur ces propriétés de dissolution des roches argileuses et évaporitiques, Mudarra et Andreo (2011)

ont identifié des zones de recharge pour différentes sources situées dans les montagnes de l'Alta Cadena en fonction des minéralisations des eaux aux émergences.

A partir des sulfates, Mudarra *et al.* (2012), quant à eux, ont déterminé que les eaux d'une source provenaient d'écoulements au contact de formations évaporitiques. Cependant, une concentration importante en sulfates peut aussi être due à la présence de pyrite (et plus précisément à son oxydation) dans les formations traversées par les écoulements (Panno *et al.* 2001).

Les roches évaporitiques vont aussi participer à l'enrichissement des eaux en sodium et en chlorures (Barbera *et al.* 2014). Outre cette origine, la minéralisation d'une eau en sodium et chlorures peut, en partie (ou totalement), être due à des mélanges entre l'eau présente dans le système et l'eau de pluie. Il est important de noter que les concentrations des ions chlorures et sodium, dans les eaux du sol, peuvent être affectées par l'évapotranspiration. Dans ce cas, la diminution du volume d'eau dans les sols conduit à l'augmentation de la concentration des chlorures et du sodium dans l'eau (Schoeller 1962, Bakalowicz et Aminot 1974). Pour toutes les raisons évoquées précédemment, les ions chlorures et sodium sont considérés comme des marqueurs de surface (Bakalowicz 1995, Lastennet et Mudry 1997).

Les chlorures peuvent aussi provenir du lessivage en surface de fertilisants. Ces ions possédant une charge négative ne sont que peu enclins à créer des complexes avec les particules du sol. Puisque ces ions ne seront pas filtrés par le sol, les teneurs en chlorures dans les eaux peuvent être élevées (Stueber et Criss 2005). Au-delà des fertilisants, les chlorures peuvent être identifiés dans les déjections d'animaux, dans des rejets industriels ou encore dans le salage des routes (Panno *et al.* 2001). La présence de fortes concentrations de chlorures dans les eaux peut donc être en relation avec des activités anthropiques telles que l'agriculture ou l'élevage. Cette information peut alors être utilisée pour identifier des possibles zones d'alimentation du système karstique.

Le carbone organique total (COT), les nitrates (Batiot *et al.* 2003, Perrin *et al.* 2003) et le potassium (Stueber et Criss 2005) sont aussi considérés comme des marqueurs de surface, bien que le potassium puisse être issu de la dissolution de minéraux silicatés.

De fortes teneurs dans les eaux des émergences peuvent être mesurées en début du cycle hydrologique en raison du lessivage des sols jusqu'alors soumis à une forte activité biologique et à l'absence de pluies (Mudarra *et al.* 2012). Elles témoignent donc de circulations rapides au sein du massif karstique. Halleberg *et al.* (1985) ont constaté que, lors de forts évènements pluvieux, les nitrates et les pesticides transitaient par les conduits et provoquaient d'importantes et brèves augmentations de concentrations de polluants à la source. Un comportement similaire peut être observé pour le potassium. L'étude de la chimie des eaux, et par extension du comportement du karst, est donc un outil essentiel pour protéger la ressource en eau des pollutions ou, le cas échéant, agir pour remédier à une pollution.

Les nitrates peuvent ne pas être dégradés dans l'aquifère en raison des conditions oxydantes du milieu. Par conséquent, les pluies d'hiver ne vont pas mobiliser de fortes quantités de nitrates mais diluer celles existant déjà dans le système (Mudarra et Andreo 2011, Mudarra *et al.* 2012). A la suite du pic de nitrates en automne lors des premières pluies, il est alors possible d'observer une diminution de concentrations dans les eaux durant l'hiver et la période de recharge.

L'étude de l'évolution de la chimie des eaux peut aussi être effectuée par le biais d'une modélisation inverse. Cette technique vise à déterminer les différentes évolutions qu'a pu subir une eau initiale pour posséder sa composition chimique finale. Diverses réactions peuvent alors être considérées telles que la dissolution de minéraux, des mélanges en proportions variables entre plusieurs types d'eaux, des échanges cationiques ou encore des modifications de la proportion des gaz dissous dans l'eau. Cette pratique a été employée par Ma *et al.* (2011) et Wong *et al.* (2012) qui ont caractérisé le fonctionnement de systèmes karstiques en évaluant la proportion de mélange de différents types d'eaux et les réactions avec le massif, nécessaires pour engendrer la chimie d'une eau de source.

1.5.1.2. Etude du fonctionnement d'un système karstique par le biais des isotopes

La karstification fait intervenir deux éléments principaux : l'eau et le calcaire. Par conséquent, une grande partie des études isotopiques liées au karst, l'ont été sur les isotopes faisant intervenir l'oxygène et l'hydrogène – formant la molécule d'eau – et sur le carbone

(constituant les carbonates). Les isotopes alors considérés sont l'oxygène 18 (^{18}O), le deutérium (^2H) et le carbone 13 (^{13}C).

La compréhension du fonctionnement d'un système karstique dépend en partie de l'évolution de la chimie des eaux à son exutoire. En effet, elle peut être le résultat de mélanges en proportions variables d'eaux issues des différents compartiments du karst. Afin d'estimer l'importance de ces mélanges, Emblanch *et al.* (2003) se sont appuyés sur une décomposition d'hydrogramme basée sur les teneurs des eaux en ^{13}C . Les auteurs ont alors considéré que la contribution des écoulements de la zone de transmission au débit total de la source variait de 0 à 40 % en fonction de la pluviométrie et de la période de l'année. Aquilina *et al.* (2006), en étudiant les isotopes de l'oxygène et du deutérium, ont estimé que les eaux de la zone noyée, lors des crues, contribuaient aux débits de la source à hauteur de 55 % (système des Cent-Fonts) ou de 67 % (système de Fontanilles). L'utilisation de ces isotopes – dont les teneurs dans les eaux des sources dérivent en partie des teneurs isotopiques dans la pluie – permettent aussi l'estimation des proportions des réserves du karst reconstituées lors des périodes de hautes eaux (Aquilina *et al.* 2005) ou encore l'estimation du temps de séjour moyen des eaux au sein du système (Frederickson et Criss 1999).

Andreo *et al.* (2004) ont utilisé les variations de ^{18}O et ^2H pour identifier les masses d'air (atlantique ou méditerranéenne) prépondérantes dans les précipitations des bassins d'alimentations de plusieurs systèmes karstiques. De plus, l'évolution spatiale des teneurs en isotopes dans les pluies leurs ont permis de définir des secteurs d'alimentation de ces systèmes. Enfin ils ont pu noter que les réserves des karsts dans leur étude pouvaient être faibles. Il en résulte une contribution de la zone non saturée aux écoulements pouvant être importante comparée à la participation de la zone noyée.

Briand *et al.* (2013) – par une analyse des isotopes du bore, de l'oxygène et de l'azote de la molécule des nitrates, combinée avec une étude microbiologique – ont déterminé le type d'activité à l'origine de la concentration croissante des nitrates dans un forage. Une telle caractérisation permet de mieux définir les limites d'une aire d'alimentation d'une source ou, en

l'occurrence, d'un point d'eau. De plus sa portée en termes d'évaluation de la pollution est importante.

1.5.1.3. Etude du fonctionnement d'un système karstique par le biais des traceurs artificiels

Nous avons vu précédemment qu'il était possible d'utiliser les éléments naturellement contenus dans l'eau (ions, isotopes,...) pour déterminer le fonctionnement d'un système karstique. De manière similaire, il est possible de modifier volontairement la chimie d'une eau transitant par un système pour déterminer les caractéristiques de ce système. Pour cela, les traceurs artificiels sont usuellement employés.

Il existe une grande variété de traceurs artificiels se différenciant par leurs natures, leurs propriétés d'interactions avec l'environnement, leur mesurabilité et leur nocivité. Ces traceurs sont généralement identifiés en trois catégories : les traceurs fluorescents, les sels minéraux et les traceurs particuliers. L'eau est le vecteur de transport de ces substances (Goldscheider *et al.* 2008).

Au-delà du type de traceur retenu, différentes méthodologies sont utilisées. Ainsi, Connair et Murray (2002) ont appliqué un protocole de traçages multiples faisant intervenir huit traceurs différents afin de déterminer les limites de bassins d'alimentation de systèmes karstiques.

Que ce soit par des traçages uniques ou multiples, l'usage de ces techniques, pour la détermination de relations entre des points d'infiltrations (ou de circulations de l'eau) et une émergence, est assez immédiat. Toutefois, ce domaine d'application n'est pas le seul qu'il est possible d'aborder par le biais des traceurs artificiels.

Goldscheider (2008), par exemple, a identifié des parties plus hétérogènes et plus influencées par des phases immobiles dans le système karstique de Stuttgart. Ces phases immobiles entraînent des restitutions des traceurs sur de grandes périodes de temps. Ainsi, les fonctionnements par « effet piston » des systèmes karstiques ne sont pas une généralité. En raison de ces importants échanges avec les phases immobiles, la courbe de restitution des traceurs permet de constater le stockage d'eaux dans de grandes cavités. De plus, Meiman et Ryan (1999)

ont identifié des chemins d'écoulements, jusqu'alors inconnus, à partir des formes multimodales de courbes de restitution.

En couplant les formes de ces types de courbes et la détermination de la dispersivité de l'aquifère, Lauber *et al.* (2014), ont, quant à eux, estimé le degré de karstification d'un système karstique. Dans le but de compléter cette caractérisation d'un système karstique, l'utilisation des méthodes de traçages artificiels permet d'estimer la géométrie des réseaux karstiques, par exemple, par l'injection simultanée de plusieurs traceurs en un même point (Luhmann *et al.* 2012).

Les traceurs artificiels peuvent être un outil d'importance non négligeable dans des problématiques de vulnérabilités et de protections des systèmes (Bakalowicz 1999). De ce fait, ils sont utilisés dans certaines méthodes d'estimation de vulnérabilités des karsts telles que la méthode PaPRIKA (Dörfliger et Plagnes 2009).

1.5.2. Approche hydrodynamique

Les systèmes karstiques sont décrits par des écoulements cheminant à la fois par de larges espaces (conduits) et par des espaces matriciels ou de fissures (§ 1.4). L'eau peut donc traverser le système de manière plus ou moins rapide en fonction de la voie qu'elle emprunte. De ce fait, l'influence d'une arrivée d'eau sur le débit d'une source sera différente selon son trajet dans le système. En effet, l'eau s'écoulant par les conduits du système karstique engendrera une forte et rapide augmentation de débit. De telles augmentations répétées et fréquentes (soit de fortes variations de débits d'une émergence) sont caractéristiques, d'un point de vue hydrodynamique, du comportement karstique d'un système. Ainsi, l'intensité (nature concentrée ou diffuse) d'un épisode pluvieux et l'importance du stockage dans le système vont jouer un rôle majeur dans l'évolution du débit d'une émergence (Figure 1.8).

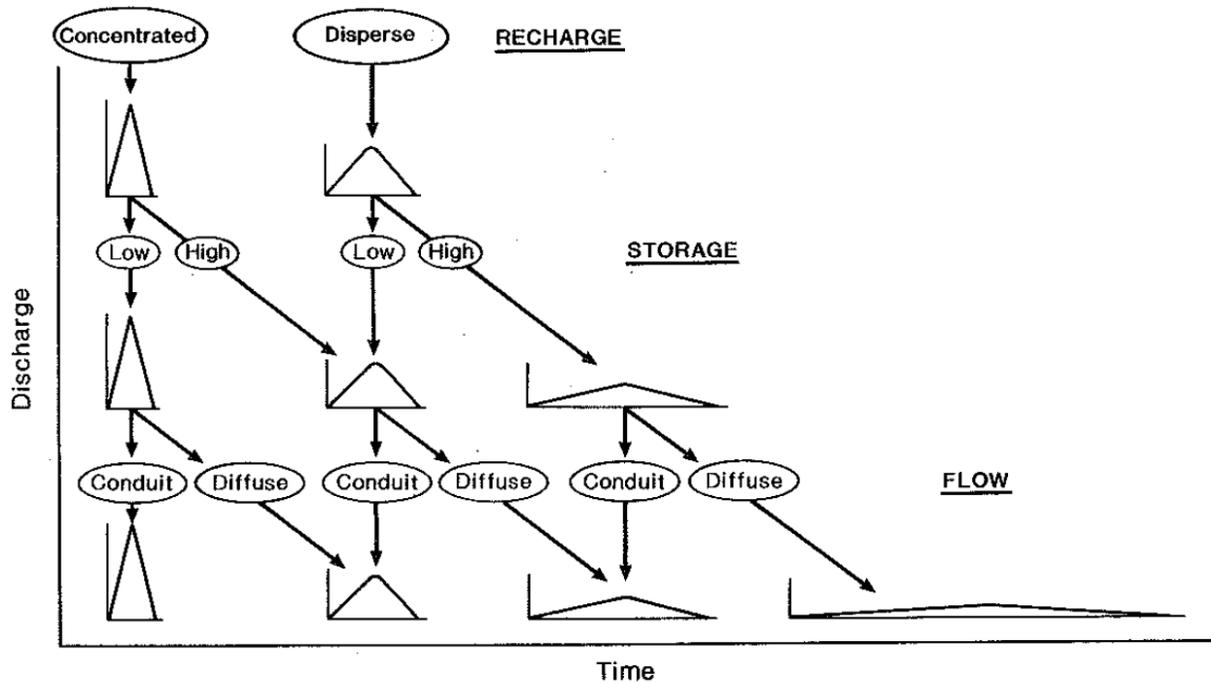


Figure 1.8 : Effets sur le débit d'une source de 1) l'intensité de la recharge lors d'un épisode, 2) l'importance du stockage de l'eau infiltrée dans le système, 3) la voie préférentielle de transit de l'eau (Smart et Hobbs 1986)

L'approche hydrodynamique des karsts s'appliquera alors à détailler les hydrogrammes de crues afin d'en extraire le maximum d'informations nécessaires dans la compréhension des systèmes puis, dans une étape ultérieure, dans la modélisation de ces derniers.

1.5.2.1. Les hydrogrammes de crue et de décrue

L'hydrogramme d'une source correspond à la variation du débit d'une émergence au cours du temps. Dans la mesure où une source karstique possède des écoulements de différentes vitesses, l'hydrogramme peut présenter de nombreux pics de crues. Il est alors nécessaire, dans un premier temps, d'étudier les hydrogrammes d'évènements pluvieux isolés ayant engendrés des crues de la source : des hydrogrammes de crues.

Les hydrogrammes de crues peuvent être décomposés en différents grands domaines (Figure 1.9) :

- le débit de base (écoulements matriciel et par les fissures) correspondant à la vidange des réserves du karst
- la phase de montée de crue due à l'épisode pluvieux. Les eaux engendrant cette augmentation de débit peuvent être :
 - des eaux préexistantes dans le système et évacuées par « effet piston »
 - des eaux dérivant directement des eaux de pluies contemporaines à l'épisode pluvieux circulant rapidement par les conduits
- un pic de crue représentant le débit maximal atteint lors de l'épisode de crue
- une phase de récession correspondant à une diminution du débit en raison de la diminution du volume d'eau – et donc de la charge hydraulique – présent dans le système
- une phase de tarissement correspondant à la vidange des réserves du karst. Ces eaux sont, en grande partie, constituées par les eaux d'étiage

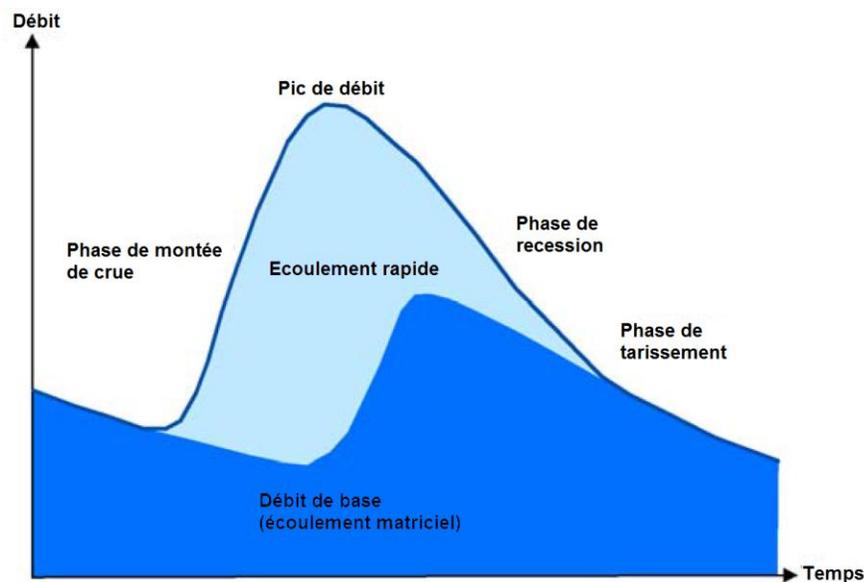


Figure 1.9 : Décomposition en différents domaines de l'hydrogramme de crue (d'après Brodie et Hostetler 2005)

Il est intéressant de noter dès à présent que la détermination de la proportion des eaux d'étiage à un épisode de crue fait l'objet de nombreux débats. Diverses techniques d'analyses et formules permettent de l'estimer. Les volumes d'eaux d'étiage alors calculés peuvent être différents selon le raisonnement employé (Nathan et McMahon 1990, Brodie et Hostetler 2005).

Une mise en garde sur cette ségrégation drainage rapide / drainage lent – déterminée par l’analyse des courbes de décrue – est communiquée par Ford et Williams (2007). En effet, les auteurs considèrent qu’elle impliquerait une vidange successive des différentes unités, ce qui, selon eux, n’est qu’une vision conceptuelle ne pouvant être rapprochée de la réalité.

Dans l’étude d’un hydrogramme de crue, il est usuel de ne considérer que la partie de l’hydrogramme faisant suite au pic de crue : la courbe de décrue. Comme évoqué précédemment, elle représente la diminution des volumes d’eaux dans le karst à différentes vitesses. Ces dernières sont fonction des types d’écoulements (en conduit ou matriciel) desquels sont issus les volumes d’eaux.

Maillet (1905) a été le premier à décrire la phase de tarissement en l’exprimant comme une vidange d’un réservoir unique selon une fonction exponentielle :

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha \cdot t} \quad (1.4)$$

Avec $Q(t)$ le débit au temps t , Q_0 le débit lors du pic de crue et α le coefficient de récession du réservoir.

Bien que cette équation (1.4) ait été développée dans un cadre hydrologique, son domaine d’application a été étendu à celui du karst. Une description exhaustive des courbes de récession correspondrait alors à une addition d’une multitude d’exponentielles (Mangin 1975, Kovács et Perrochet 2008) :

$$Q(t) = Q_1 e^{-\alpha_1 \cdot t} + Q_2 e^{-\alpha_2 \cdot t} + Q_3 e^{-\alpha_3 \cdot t} + \dots \quad (1.5)$$

Toutefois, l’équation (1.5) peut être réduite à l’expression de seulement deux exponentielles (Fleury *et al.* 2007, Charlier *et al.* 2012), sans que cela ne dégrade outre mesure les résultats.

D’autres auteurs (Droque 1972, Coutagne 1948) ont, quant à eux, privilégié divers développements des équations de Boussinesq (1904) pour décrire les courbes de décrues et de

récessions. De plus amples informations sur l'utilisation dans le domaine karstique des équations de Maillet (1905) et des développements de Boussinesq (1904) sont détaillées par la suite (§ 3.2).

1.5.2.2. Les différents types de modèles de modélisations des débits d'une émergence karstique

La littérature karstique est extrêmement riche vis-à-vis de la modélisation des écoulements. En effet, elle bénéficie des avancées tant dans les domaines hydrologiques et hydrauliques (§ 1.5.2.1) que dans ceux des milieux poreux (Scanlon *et al.* 2003) bien que ces modélisations soient à considérer avec le plus de précautions dans la mesure où elles ne considèrent pas les écoulements rapides (Worthington 2009). Malgré cette diversité trois catégories de modèles peuvent être distinguées :

- les modèles empiriques (modèles « boîtes noires »)
- les modèles à base physique
- les modèles conceptuels

Les modèles empiriques

Les modèles empiriques permettent d'établir une relation entre le débit d'une émergence karstique et les pluies qui ont engendré ce débit. Cette relation est une fonction de transfert, aussi nommée hydrogramme unitaire.

Ces modèles peuvent nécessiter l'application de concepts mathématiques spécifiques tels que les algorithmes « artificial neural networks (réseaux de neurones artificiels) » ou encore « fuzzy logic (logique floue) ». L'utilisation de chaque méthode se distinguera notamment par la longueur de la série de données disponible (Kurtulus et Razack 2010).

Ces modèles se basent sur un temps de transit de l'eau et non sur une connaissance de la structure interne du karst. Ce dernier, lors des premiers travaux de modélisations, a été considéré comme un système stationnaire et linéaire (Dreiss 1989). Toutefois, Pinault *et al.* (2001) et Denić-Jukić et Jukić (2003) mentionnent que des modélisations de débits de systèmes karstiques

ne considérant qu'une fonction de transfert linéaire ne sont que peu concluantes. Par conséquent, il est fréquent de diviser la fonction de transfert en deux fonctions : l'une traduisant les écoulements rapides et l'autre les écoulements lents.

La forme de cette fonction de transfert est représentative du système qu'elle caractérise. Elle peut donc être utilisée à des fins prédictives vis-à-vis des épisodes pluvieux (Long et Derickson 1999). L'utilisation d'un tel modèle empirique permet de ne pas complexifier à outrance la structure du modèle, comme cela pourrait être le cas avec un modèle à base physique (décrivant la structure interne du karst). Dans la mesure où le modèle n'est pas basé sur des paramètres physiques, la description des phénomènes agissant sur le système peut être délicate.

Le comportement du système karstique peut aussi être étudié. A partir des travaux de Pinault *et al.* (2001) de modélisation inverse, Ladouche *et al.* (2014) ont appliqué un modèle empirique sur la source du Lez, émergence continuellement captée. Il en a résulté une amélioration des connaissances du comportement du système en condition de prélèvements ainsi que l'estimation de la surface influencée par le pompage autour du réseau karstique (estimation de 59 km²). Par extension, la détermination du comportement des écoulements en pompage leur a permis d'appréhender le comportement des écoulements naturels en absence pompage, situation qui n'a plus été rencontrée depuis les années 1854 (Paloc 1979).

Les modèles à base physique

Les modèles à base physique sont établis à partir de paramètres physiques (conductivité hydraulique, emmagasinement, transmissivité, porosité efficace, ...) décrivant la structure interne du karst. Les débits des sources vont être déterminés par le biais d'une grande variété d'équations décrivant l'écoulement de l'eau dans les diverses composantes du système karstique (sol, épikarst, zone non saturée, zone noyée). Puisque ces modèles tiennent compte des phénomènes physiques, la modélisation des écoulements matriciels ou en conduits pourra être nécessaire. Les équations régissant ces circulations de fluides sont essentiellement représentées par les équations de Saint-Venant, Richards, Manning, Darcy, ou encore Boussinesq. Il en résulte que ces modèles sont associés à un certain nombre d'hypothèses liées au système d'équations utilisé (Soutter *et al.*

2007, Hingray *et al.* 2014). De plus, une connaissance ou une détermination des paramètres hydrauliques et des conditions initiales et limites est requise (Kiraly 2003).

Ces types de modèles sont très employés pour les simulations d'écoulements en milieu poreux. Cependant le karst est un environnement dont la géométrie et la physique du milieu est inconnue. L'hétérogénéité atteint alors son paroxysme. Ainsi, Scanlon *et al.* (2003) ont constaté que les résultats d'un modèle poreux équivalent représentant un système karstique, n'étaient pas probants en raison de la non considération des écoulements rapides, trait singulier du karst.

Cette limitation a conduit certains auteurs (Tzoraki et Nikolaidis 2007, Nikolaidis *et al.* 2013) à ne modéliser que la percolation à travers le sol en utilisant des modèles à base physique tels que les modèles Hydrological Simulation Program Fortran (HSPF) ou Soil Water Assessment Tool (SWAT). La détermination des débits sortant du système fait alors l'objet d'un autre type de modélisation.

Une autre solution envisagée pour reconstituer les débits d'une source à partir de la géométrie de la structure interne d'un karst est de considérer l'infiltration comme alimentant des conduits de propriétés physiques identiques espacés régulièrement tout au long d'un maillage. (Kiraly 2003).

Plus récemment, Hartmann *et al.* (2012) ont proposé un modèle basé sur l'hypothèse d'une variation spatiale et temporelle de la recharge due exclusivement à la variabilité des propriétés physiques de l'épikarst.

Au-delà de la reconstitution d'un signal de sortie, certaines approches originales utilisent les modèles à base physique dans le but de déterminer des indices de géométrie des conduits. C'est le cas de Grasso *et al.* (2003) qui ont introduit un indice AVR, fonction du volume du réseau des conduits divisé par la surface occupée par ces conduits. Par extension, cet indice permet d'estimer qualitativement le degré de karstification d'un système.

Les modèles conceptuels

Les modèles conceptuels permettent de représenter les phénomènes physiques de manière globale et simplifiée. Les équations – et les paramétrisations qui leurs sont associées – régissant les phénomènes physiques ne sont, ici, pas requises. La structure de ces modèles dérive de la compréhension du fonctionnement du système karstique. Les modèles réservoirs occupent une part majoritaire des modèles conceptuels et seront les seuls à être abordés dans le développement ci-après.

Les modèles réservoirs ont initialement été développés dans le domaine de l'hydrologie avant d'être adaptés à l'hydrogéologie karstique. Ils sont généralement constitués de deux fonctions spécifiques (Fleury *et al.* 2007) :

- une fonction de production définissant la part d'eau transmise au système (contribuant aux débits) et la part qui sera concernée par les phénomènes d'évapotranspiration
- une fonction de transfert permettant de simuler les débits de la source à partir de l'eau apportée par la fonction de production

Certains modèles réservoirs sont constitués de réservoirs dits « à débordement ». Il est coutume d'utiliser ces réservoirs pour modéliser la partie « sol » d'un système. En fonction des entrées (pluies), et des sorties (évapotranspiration, percolation dans le sol, ruissellement), ce réservoir va se remplir ou se vider. Lorsque la hauteur dans le réservoir a atteint une hauteur seuil (dépendant du réservoir considéré), tout apport provenant des précipitations sera alors converti (à l'évapotranspiration près) en ruissellement. Il en sera ainsi tant que la hauteur d'eau dans le réservoir n'aura pas diminuée.

Ce processus peut être rapproché des processus régissant l'infiltration dans les sols et l'augmentation du taux de saturation de ces derniers. Le ruissellement généré par les modèles à débordement est une simplification des processus se produisant dans le sol tout comme ils sont simplifiés dans les équations de Horton (1933) et de Green et Ampt (1911). Ces deux derniers modèles traitent de la saturation progressive d'un sol et de la diminution de sa fonction

d'infiltrabilité due à cette saturation. Lorsque des conditions limites de saturation sont atteintes, l'excès de saturation est exclusivement considéré comme un ruissellement de surface.

Une extension de la génération d'écoulement par débordement d'un réservoir a été effectuée dans les travaux de Fleury *et al.* (2007). En effet, ils considèrent que l'eau « débordant » du réservoir provoque non pas du ruissellement mais est assimilable à de l'infiltration. Cette assimilation témoigne d'un possible rapprochement entre le comportement hydrologique de l'écoulement de l'eau dans une rivière et le comportement hydrogéologique de l'écoulement de l'eau dans un karst.

Outre le réservoir à débordement constituant la fonction de production, le modèle proposé par Fleury *et al.* (2007) se voit doté d'une fonction de transfert structurée en deux réservoirs (Figure 1.10a) se vidangeant à différentes vitesses selon une loi de Maillet (Maillet 1905). L'un de ces réservoirs décrit les écoulements lents tandis que le second représente les écoulements rapides. Les sorties d'eau de ces deux réservoirs permettent alors de déterminer des débits à l'émergence du karst.

Il est intéressant de noter que l'architecture de la fonction de transfert proposée par Fleury *et al.* (2007) est proche de celle de Mangin (1975). Ce dernier considérait que le débit d'une source karstique correspondait à la résultante d'un écoulement lent suivant une loi de Maillet, et d'un écoulement rapide caractérisé par une fonction homographique (Figure 1.10b).

D'autres modèles se distinguent par leurs architectures. C'est le cas pour le modèle de Tritz *et al.* (2011) constitué d'un réservoir assurant à la fois l'alimentation d'un réservoir lent mais aussi assurant la production des écoulements rapides selon une fonction basée sur une hystérèse (Figure 1.10c). Padilla et Pulido-Bosch (2008) se sont aussi affranchis d'un troisième réservoir. En se basant sur les travaux de Coutagne (1948), ces auteurs ont structuré un modèle autour de deux réservoirs, l'un pour la fonction de production et l'autre pour la fonction de transfert. De plus amples détails concernant cette conceptualisation seront abordés par la suite (§ 3.2.2).

Streetly (2008) et Schmidt *et al.* (2012) (Figure 1.10d) se sont quant à eux appliqués à donner une signification physique aux réservoirs en les faisant correspondre à des formations géologiques.

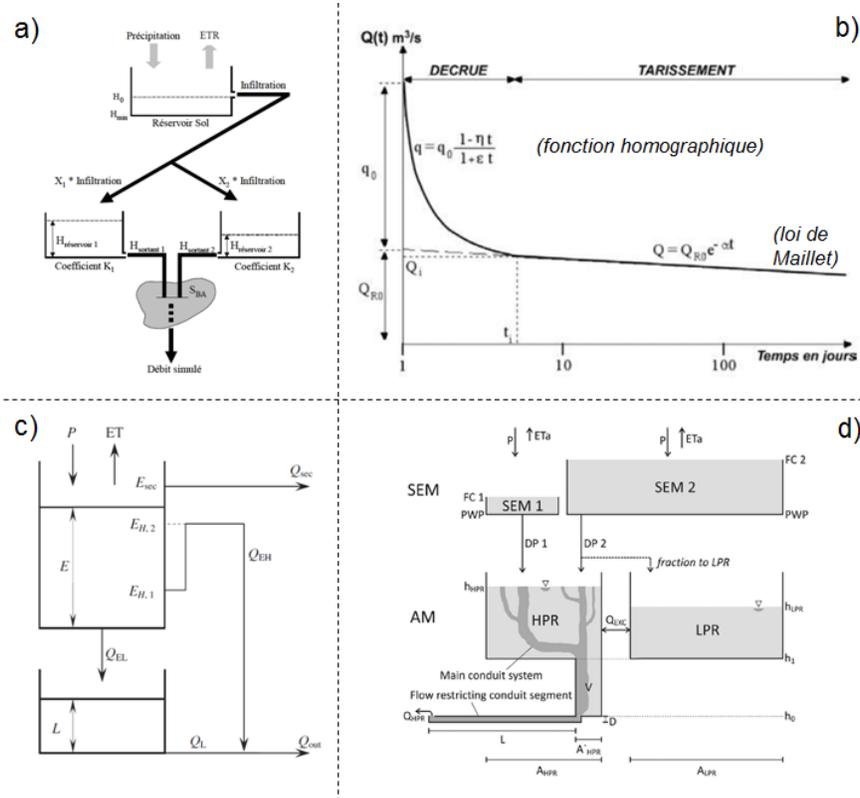


Figure 1.10 : Représentation de l'architecture de certains modèles réservoirs proposés dans la littérature. a) Fleury et al. (2007), b) d'après Mangin (1975), c) Tritz et al. (2011), d) Schmidt et al. (2012)

1.6. Conclusion sur la détermination du fonctionnement des systèmes karstiques

A la lumière des différents points évoqués précédemment, il paraît évident qu'une compréhension exhaustive d'un système karstique nécessite l'étude des caractéristiques morphologiques, hydrochimiques et hydrodynamiques.

Prenant en considération cette observation, certains travaux (Perrin *et al.* 2003, Hartmann *et al.* 2013a, 2013b, Charlier *et al.* 2012) se sont orientés sur une association des outils hydrochimiques et hydrodynamiques. L'objectif principal de ces travaux était d'identifier une architecture de modèle hydrodynamique permettant d'expliquer des concentrations d'éléments (ions majeurs ou isotopes) mesurées dans des émergences de systèmes karstiques. Cependant, au-

delà de déterminer la structuration du modèle hydrodynamique, ces auteurs ont pu souligner l'importance de certains comportements karstiques tels que, par exemple, le stockage de quantités d'eau (pouvant être importantes) dans l'épikarst.

Afin d'étudier l'infiltration (et ses composantes) dans les systèmes karstiques et, par extension, leurs fonctionnements, le présent document met en parallèle des méthodes hydrodynamiques et hydrochimiques. Les premières sont axées sur l'établissement d'un modèle hydrodynamique – à partir d'une modélisation réservoir – d'une source épikarstique non pérenne. Le signal issu du sol sera donc modélisé en fonction d'un signal épikarstique mesuré à l'exutoire d'un système. Les aspects liés à l'hydrochimie sont abordés par une étude centrée sur les équilibres calco-carboniques dans l'eau. Ce domaine de l'hydrochimie décrit en grande partie le milieu karstique et les interactions de l'eau avec la roche au cours de sa circulation dans le système (§ 1.2.2). Les points ainsi évoqués par la suite se veulent donc le plus exportables possible à d'autres sites et à d'autres environnements.

**CHAPITRE 2 : APPROCHE HYDROCHIMIQUE DU
FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES
KARSTIQUES : APPROFONDISSEMENT DE LA
METHODE IS_c-PCO_2**

Ce chapitre est dédié à la description théorique et à l'utilisation des équilibres calco-carboniques dans l'étude des systèmes karstiques. Ils vont conditionner, entre autre, la minéralisation des eaux aux émergences karstiques. Ils vont ainsi permettre de transcrire des modalités d'infiltrations et d'écoulements des eaux, ainsi que des temps de résidence des eaux dans les systèmes.

Le premier volet présente les équations relatives aux équilibres calco-carboniques. Par extension, les notions de pression partielle de CO_2 – équilibrantes ($P_{\text{CO}_2_{\text{eq}}}$) ou à saturation ($P_{\text{CO}_2_{\text{sat}}}$) – et d'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c) seront introduites. Elles représentent un axe essentiel dans l'étude de la chimie des eaux karstiques. Elles peuvent être étudiées conjointement au sein d'un graphique – le graphique $\{-\log(P_{\text{CO}_2}); \text{IS}_c\}$ – grâce, notamment, à la mise en place d'une droite dite de gazage-dégazage (droite G&D). Ceci sera l'un des sujets principaux tout au long des deux derniers volets.

Le deuxième volet est consacré à la présentation du graphique $\{-\log(P_{\text{CO}_2}); \text{IS}_c\}$ et à la proposition de corrections à appliquer pour une utilisation optimale de cet outil. Les modifications concernent tant l'établissement de la droite G&D que des effets de sites engendrant des températures des eaux ne correspondant pas à la température de celles-ci dans le massif. Sur la base de ces constatations, un abaque permettant de déterminer, pour une température des eaux donnée, les P_{CO_2} équilibrante et à saturation ainsi que l' IS_c , uniquement à partir de la concentration en bicarbonates et du pH, sera proposé.

De plus, une application des corrections évoquées précédemment sera effectuée sur les eaux de trois sources du site de Cussac en Dordogne. L'une d'elle est soumise à un effet de site manifeste perturbant la température de ses eaux tandis que les deux autres, non soumises à un effet de site, seront présentées en tant que sources témoins.

Enfin, le dernier volet est composé d'une étude sur les mélanges entre deux eaux et les représentations qui en découlent dans le graphique $\{-\log(P_{\text{CO}_2}); \text{IS}_c\}$. Après une première analyse de mélanges entre deux eaux seules afin d'introduire certains termes, des mélanges entre une eau de référence et un ensemble d'autres sont effectués.

2.1. Les équilibres calco-carboniques

2.1.1. Equations d'équilibres calco-carboniques

Les eaux des émergences karstiques ont des minéralisations caractérisées par une dominance des ions carbonatés en raison de leurs écoulements au contact des calcaires. L'acquisition de cette minéralisation dépend de nombreux processus (§ 1.5.1) eux-mêmes dépendants du fonctionnement des systèmes karstiques et de l'organisation de leurs écoulements. L'étude des équilibres calco-carboniques – conditionnant la dissolution ou la précipitation de la calcite, et donc la minéralisation de l'eau – est, par conséquent, un axe majeur dans la compréhension des fonctionnements des systèmes karstiques. L'attention peut alors se porter sur les interactions entre les phases solide, liquide et gazeuse, ayant engendré la minéralisation de l'eau. Ce sont ces mécanismes qui vont agir sur le processus de karstification : la dissolution d'une roche (phase solide) par une eau (phase liquide) préalablement enrichie en CO₂ (phase gazeuse). Cette réaction peut être représentée par l'équation (1.3). Il convient donc de s'intéresser à chaque élément intervenant dans cette réaction.

Les équilibres calco-carboniques peuvent s'exprimer au travers d'associations et de dissociations d'espèces chimiques. Ces interactions sont synthétisées dans le Tableau 2.1. Le CO₂ permettant l'acidification de l'eau est un CO₂ gazeux. Ce CO₂ gazeux va devenir aqueux lors de l'équilibre entre les pressions partielles de CO₂ de la phase gazeuse et de la phase aqueuse (équation (2.1)).



Le CO_{2(aq)} peut se combiner avec la molécule d'eau pour former l'acide carbonique H₂CO₃. Toutefois, l'abondance du CO_{2(aq)} dans l'eau, par rapport à H₂CO₃ (Stumm et Morgan 1996), est telle qu'il est usuel de rassembler ces deux espèces sous un terme générique : H₂CO₃* (équation (2.2a)).

La Figure 2.1 laisse apparaître que la plupart des réactions de dissociations, liées au carbone minéral ou non, prend place dans la phase liquide. Ainsi, nous pouvons noter que dans cette phase se produisent les dissociations :

- De l'acide carbonique H_2CO_3^*
- De la molécule d'eau H_2O
- De l'ion bicarbonate HCO_3^-

De telles réactions concernent aussi le complexe MeCO_3 de la phase solide. La forme Me^{2+} correspond alors à un cation divalent pouvant être l'ion calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}) ou un assemblage entre les deux ($[\text{Ca}_x\text{Mg}_{(1-x)}]^{2+}$).

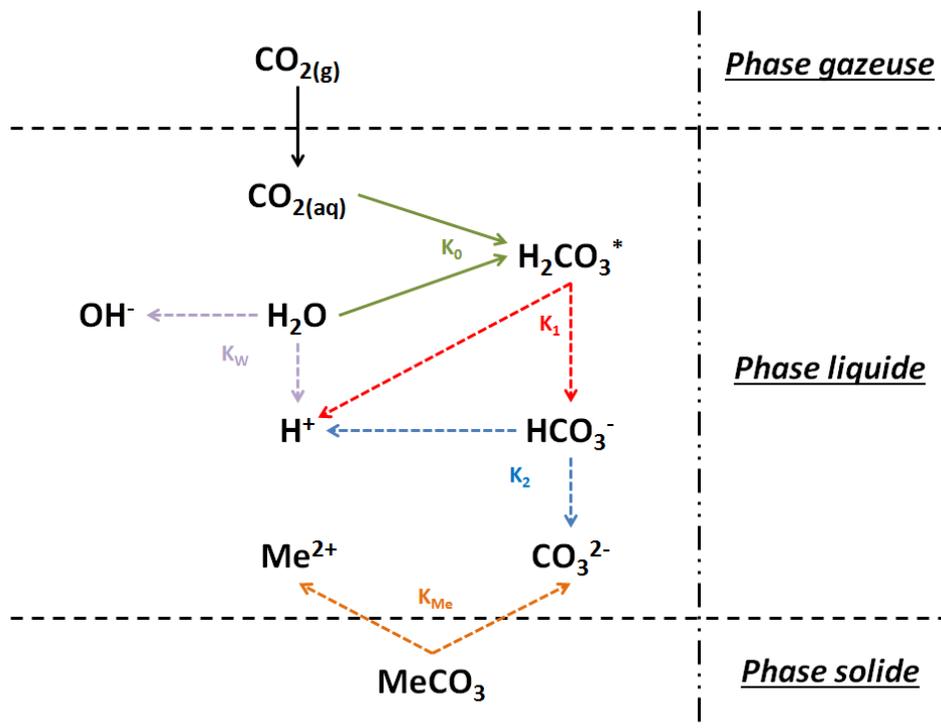


Figure 2.1 : Synthèse des interactions entre les différentes espèces intervenant dans les équilibres calco-carboniques. L'abréviation "Me" correspond à un cation divalent pouvant être un ion calcium ou magnésium.

Ces différentes interactions peuvent être décrites par des équations d'équilibre et leurs constantes d'équilibre associées (Tableau 2.1). Ces constantes, thermodépendantes, peuvent être exprimées en fonction des activités des espèces auxquelles elles se rapportent.

Tableau 2.1 : Expressions des réactions d'équilibres et des constantes d'équilibres des différentes espèces intervenant dans les réactions calco-carboniques. L'abréviation "Me" correspond à un cation divalent pouvant être un ion calcium ou magnésium ; (X) représente l'activité de l'espèce X dans la solution.

Réaction chimique	Constante d'équilibre
$\text{CO}_{2(\text{aq})} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3^*$ (2.2a)	$K_0 = \frac{(\text{H}_2\text{CO}_3^*)}{(\text{Pco}_2)}$ (2.2b)
$\text{H}_2\text{CO}_3^* \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ (2.3a)	$K_1 = \frac{(\text{H}^+) \cdot (\text{HCO}_3^-)}{(\text{H}_2\text{CO}_3^*)}$ (2.3b)
$\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$ (2.4a)	$K_2 = \frac{(\text{H}^+) \cdot (\text{CO}_3^{2-})}{(\text{HCO}_3^-)}$ (2.4b)
$\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$ (2.5a)	$K_w = (\text{H}^+) \cdot (\text{OH}^-)$ (2.5b)
$\text{MeCO}_3 \leftrightarrow \text{Me}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ (2.6a)	$K_{\text{MeCO}_3} = (\text{Me}^{2+}) \cdot (\text{CO}_3^{2-})$ (2.6b)

2.1.2. Les facteurs contrôlant les équilibres calco-carboniques

La formation de l'acide carbonique (équation (2.2a)) va provoquer une acidification de l'eau. Il en va de même de la libération d'un proton lors de certaines réactions de dissociations (équations (2.3a), (2.4a), (2.5a)). Le potentiel hydrogène (pH) de l'eau va donc être un paramètre majeur dans la résolution des équilibres des réactions calco-carboniques ; il détermine, entre autre, quelle espèce carbonatée est dominante. Ce constat est visible au travers de la prédominance de H_2CO_3^* , de HCO_3^- ou de CO_3^{2-} en fonction du pH (Figure 2.2), la somme de ces trois espèces formant le Carbone Minéral Total Dissous (CMTD).

$$\text{CMTD} = \text{H}_2\text{CO}_3^* + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} \quad (2.7)$$

Pour un pH inférieur à 6,3, l'espèce H_2CO_3^* est dominante dans les eaux tandis que CO_3^{2-} est inexistante. Au contraire, pour un pH supérieur à 10,3, la forme CO_3^{2-} est majoritaire et H_2CO_3 est absente.

Pour tout pH compris entre 6,3 et 10,3, les ions bicarbonates sont dominants dans les eaux avec un pourcentage de présence maximal – par rapport aux autres espèces carbonatées – atteint pour un pH de 8,3.

Les eaux naturelles ayant un pH généralement inférieur à 8, la forme CO_3^{2-} est négligée dans les calculs faisant intervenir les équilibres calco-carboniques.

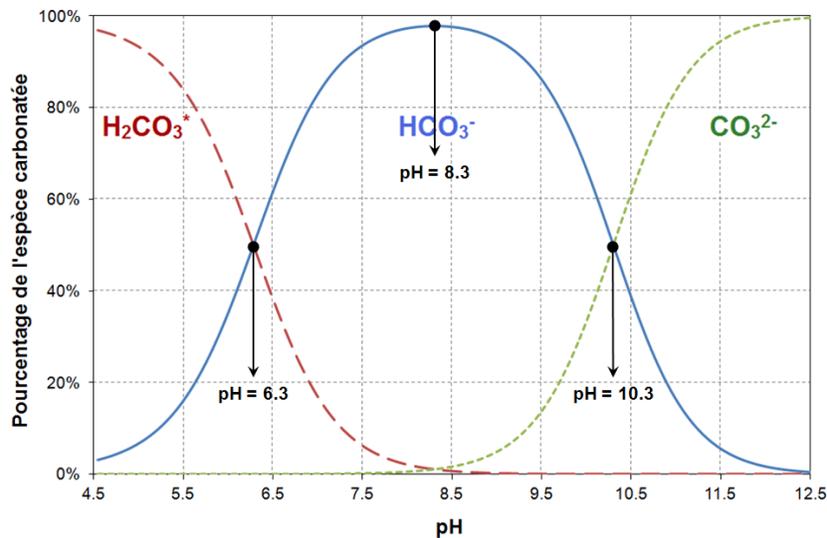


Figure 2.2 : Pourcentage de présence des espèces carbonatées par rapport au Carbone Minéral Total Dissout (CMTD) en fonction du pH. Les valeurs sont données pour une eau initialement pure à 25°C et pour un système ouvert.

Comme évoqué précédemment, les constantes d'équilibres calco-carboniques sont thermodépendantes. Par conséquent, en plus du pH, la température tient une place fondamentale dans la détermination de la valeur de ces constantes. Ce lien a été démontré depuis longtemps par de nombreux auteurs (Garrels et Christ 1965, Langmuir 1971, Plummer et Busenberg 1982, Nordstrom *et al.* 1990). Ils en ont extrait des lois exprimant les constantes d'équilibres calco-carboniques ne dépendant que de la température. Ces formulations revêtent une forme similaire (équation (2.8)) et seuls les coefficients qui vont leur être adjoints les différencient.

$$\log(K) = A_1 + A_2 \cdot T + \frac{A_3}{T} + A_4 \cdot \log(T) + \frac{A_5}{T^2} \quad (2.8)$$

Avec K la constante d'équilibre, T la température en Kelvin et $A_{1...5}$ des coefficients dont les valeurs sont données dans le Tableau 2.2.

Tableau 2.2 : Valeurs des coefficients $A_{1...5}$ nécessaires pour le calcul de la constante d'équilibre (Nordstrom et al. 1990). K_c représente la constante d'équilibre de la réaction de dissolution de la calcite

	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5
K_0	108,3865	0,01985076	-6919,53	-40,45154	669365
K_1	-356,3094	-0,06091964	21834,37	126,8339	-1684915
K_2	-107,8871	-0,03252849	5151,79	38,92561	-563713,9
K_c	-171,9065	-0,077993	2839,319	71,595	0
K_w	-283,9710	-0,05069842	13323	102,24447	-1119669

2.1.3. La pression partielle équilibrante d'une eau

Le dioxyde de carbone occupe une place essentielle dans les réactions de karstification (équation (1.3)) permettant d'augmenter l'acidité d'une eau (équation (2.2a)) et, par extension, son potentiel de dissolution de la calcite (§ 1.2.2). Il est donc essentiel d'estimer la concentration de cet élément – ou la pression partielle de ce gaz – dans la phase liquide pour caractériser la capacité de l'eau à dissoudre la calcite.

Malgré la nécessité de quantifier cette teneur (ou cette pression), sa mesure *in situ* n'est pas aisée et peut nécessiter une installation (Savoy *et al.* 2011) dont la mise en place n'est pas toujours réalisable.

Pour pallier ce problème, une méthode consiste à déterminer cette pression partielle de CO_2 à partir des équations d'équilibres calco-carboniques. Ainsi, de la combinaison des équations (2.2b) et (2.3b) découle une expression de la pression partielle de CO_2 dans l'eau :

$$P_{CO_2} = \frac{(H^+) \cdot (HCO_3^-)}{K_0 K_1} \quad (2.9)$$

Avec les constantes K_0 et K_1 calculées par le biais de l'équation (2.8) et des coefficients adéquats (Tableau 2.2).

Cette grandeur est dépendante de la température, de l'activité des ions bicarbonates ainsi que du pH : elle traduit l'état de l'eau au moment où les mesures ont été réalisées. Elle correspond à la pression partielle de la phase gazeuse associée à la minéralisation de la solution, pour des conditions de températures et de pH fixées. Ce paramètre est nommé pression partielle de dioxyde de carbone équilibrante ($P_{CO_2_{eq}}$).

Il est important de noter que cette $P_{CO_2_{eq}}$ correspond à la P_{CO_2} avec laquelle l'eau est en équilibre atmosphérique. Ainsi, cette $P_{CO_2_{eq}}$ est fonction à la fois des conditions de pression de CO_2 nécessaires à la dissolution de la calcite pour atteindre la minéralisation de l'eau, mais aussi des phénomènes de gazage/dégazage (sans précipitations ou dissolutions) qui auraient pu survenir ultérieurement. La valeur de la $P_{CO_2_{eq}}$ ne représente donc pas nécessairement la valeur de la P_{CO_2} , dans le système, qui a conditionné la dissolution de la calcite pour obtenir la minéralisation de l'eau en calcium et en bicarbonates.

Afin de traduire ces phénomènes de gazage/dégazage, deux grandeurs sont utilisées : l'indice de saturation (§ 2.1.4) et la pression partielle de dioxyde de carbone à saturation (§ 2.1.5) vis-à-vis de la calcite.

2.1.4. L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite

L'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c) renseigne sur l'état de saturation d'une eau au regard de sa capacité à dissoudre ou à précipiter de la calcite.

Un IS_c négatif témoigne d'une eau sous saturée en calcite. Par conséquent cette eau n'a pas encore utilisé l'intégralité de son potentiel de dissolution de la roche. Dans le cas où l'eau séjournerait encore dans le massif, ses teneurs en calcium et en bicarbonates viendraient à augmenter.

Une eau dont l' IS_c est positif caractérise une eau sursaturée vis-à-vis de la calcite. Elle a alors tendance à précipiter de la calcite. Cependant, la précipitation n'est réellement effective, au cœur même du liquide, que pour un IS_c supérieur à 1,5. Ce seuil est abaissé à 0,3 si une précipitation sur une surface solide est considérée (Ford et Williams 2007).

Une eau dont l' IS_c est nul est en équilibre avec la calcite. Sa capacité à dissoudre ou à précipiter de la calcite est alors inexistante. En raison des incertitudes dans les calculs et des faibles cinétiques de dissolution et de précipitations proches d'un $IS_c = 0$, une eau est estimée à l'équilibre vis-à-vis de la calcite si son IS_c est compris entre -0,1 et 0,1.

Langelier (1936) fut le premier à introduire l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. Il le définit selon l'équation (2.10).

$$IS_c = \log\left(\frac{(Ca^{2+}) \cdot (CO_3^{2-})}{K_c}\right) \quad (2.10)$$

Avec (X) l'activité de l'espèce X et K_c la constante d'équilibre de la réaction de dissociation de la calcite telle que définie dans les équations (2.6b) et (2.8).

En combinant les équations (2.4b) et (2.10), l' IS_c est alors fonction des concentrations en calcium et en bicarbonates, du pH mesuré *in situ* (pH_m), et de la température (constantes d'équilibres) :

$$IS_c = pH_m + \log(HCO_3^-) + \log(Ca^{2+}) + \log\left(\frac{K_2}{K_c}\right) \quad (2.11)$$

L' IS_c dépend du pH mesuré (équation (2.11)). Par conséquent, il peut aussi s'exprimer à partir de la Pco_{2_eq} en associant les équations (2.2b), (2.3b), (2.4b) et (2.10) :

$$IS_c = -\log(Pco_{2_eq}) + 2 \cdot \log(HCO_3^-) + \log(Ca^{2+}) + \log\left(\frac{K_2}{K_0 \cdot K_1 \cdot K_c}\right) \quad (2.12)$$

Avec (X) l'activité de l'espèce X et K_n la constante d'équilibre de la réaction de dissociation n telle que définie dans les équations (2.2b), (2.3b), (2.4b), (2.6b), (2.6b) et (2.8).

L'IS_c n'est exprimé, en activités d'ions, qu'au travers des bicarbonates et du calcium. Le magnésium, pourtant présent dans la majorité des eaux, est supposé en concentration négligeable comparé au calcium et aux bicarbonates. Toutefois, pour des eaux ayant circulé au contact de calcite magnésienne, cette hypothèse ne peut plus être soutenue et l'utilisation de l'IS_c conduirait à un biais dans l'interprétation des équilibres calco-carboniques : il est nécessaire de faire appel à un autre indice de saturation vis-à-vis de la calcite magnésienne pour interpréter ces équilibres. Soit la formule de calcite magnésienne Ca_xMg_(1-x)CO₃, l'indice de saturation lui étant lié est défini par l'équation suivante :

$$IS_c = -\log(P_{CO_2_{eq}}) + 2 \cdot \log(HCO_3^-) + x \times \log(Ca^{2+}) + (1-x) \times \log(Mg^{2+}) + \log\left(\frac{K_2}{K_0 \cdot K_1 \cdot K_x}\right) \quad (2.13)$$

Avec x compris entre 0 et 1 et représentant la proportion de calcium dans la calcite magnésienne, et K_x la constante d'équilibre de la réaction de dissociation de la calcite magnésienne.

2.1.5. La pression partielle à saturation d'une eau

La $P_{CO_2_{eq}}$ d'une eau peut être affectée par des phénomènes de gazage/dégazage (§ 2.1.3). Ainsi, elle ne traduit pas nécessairement les conditions d'équilibres de la P_{CO_2} avec la phase solide. Cet état d'équilibre est atteint si l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite est nul. Dans un tel cas, la P_{CO_2} correspondante est associée à un état d'équilibre entre les phases solide, liquide et gazeuse.

Cette P_{CO_2} présente lors d'un état de saturation vis-à-vis de la calcite ($IS_c = 0$) est nommée pression partielle de dioxyde de carbone à saturation ($P_{CO_2_{sat}}$).

Tout comme pour l'IS_c, la comparaison entre la $P_{CO_2_{eq}}$ et la $P_{CO_2_{sat}}$ peut apporter des informations sur l'évolution de l'eau :

- $P_{CO_2_{eq}} > P_{CO_2_{sat}}$: soit l'eau n'a pas encore consommé l'intégralité de son potentiel de dissolution, soit elle a subi un nouveau gazage après la dissolution de la calcite
- $P_{CO_2_{eq}} < P_{CO_2_{sat}}$: l'eau a subi un dégazage

La détermination théorique de cette $P_{CO_2_{sat}}$ peut s'effectuer selon deux voies. La première s'applique dans le cas où l'eau n'a pas consommé l'intégralité de son potentiel de dissolution ($P_{CO_2_{eq}} > P_{CO_2_{sat}}$). Dans ce cas, la valeur de la $P_{CO_2_{sat}}$ s'obtient en équilibrant l'eau avec la calcite. Les quantités de matière de chaque espèce seront alors modifiées.

La deuxième voie rassemble les phénomènes de gazage ($P_{CO_2_{eq}} > P_{CO_2_{sat}}$) et de dégazage ($P_{CO_2_{eq}} < P_{CO_2_{sat}}$) sans intervention des processus de dissolution et de précipitation. La variation de la P_{CO_2} n'est alors pas concomitante à une variation de la chimie des eaux mais est exclusivement due à une modification de l'équilibre de la phase gazeuse. La valeur de la $P_{CO_2_{sat}}$ est alors estimée en considérant un IS_c nul dans l'équation (2.12).

$$P_{CO_2_{sat}} = 10^{\left(2 \cdot \log\left(\left(HCO_3^-\right)\right) + \log\left(\left(Ca^{2+}\right)\right) + \log\left(\frac{K_2}{K_0 \cdot K_1 \cdot K_c}\right) \right)} \quad (2.14)$$

Certains auteurs (White 1997, Peyraube *et al.* 2012) expriment les $P_{CO_2_{eq}}$ et les IS_c en considérant des approximations soit sur les activités du calcium soit sur celles des bicarbonates. Cette simplification permet d'exclure de l'équation (2.12) l'un de ces deux paramètres en le formulant en fonction de l'autre. Cette hypothèse repose sur l'électroneutralité de l'eau. La minéralisation d'une eau issue d'un système karstique est essentiellement représentée par les ions calcium et bicarbonates. En présumant que cette électroneutralité n'est satisfaite que par l'égalité entre l'activité des ions calcium et celle des ions bicarbonates, la simplification mentionnée précédemment devient admissible.

Cependant, dans le présent travail, ces simplifications – bien que n'entraînant que de faibles variations des résultats puisque nous nous intéressons à des eaux dont la minéralisation est principalement due aux ions calcium et bicarbonates – ne seront pas considérées, et les activités de tous les ions seront prises en compte.

2.2. La relation IS_c - P_{CO_2} à travers le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$

Dans cette partie, une étude théorique centrée sur la relation IS_c - P_{CO_2} à travers le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ est proposée. Après une brève présentation de l'utilisation de ce graphique, des corrections vis-à-vis de l'établissement de la droite modèle G&D seront présentées. Elles seront étendues ultérieurement au graphique mettant en lien non plus l' IS_c mais l'indice de saturation vis-à-vis de la dolomite (IS_D) et la P_{CO_2} .

La section précédente a permis de souligner l'intervention de la température dans les équilibres calco-carboniques. De ce fait une analyse des variations de températures des eaux et ses répercussions dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ sera effectuée dans cette partie.

Enfin, cette partie s'achèvera sur la mise au point d'un abaque permettant de déterminer, pour une température des eaux donnée, l' IS_c et la P_{CO_2} des eaux en utilisant la concentration en bicarbonates et le pH des eaux, paramètres mesurés sur le terrain.

2.2.1. Introduction à l'utilisation du graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$

Les éléments abordés ci-après sont une synthèse des connaissances nécessaires, sur la méthode IS_c - P_{CO_2} , pour pouvoir appréhender les développements et les discussions qui suivront. Pour une compréhension exhaustive de cette méthode, il est recommandé de se référer aux travaux de Peyraube (2011) et Peyraube *et al.* (2012, 2014).

Comme nous avons pu le constater précédemment (§ 2.1.3, § 2.1.4), l'état d'une eau peut être décrit par sa pression partielle de CO_2 équilibrante ($P_{CO_2_{eq}}$) et son indice de saturation vis-à-vis de la calcite (IS_c). Il devient alors intéressant de mettre ces deux paramètres en parallèle au sein d'un graphique : le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ (Figure 2.3). Tout point situé dans ce repère reflète une analyse d'eau caractérisée par un IS_c et une $P_{CO_2_{eq}}$ (représentée sous une forme exprimant l'opposé du logarithmique de cette pression).

Ce graphique (Figure 2.3) permet, entre autre, d'apprécier les phénomènes relatifs aux équilibres calco-carboniques qui peuvent se produire dans une eau.

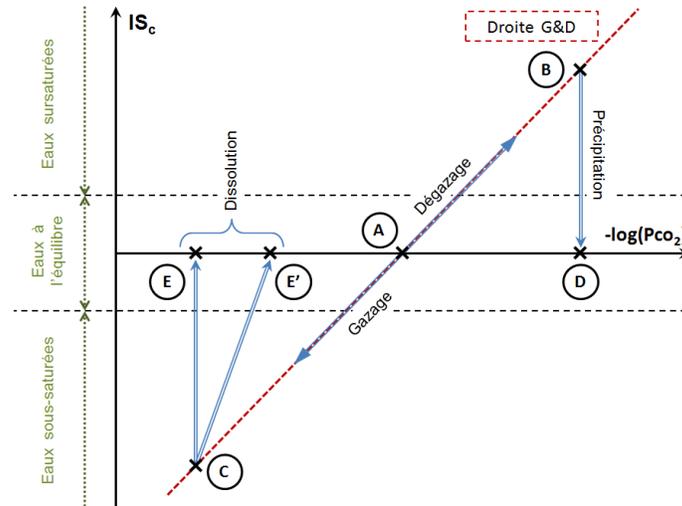


Figure 2.3 : Représentation schématique, dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ des processus pouvant affecter une eau. Les lettres encadrées représentent différentes eaux

Soit une eau A à l'équilibre vis-à-vis de la calcite ($\text{IS}_c = 0 ; \text{Pco}_{2_eq} = \text{Pco}_{2_sat}$). Cette eau peut dégazer pour donner l'eau B. Cette dernière, devenant sursaturée, peut précipiter pour rejoindre un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite (eau D).

L'eau A peut aussi subir un gazage et rejoindre, dans le graphique, une position similaire à l'eau C. L'eau C est sous-saturée vis-à-vis de la calcite. Elle peut soit être issue d'un gazage (de l'eau A par exemple), soit correspondre à une eau n'ayant pas encore consommé tout son potentiel de dissolution. L'eau C, pour rejoindre un état d'équilibre par rapport à la calcite (eau E ou E'), devra dissoudre ce minéral. Deux cas sont alors à distinguer :

- L'eau C rejoint un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite dans un environnement ouvert sur la Pco_{2_eq} de l'eau C. Dans ce cas, la dissolution de la calcite s'effectuera à une Pco_2 constante. L'eau résultante est l'eau E dont la Pco_{2_sat} est égale à la Pco_{2_eq} de l'eau C.
- L'eau C rejoint un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite dans un environnement fermé sur la Pco_{2_eq} de l'eau C. Dans ce cas, l'eau résultante est l'eau E' pour laquelle la Pco_{2_sat} est inférieure à la Pco_{2_eq} de l'eau C.

Dans la Figure 2.3, les eaux A, B et C s'alignent sur une droite de pente 1. Selon l'équation (2.12), cette situation de proportionnalité entre IS_c et $-\log(\text{Pco}_2)$ n'est possible que si la Pco_{2_eq}

est l'unique paramètre variable. Une eau située sur cette droite aura, par conséquent, subi un dégazage (respectivement, un gazage) par rapport à l'ensemble des eaux situées sur cette droite et possédant une valeur de $-\log(\text{Pco}_2)$ inférieure (respectivement, supérieure). De ce fait, cette droite est qualifiée de « droite de gazage/dégazage » ou « droite G&D ». La Pco_2 correspondant à l'intersection entre l'axe des abscisses ($\text{IS}_c = 0$) et la droite G&D a pour valeur la Pco_{2_sat} des eaux situées sur la droite.

Dans la suite de ce document, tout point dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ qui ne serait pas à l'équilibre sera supposé être issu de phénomènes de gazage ($\text{IS}_c < 0$) ou de dégazage ($\text{IS}_c > 0$). Le calcul de la Pco_{2_sat} de cette eau s'effectuera donc en considérant la droite G&D et non pas des dissolutions ou des précipitations de calcite.

2.2.2. Corrections apportées à l'établissement d'une droite modèle d'un ensemble de points

Le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ a pour premier objectif d'illustrer l'état d'une eau en prenant en compte ses Pco_2 (équilibrante et à saturation) et son IS_c . Pour cela une droite G&D de cette eau peut être établie (§ 2.2.1). Suivant ce raisonnement, Peyraube (2011) et Peyraube *et al.* (2012) se sont appuyés sur l'équation (2.12) afin de définir une droite G&D – possédant donc une pente de 1 – caractéristique d'une émergence et non plus d'une unique eau : la droite modèle G&D. Par souci de clarté, cette droite sera aussi nommée par la suite la droite G&D d'une source. Elle est définie comme passant par le centre de gravité de l'ensemble des points formé par les divers IS_c et $-\log(\text{Pco}_{2_eq})$ des prélèvements d'eaux relatifs à la source.

Dans la mesure où cette droite ne doit exprimer qu'un gazage ou un dégazage, les expressions contenant les constantes de dissociations K et les activités des ions bicarbonates et du calcium doivent demeurer fixes. Les moyennes de ces paramètres sont donc considérées et injectées dans l'équation (2.12) pour exprimer l' IS_c qui serait celui de la droite modèle ($\text{IS}_{c_modèle}$) pour la Pco_{2_eq} d'un échantillon d'eau.

$$IS_{c_modèle} = -\log(Pco_{2_eq}) + 2 \cdot \overline{\log((HCO_3^-))} + \overline{\log((Ca^{2+}))} + \log\left(\frac{K_2}{K_0 \cdot K_1 \cdot K_c}\right) \quad (2.15)$$

Le fait que cette droite passe par le barycentre des points engendre une Pco_{2_sat} de cette droite égale à la moyenne des Pco_{2_sat} des points permettant de former cette droite. Puisque la pente de cette droite est de 1, l' $IS_{c_modèle}$ peut s'exprimer en fonction d'une Pco_{2_eq} quelconque (équation (2.16)).

$$IS_{c_modèle} = -\log(Pco_{2_eq}) + \overline{\log(Pco_{2_sat})} \quad (2.16)$$

Toutefois, cette expression établie par Peyraube (2011) et Peyraube *et al.* (2012) est sujette à critique : la construction de la droite modèle G&D d'une source s'effectue en projetant verticalement les échantillons d'eau de la source sur la droite (Pco_{2_eq} constante lors de la projection d'un point). Cette distorsion entraîne un allongement de la droite modèle G&D d'autant plus grand que le nuage de points des échantillons d'eaux de l'émergence est étendu (Figure 2.4). De ce fait, si l' IS_c maximal (ou l' IS_c minimal) des eaux d'une source est projeté sur la droite modèle G&D, l'étendue de $IS_{c_modèle}$ peut paraître anormalement élevée.

Pour pallier cette incertitude lors de la projection verticale, une correction peut être proposée. La projection d'un point du graphique $\{-\log(Pco_2) ; IS_c\}$ sur la droite modèle G&D, caractérise la composition chimique de ce point s'il était considéré comme répondant à un caractère moyen des eaux de l'émergence. En tenant compte de cela, la projection devrait alors modifier à la fois l'activité des ions mais aussi le pH. L' IS_c mais aussi la Pco_{2_eq} du point originel s'en trouveraient alors modifiés. Il en résulte que la projection d'une eau de la source sur la droite modèle G&D serait définie par un point de coordonnées $[-\log(Pco_{2_modèle}) ; IS_{c_modèle_cor}]^1$.

De plus, il est à noter que, pour une température et des activités des ions bicarbonates et calcium constantes, l' IS_c croit proportionnellement à $-\log(Pco_2)$ selon une pente de 1. Dans le graphique $\{-\log(Pco_2) ; IS_c\}$, la concentration en ions bicarbonates est donc représentée par une

¹ La mention $IS_{c_modèle_cor}$ signifie « indice de saturation vis-à-vis de la calcite corrigé de la projection sur la droite modèle G&D ». En effet, dans la mesure où le point projeté aura pour abscisse $-\log(Pco_{2_modèle})$, son IS_c ne sera plus égal à $IS_{c_modèle}$ (définie pour une projection selon une Pco_{2_eq} constante).

droite de pente 1 ayant, pour un IS_c nul, une valeur de Pco_{2_sat} précise. Si une variation dans la concentration (et donc dans les activités) des ions bicarbonates devait survenir, il semblerait donc judicieux d'effectuer cette modification en respectant une pente de 1 entre l'ancienne et la nouvelle concentration. La droite modèle G&D d'une source sera donc, à présent, construite par projections orthogonales des points de cette source sur une droite de pente 1 (Figure 2.5).

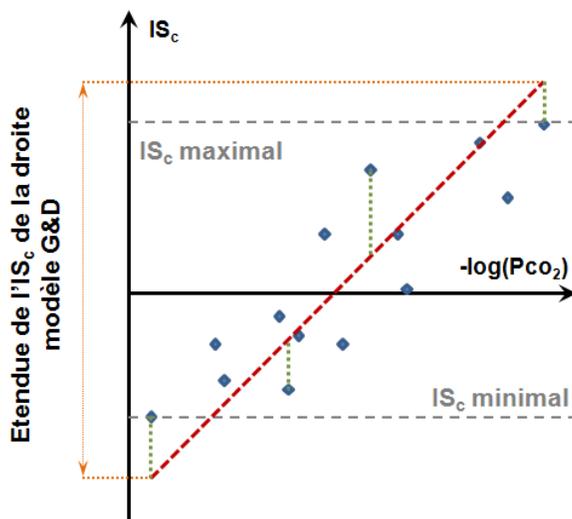


Figure 2.4 : Illustration de l'effet de distorsion engendré par une projection verticale des eaux sur la droite modèle G&D en fonction de la dispersion du nuage de points. Seuls les tracés des projections verticales de quatre points sont représentés.

Cette droite modèle G&D intercepte l'axe des abscisses pour une valeur de $-\log(Pco_{2_sat})$. La détermination de cette valeur peut s'effectuer selon deux hypothèses. La première considère que la droite passant par la $Pco_{2_sat_modèle}$ représente la moyenne des droites G&D de chacun des points. La valeur de $\log(Pco_{2_sat_modèle})$ sera donc égale à la moyenne des $\log(Pco_{2_sat})$ de chaque point. Par extension, la $Pco_{2_sat_modèle}$ sera alors déterminée par les moyennes des logarithmes des activités des ions bicarbonates et calcium. La droite modèle passera alors par le centre de gravité du nuage de points.

La deuxième vision estime que la $Pco_{2_sat_modèle}$ est calculée en fonction des activités moyennes des ions. De ce fait le $\log(Pco_{2_sat_modèle})$ est obtenu à partir des logarithmes des moyennes des activités des ions.

A l'égard des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ pouvant être évaluées (généralement entre 1 et 6 %), le ralliement à l'une des deux hypothèses précédentes n'entraînera que de très faibles variations dans les résultats qui n'auront aucune incidence sur les interprétations postérieures.

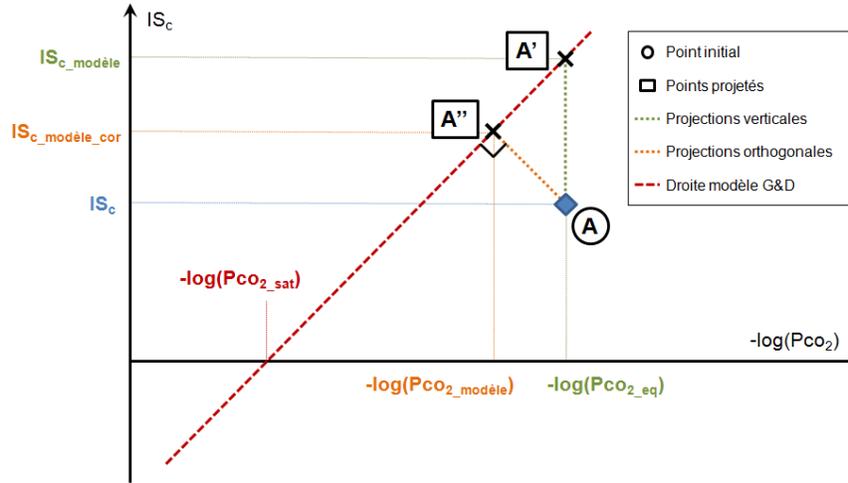


Figure 2.5 : Illustration des modifications apportées, par une projection orthogonale et non verticale, sur l'étendue de la droite modèle G&D

Il convient alors de définir les grandeurs permettant d'effectuer cette correction par rapport à l'expression de Peyraube (2011). L'orthogonalité de la projection permet d'exprimer l'équation (2.17) :

$$\frac{IS_{c_modèle} - IS_{c_modèle_cor}}{-\log(PCo_{2_eq}) + \log(PCo_{2_modèle})} = 1 = - \left(\frac{IS_{c_modèle_cor} - IS_c}{-\log(PCo_{2_modèle}) + \log(PCo_{2_eq})} \right) \quad (2.17)$$

En remplaçant, dans l'équation (2.17), $IS_{c_modèle}$ par son expression dans l'équation (2.16), l' $IS_{c_modèle_cor}$ et la $PCo_{2_modèle}$ peuvent être exprimés réciproquement par les équations (2.18) et (2.19) :

$$IS_{c_modèle_cor} = \frac{1}{2} \times \left[-\log(PCo_{2_eq}) + \overline{\log(PCo_{2_sat})} + IS_c \right] \quad (2.18)$$

$$-\log(\text{Pco}_{2_modèle}) = -\log(\text{Pco}_{2_eq}) + \text{IS}_c - \text{IS}_{c_modèle_cor} \quad (2.19)$$

Toutefois, nous devons rester conscients que la correction proposée n'est pas exempte de limite. Considérons les notations $\text{Pco}_{2_eq_calculé}$ et $\text{IS}_{c_calculé}$ comme faisant référence aux Pco_{2_eq} et IS_c calculés en utilisant les équations (2.9) et (2.12). La correction proposée peut conduire à une surestimation de l'étendue de l' $\text{IS}_{c_modèle}$ dans deux cas :

- Le point projeté possède la valeur maximale d' $\text{IS}_{c_calculé}$ (avec $\text{IS}_{c_calculé} > \text{IS}_{c_modèle_cor}$) et la valeur minimale de $\text{Pco}_{2_eq_calculé}$ (cas 1)
- Le point projeté possède le minimum d' $\text{IS}_{c_calculé}$ (avec $\text{IS}_{c_calculé} < \text{IS}_{c_modèle_cor}$) et le maximum de $\text{Pco}_{2_eq_calculé}$ (cas 2)

Le cas 1 correspondrait à un fort dégazage d'une eau préalablement très enrichie en CO_2 . Un tel dégazage pourrait être considéré comme singulier. Le cas 2 représenterait une eau de faible teneur en CO_2 (Pco_{2_sat} inférieure à la Pco_{2_sat} moyenne des eaux de la source) qui aurait pourtant subi un gazage ou qui n'aurait pas consommé tout son potentiel de dissolution.

La surestimation de l'étendue de l' $\text{IS}_{c_modèle}$ ne serait réellement significative que pour un nuage de points dispersé. Les deux cas évoqués ci-dessus sont très marginaux dans l'étude des systèmes karstiques. Il est à noter que pour un nuage de points resserré, les cas 1 et 2 peuvent survenir plus fréquemment. Cependant, l'allongement de la droite modèle G&D est alors négligeable. En outre, malgré la potentielle distorsion engendrée par la projection orthogonale, il est à noter que celle-ci est plus cohérente avec la détermination d'un comportement moyen des eaux d'une source. La correction proposée semble donc pertinente.

Au-delà de la justification de la correction précédemment citée, il semble nécessaire de proposer un indice de qualité afin de constater l'amélioration, ou non, de la projection de chaque point sur la droite modèle G&D. Dans le but d'effectuer ce suivi, le coefficient de détermination r^2 (équation (2.20)) sera utilisé. Il permet de quantifier la corrélation entre la valeur du paramètre mesuré et celle du paramètre estimé. Il varie entre 0 et 1, la valeur de 1 correspondant à une parfaite corrélation entre les valeurs mesurées et estimées.

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}) \cdot (\hat{y}_i - \tilde{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \tilde{y})^2}} \right)^2 \quad (2.20)$$

Avec y_i la valeur du paramètre mesuré, \hat{y}_i la valeur du paramètre estimé, \bar{y} la moyenne des valeurs du paramètre mesuré, \tilde{y} la moyenne des valeurs du paramètre estimé, et N le nombre d'individus composant la série du paramètre mesuré ou estimé.

Les comparaisons entre les coefficients de détermination associés aux $IS_{c_modèles}$ ou aux $IS_{c_modèles_corrigés}$ seront abordées lors de l'application des corrections aux sources de Cussac (§ 2.3.2.2).

Le site de Cussac abrite un point d'eau, l'écoulement de la Gouttière, dont les eaux, en considérant leurs données brutes, possèdent une grande dispersion autour de la droite modèle G&D caractérisant cette émergence. Le coefficient de détermination entre ces individus et la droite G&D en projetant les points orthogonalement et non plus verticalement, augmente de 0,554 à 0,829. L'utilisation des projections orthogonales semble donc être un recours judicieux dans l'établissement de la droite modèle G&D. Ce résultat sera détaillé dans le § 2.3.2.2.

2.2.3. Extension de la méthode à la dolomite : IS_D - Pco_2

La dolomie est une roche carbonatée pouvant subir les phénomènes de karstification (§ 1.2.4). Elle est définie par l'association de deux cations divalents – le calcium et le magnésium – à un complexe carbonate : $Mg_{0,5}Ca_{0,5}CO_3$.

De manière similaire à l'étude des eaux par la méthode IS_c - Pco_2 , l'étude de la chimie des eaux s'étant écoulées au contact de dolomies peut s'effectuer par le biais d'une relation liant l'indice de saturation vis-à-vis de la dolomite (IS_D) et la Pco_2 d'une eau. Cependant, la formule de ce minéral étant différente, la formule pour calculer l'indice de saturation sera également différente.

A ce titre, il est nécessaire de souligner un point particulier. Il est courant de discuter dans les diverses publications scientifiques de la $P_{CO_2_sat}$ d'une eau sans autre précision. Ceci est un abus de langage qu'il est impératif de mentionner. En effet, dans ces publications, les équilibres calco-carboniques sont considérés par rapport à la calcite. L'activité du magnésium est alors infime en comparaison de celle du calcium ou des bicarbonates. Dans le cas de la dolomite, l'activité du magnésium est nettement plus importante. Les IS_D et la $P_{CO_2_sat}$ calculés pour une eau en équilibre avec la dolomite seront donc différentes d'un calcul n'utilisant que les équations (2.12) et (2.14).

Il serait donc plus pertinent de parler de $P_{CO_2_sat}$ de la calcite et de $P_{CO_2_sat}$ de la dolomite². Ce manuscrit est essentiellement centré sur les équilibres calco-carboniques pour des eaux émergeant de calcaires et non de dolomies. Dans un souci d'allègement des annotations, par la suite, la mention « $P_{CO_2_sat}$ » fera référence à la P_{CO_2} nécessaire pour être en équilibre avec la calcite (§ 2.1.5) et « $P_{CO_2_sat_D}$ » renverra à la P_{CO_2} nécessaire pour être en équilibre vis-à-vis de la dolomite.

L'indice de saturation vis-à-vis de la dolomite est défini par l'équation (2.21).

$$IS_D = -2 \cdot \log(P_{CO_2_eq}) + \log((Ca^{2+})) + \log((Mg^{2+})) + 4 \cdot \log((HCO_3^-)) + \log\left(\frac{K_2^2}{K_0^2 \cdot K_1^2 \cdot K_D^2}\right) \quad (2.21)$$

Avec (X) l'activité de l'espèce X et K_D la constante de dissolution de la dolomite (Nordstrom *et al.* 1990).

Il découle de l'équation (2.21) l'expression de la pression partielle de CO_2 à saturation vis-à-vis de la dolomite :

$$P_{CO_2_sat_D} = 10^{\left\{ \frac{1}{2} \times [IS_D + 2 \cdot \log(P_{CO_2_eq})] \right\}} \quad (2.22)$$

A l'instar de la méthode IS_c - P_{CO_2} , une droite modèle G&D d'une source peut être élaborée par rapport à la relation liant l' IS_D et la $P_{CO_2_eq}$. Dans un premier temps, l'application de la

² Cette remarque est aussi applicable pour la dénomination de la $P_{CO_2_sat}$ nécessaire à la saturation de n'importe quel minéral.

méthode mise au point par Peyraube (2011) et Peyraube *et al.* (2012) (§ 2.2.2) permet l'identification de l'expression d'un $IS_{D_modèle}$ par projection verticale du nuage de points sur la droite.

$$IS_{D_modèle} = -2 \cdot \log(Pco_{2_eq}) + \overline{IS_D} + 2 \cdot \overline{\log(Pco_{2_eq})} \quad (2.23)$$

Contrairement à la relation IS_c - Pco_2 , dans le cas de la dolomite, la droite modèle possède une pente de valeur 2. L'expression de l' $IS_{D_modèle}$ de la droite modèle G&D pour une Pco_{2_eq} quelconque sera :

$$IS_{D_modèle} = -2 \cdot \log(Pco_{2_eq}) + 2 \cdot \overline{\log(Pco_{2_sat_D})} \quad (2.24)$$

Une projection orthogonale (et non plus verticale) d'un point du nuage de points sur la droite (§ 2.2.2) entraînera alors l'égalité suivante :

$$\frac{IS_{D_modèle} - IS_{D_modèle_or}}{-\log(Pco_{2_eq}) + \log(Pco_{2_modèle_D})} = 2 = - \left(\frac{IS_{D_modèle_or} - IS_D}{-\log(Pco_{2_modèle_D}) + \log(Pco_{2_eq})} \right) \quad (2.25)$$

Avec $IS_{D_modèle_cor}$ et $Pco_{2_modèle_D}$ respectivement l' IS_D et la Pco_2 de la projection orthogonale d'un point sur la droite modèle G&D.

Les corrections géométriques donnent alors accès à l'expression de l' $IS_{D_modèle_cor}$ (équation (2.26)) et de la $Pco_{2_modèle_D}$ (équation (2.27)) nécessaires à l'établissement de la droite modèle G&D d'une source par rapport à la dolomite.

$$IS_{D_modèle_or} = \frac{1}{2} \times \left[-2 \times \log(Pco_{2_eq}) + 2 \times \overline{\log(Pco_{2_sat_D})} + IS_D \right] \quad (2.26)$$

$$-\log(Pco_{2_modèle_D}) = \frac{1}{2} \times \left[-2 \cdot \log(Pco_{2_eq}) + IS_D + IS_{D_modèle_or} \right] \quad (2.27)$$

2.2.4. Analyse de l'influence de la température sur la relation IS_c - P_{CO_2}

2.2.4.1. *Introduction et contexte*

Les équations (2.9) et (2.12) mettent en lumière la dépendance de l' IS_c et de la P_{CO_2} aux constantes K_0 , K_1 , K_2 , K_c . Ces dernières sont, elles-mêmes, dépendantes de la température des eaux (§ 2.1.2). En somme, la température va conditionner les valeurs de l' IS_c et de la P_{CO_2} .

La température, ainsi que ses variations, mesurées dans les eaux d'une émergence, peuvent être dues à une circulation, sans perturbation, des eaux dans le système. Dans cette situation, la température peut refléter le comportement des masses d'eaux au sein du système (Shuster et White 1971, Crowther et Pitty 1982) tel que de fortes homogénéisations des eaux (températures relativement similaires au cours de l'année) ou encore des arrivées d'eaux marquées de différentes origines pouvant présenter diverses températures en fonction de leur origine.

Cependant, selon la configuration de certains sites, les eaux d'une émergence peuvent être soumises à une exposition directe à un fort ensoleillement. Il en résultera une augmentation de la température de ces eaux. La température ne représentera alors plus les conditions identifiables dans le système karstique. Les mesures de pH peuvent donc être altérées. Il conviendra alors de corriger cette « température biaisée » pour identifier les conditions régnant au sein du système.

Dans la mesure où l' IS_c et la P_{CO_2} sont fonction de la température, l'utilisation d'une « température biaisée » pour leurs calculs entraînera une erreur dans l'interprétation des conditions dans lesquelles se sont réalisés les équilibres calco-carboniques. Peyraube (2011) avait déjà noté ce phénomène pour l'un des points d'eau suivi durant ses travaux : l'écoulement de la Gouttière (site de Cussac, Dordogne). Une correction de température sur les mesures engendrait une modification de la répartition des points dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}); IS_c\}$. La modification de température ne concernait alors que les coefficients thermodépendants de dissociations et de dissolution³ et les activités des ions bicarbonates.

³ Par la suite, l'ensemble de ces coefficients seront aussi nommés « coefficients (ou constantes) K ».

Dans le développement sous-jacent, une analyse spécifique de l'effet de la modification de la température sur les constantes K est abordée. Pour cela, les IS_c et P_{CO_2} seront recalculés en considérant une « température de référence ». De plus, outre les précédents coefficients, la modification de la température impactera aussi le pH. Une comparaison, entre une influence de la température seulement sur les constantes K ou sur ces coefficients et le pH, sera réalisée afin de déterminer si une correction de la température sur les seuls coefficients de dissociation et de dissolution est suffisante ou non.

2.2.4.2. Influence de la température sur les coefficients de dissolution et de dissociations et sur le pH

Les constantes de dissolution et de dissociation (§ 2.1.2) sont fonction de la température. Par extension l' IS_c et la P_{CO_2} sont thermodépendants. Si les constantes K sont les seules à être soumises à des variations de température⁴, il est alors possible d'écrire, à partir de l'équation (2.8), les variations de l' IS_c de la $P_{CO_2_{eq}}$ en fonction de la température :

$$\frac{\partial IS_c}{\partial T} = \frac{\partial \log\left(\frac{1}{K_c}\right)}{\partial T} \approx 0.0041 \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial(-\log(P_{CO_2_{eq}}))}{\partial T} = \frac{\partial \log\left(\frac{K_2}{K_0 \cdot K_1 \cdot K_c}\right)}{\partial T} - \frac{\partial \log\left(\frac{1}{K_c}\right)}{\partial T} \approx 0.0171 \quad (2.29)$$

Ainsi, pour une variation de température de 10°C à 17°C, les variations des valeurs de l' IS_c et de $-\log(P_{CO_2_{eq}})$ correspondantes seraient respectivement de 0,0287 et 0,119, en considérant que les deux relations ont des dérivées constantes sur les intervalles de températures considérés. Expérimentalement, ces valeurs peuvent légèrement varier dans la mesure où l'utilisation d'une

⁴ Bien que cela représente une approximation pouvant influencer sur le résultat, pour les équations (2.29), (2.28) et (2.30), les activités des ions sont supposées constantes pour toutes températures. Cette hypothèse est faite dans le but d'obtenir des ordres de grandeurs pour la variation de l' IS_c et de la P_{CO_2} en fonction de la température.

nouvelle température entraînera un calcul des activités des divers ions. Cependant, les valeurs obtenues demeurent du même ordre de grandeur si ce n'est semblables.

Par extension, en ne considérant qu'une variation de température, sans re-détermination des activités des ions, la variation de $-\log(P_{CO_2_sat})$ est :

$$\frac{\partial(-\log(P_{CO_2_sat}))}{\partial T} = \frac{\partial \log\left(\frac{K_2}{K_0 \cdot K_1 \cdot K_c}\right)}{\partial T} \approx 0.0272 \quad (2.30)$$

L'équation (2.30) suppose, tout comme les équations (2.29) et (2.28), une conservation des activités des ions et une mise en équilibre de l'eau initiale avec une nouvelle température. Cependant, cette hypothèse, en réalité n'est pas correcte, les activités des ions varient avec la température. De ce fait, les valeurs sus-citées peuvent légèrement varier. Ces équations ont juste pour but de donner des ordres de grandeurs et non pas des résultats applicables quelles que soient les situations.

Toutefois, un autre aspect doit être considéré : la température va influencer l'indication du pH-mètre lors de mesures *in situ*. En effet, dans ce type d'appareillage, la mesure du pH est basée sur la loi de Nernst (équation (2.31)).

$$E = E_0 + 2.3 \frac{RT}{nF} \cdot \log((H^+)) \Leftrightarrow pH = (E_0 - E) \cdot \frac{nF}{2.3 \times RT} \quad (2.31)$$

Avec E le potentiel mesuré, E_0 le potentiel standard de l'électrode (valeur de potentiel lorsque le pH est nul), R la constante des gaz parfaits ($8,314 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$), T la température en Kelvin, n la valence de l'ion considéré, F la constante de Faraday ($96\,485 \text{ C.mol}^{-1}$) et (H^+) l'activité de l'ion hydrogène.

L'équation (2.31) permet de constater que la valeur de pH affichée par le pH-mètre est immédiatement dépendante de la température à l'inverse du potentiel mesuré qui est une mesure directe d'un état dans l'eau.

Considérons à présent la configuration de site suivante : une source est soumise (à l'émergence des eaux) à une exposition au soleil importante. La température des eaux mesurée à l'émergence ne correspond alors pas à celle dans le système hydrogéologique. Deux situations se distinguent alors :

- **Si nous considérons que les eaux ne se sont pas mises en équilibre chimique avec cette « nouvelle température »,** la valeur de pH communiquée par le pH-mètre sera erronée alors que la valeur de potentiel retranscrita, elle, la valeur du potentiel des eaux dans le massif.
- **Si les eaux se sont mises en équilibre chimique avec cette « nouvelle température »,** alors la valeur indiquée par le pH-mètre est cohérente avec la valeur du potentiel mesuré. Toutefois, cette température ne correspond pas à celle présente dans le système. Il convient donc de corriger cette température et ainsi de recalculer l'ensemble des activités pour une nouvelle température considérée comme celle du système. Un nouvel équilibre chimique doit alors être réalisé.

Si la première hypothèse est considérée, la valeur du pH indiquée par le pH-mètre doit être corrigée. Dans la mesure où le potentiel E mesuré est supposé non influencé par la température (à l'inverse de l'indication de pH), sa valeur doit alors être prise comme référence. Il en découle les égalités suivantes :

$$E = E_0 + 2.3 \frac{RT_{\text{mesurée}}}{nF} \cdot \text{pH}_{\text{mesuré}} \quad (2.32)$$

$$E = E_0 + 2.3 \frac{RT_{\text{estimée}}}{nF} \cdot \text{pH}_{\text{corrigé}} \quad (2.33)$$

Dans les équations (2.32) et (2.33) l'indice « *mesuré[e]* » fait référence aux mesures *in situ* et l'indice « *estimée* » correspond à leur valeur lorsque la température est corrigée. Les températures sont exprimées en Kelvin. Dès lors, le $\text{pH}_{\text{corrigé}}$ s'exprime par la relation (2.34).

$$\text{pH}_{\text{corrigé}} = \frac{T_{\text{mesurée}} \cdot \text{pH}_{\text{mesuré}}}{T_{\text{estimée}}} \quad (2.34)$$

Si la deuxième hypothèse est considérée, la valeur du pH indiquée par le pH-mètre est cohérente avec la température des eaux. Cependant, la température des eaux du massif ne correspondant pas à celle des eaux de l'émergence, le pH des eaux mesuré n'est pas celui des eaux dans le massif. La correction de l'effet de site nécessite ici la création d'un équilibre avec la température estimée dans le massif. La température et le pH de l'eau ainsi que les activités des ions seront alors modifiés.

Il paraît donc nécessaire de vérifier si la variation de température due à un effet de site engendre ou non des modifications significatives sur le pH et sur les calculs des IS_c et des P_{CO_2} .

2.3. Application des corrections des températures sur les sources de Cussac

Afin d'analyser les effets de la température sur la relation IS_c - P_{CO_2} , le site de Cussac sera considéré. Il possède une émergence, l'écoulement de la Gouttière, où un effet de site – dû à une trop forte exposition au soleil – a déjà été reconnu (Peyraube 2011). Le site de Cussac a déjà été sujet à des études hydrogéologiques menées par Peyraube (2011). Le présent document n'ayant pas pour vocation d'analyser le fonctionnement de ces émergences, seule une description succincte de ces points d'eaux sera faite à travers la présentation du site (§ 2.3.1). Pour de plus amples renseignements sur les points précédemment évoqués, il est conseillé au lecteur de se référer aux travaux de Peyraube (2011).

2.3.1. Présentation du site de la grotte de Cussac

2.3.1.1. *Contexte géographique, géologique et pluviosité*

Le site de Cussac se situe sur la commune de Buisson de Cadouin, dans le département de la Dordogne (24). Localisé en rive droite du Bélingou (affluent de la Dordogne), ce site est caractérisé par la présence de la Grotte de Cussac. De nombreuses émergences ont été identifiées, tant dans la grotte qu'à la proche périphérie, dont les sources Farfal, Ruijters, et l'écoulement de la Gouttière (Figure 2.6).

Le site de Cussac est essentiellement recouvert par de la végétation mêlant feuillus, conifères et arbustes. Dans un souci de préservation de cette grotte ornée, des périmètres de sensibilités ont été définis, permettant, entre autre, d'établir un cahier de gestion apportant des préconisations pour la protection de ce lieu notamment de toute construction pouvant avoir un impact sur cette cavité. Seules quelques exploitations agricoles sont présentes au Nord de la grotte ainsi qu'un centre de tri d'ordures ménagères à l'Est (Syndicat Mixte Inter Communal de Collecte et de Tri d'Ordures Ménagères – SMICTOM).

Le site de Cussac est caractérisé par une forte représentation de formations carbonatées datant du Campanien, auxquelles viennent s'adjoindre des recouvrements tertiaires et des altérites coiffant les reliefs et dépôts fluviatiles du Quaternaire comblant les vallées (Figure 2.6). Le Campanien débute par une série marno-crayeuse pour se poursuivre par des faciès de calcaires gréseux à marneux. Cette succession engendre de forts contrastes de perméabilités permettant la mise en place d'une zone saturée dans le système hydrogéologique de la grotte de Cussac.

Les précipitations annuelles pour les années 2008 et 2009 sont respectivement de 984,6 mm et 721,5 mm d'eau. Une certaine homogénéité des précipitations mensuelles inter-annuellement peut être constatée (Figure 2.7). Cependant, les précipitations durant les mois de mars et de mai 2009 ont été nettement inférieures à celles de l'année 2008. Les lames d'eau issues des précipitations durant la période estivale ont été faibles.

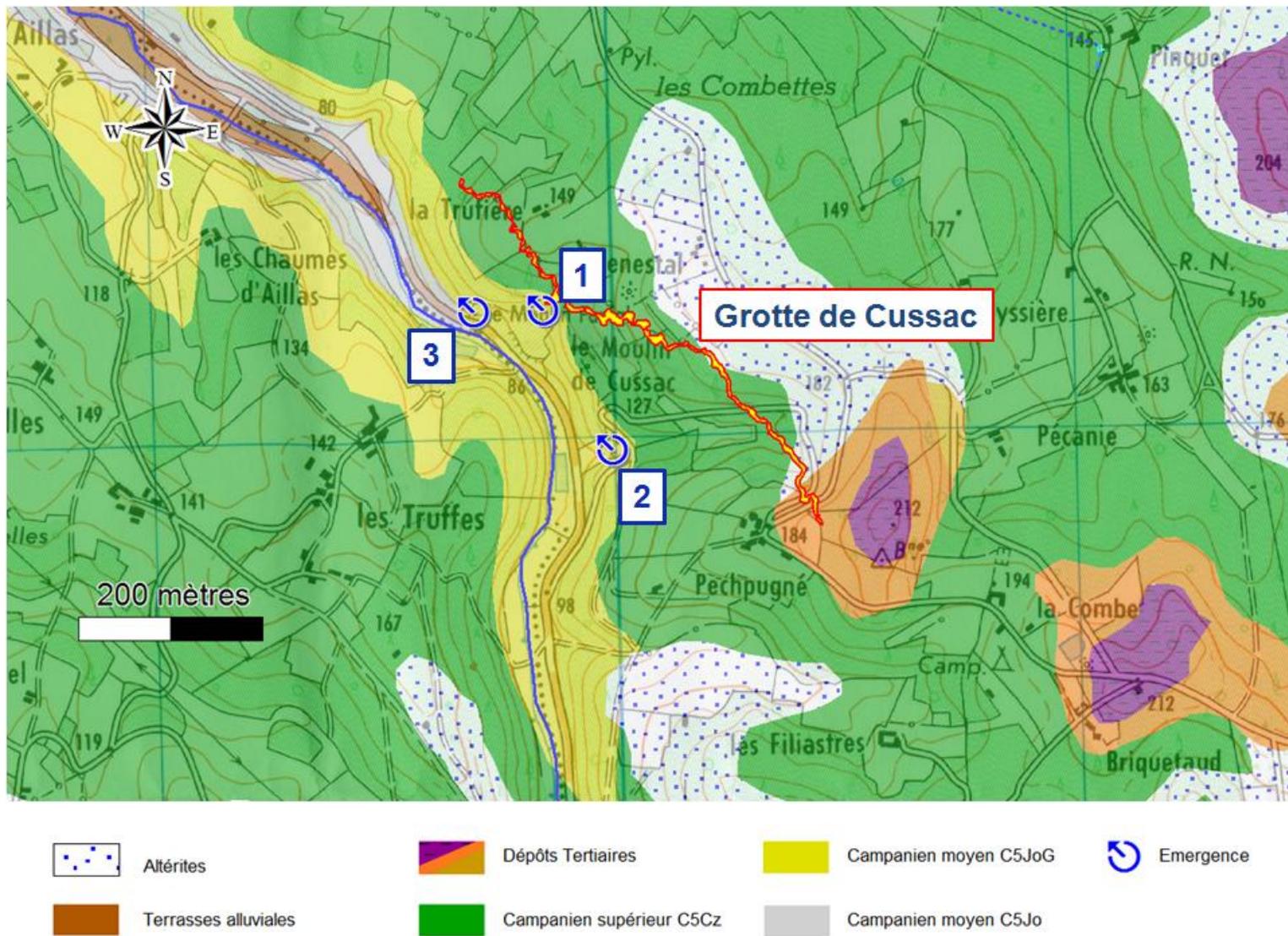


Figure 2.6 : Formations géologiques présentes sur le site d'étude. La grotte de Cussac, les sources Farfal [1] et Ruijters [2] et l'écoulement de la Gouttière [3] sont représentés. Le fond de carte IGN est extrait de la carte de Lalinde n°19360 au 1/25 000.

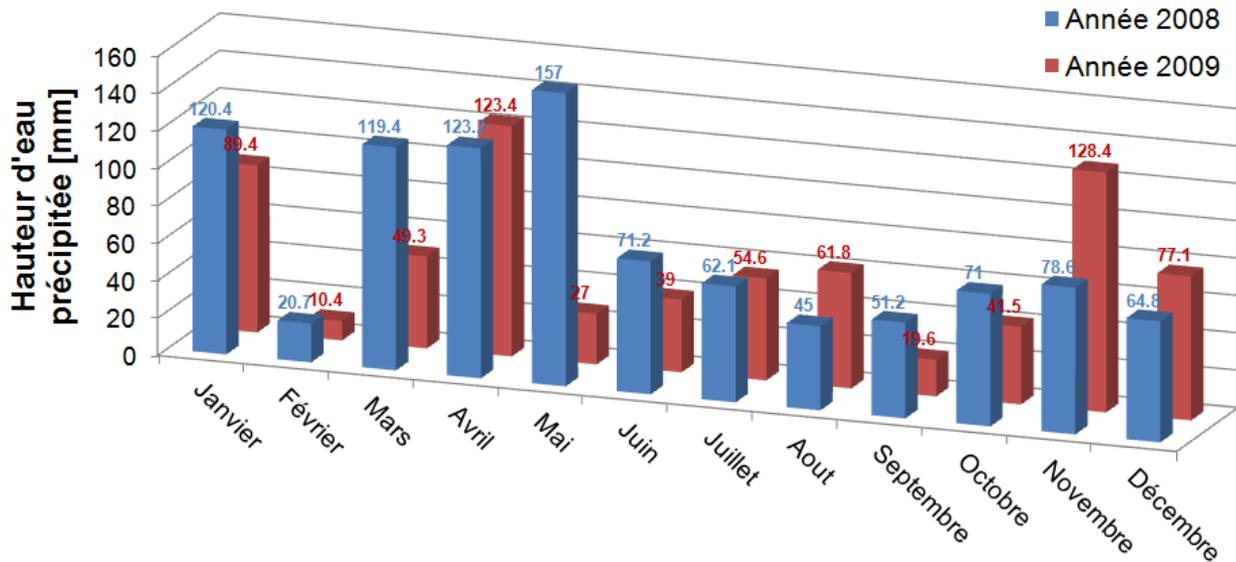


Figure 2.7 : Cumul des hauteurs d'eau précipitées mensuellement sur le site de Cussac pour les années 2008 et 2009

2.3.1.2. La température de l'air du site de Cussac

Le site d'étude est soumis à un climat tempéré. Les températures de l'air sont fortement contrastées entre les périodes hivernales et estivales. Dans la mesure où ce paramètre est l'objet de la présente étude, sa description sera traitée en insistant sur la dualité hiver/été.

Une station météorologique a été mise en place à proximité de la grotte de Cussac à partir de Février 2008. Les données géochimiques des points d'eau utilisées par la suite sont issues de prélèvements bimensuels acquis à partir d'octobre 2007 jusqu'à octobre 2009. Afin de clarifier au mieux la lecture de ce document, seules les informations climatiques enregistrées à la station météorologique de la grotte de février 2008 à octobre 2009 seront évoquées. Toutefois, cet appareillage souffre d'une limite de mesure puisqu'il n'a pu enregistrer de valeurs négatives. Dans le but d'estimer l'ordre de grandeur des températures minimales, une étude comparative avec la station météorologique de Gourdon – située à 50 km du site de Cussac – a été décidée. Il

est à noter qu'une panne de la station météorologique de Cussac s'est produite du 16 février 2008 au 27 mars 2008.

Cette étude est basée sur les températures moyennes journalières des deux stations (Figure 2.8). Les températures négatives n'ont pas été mesurées à la station de Cussac. Par conséquent, des valeurs de températures moyennes faibles peuvent être erronées. Pour tenir compte de ce fait et diminuer son impact dans l'observation de la corrélation, les dates où les températures moyennes mesurées à Cussac sont inférieures à 5°C ne sont pas considérées.

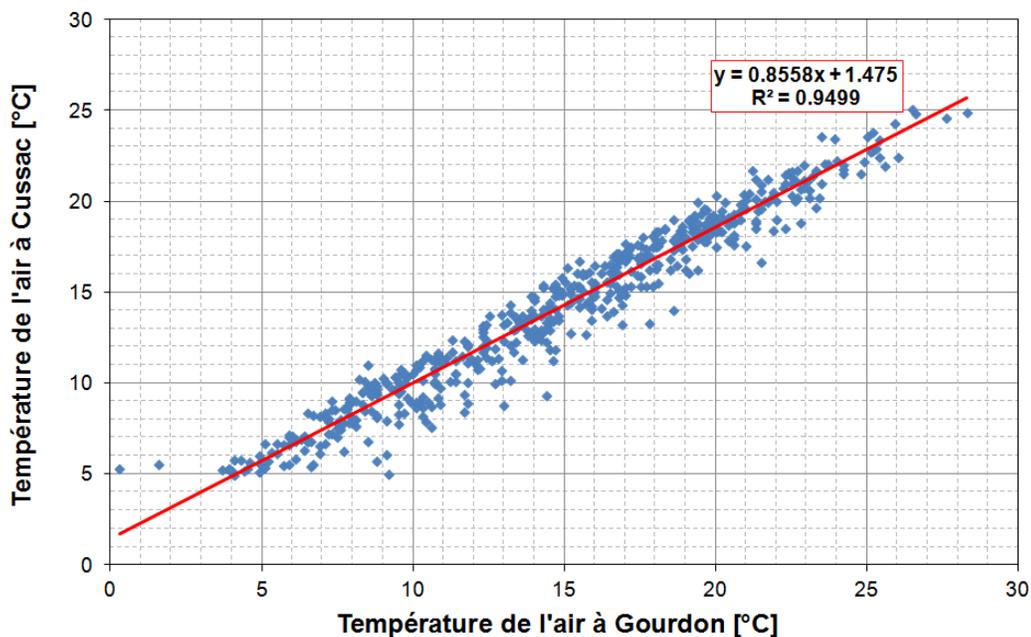


Figure 2.8 : Corrélation entre les températures moyennes journalières de l'air mesurées à Cussac et celles mesurées à Gourdon. Les dates pour lesquelles la température de l'air à Cussac est inférieure à 5°C ne sont pas considérées. La droite de corrélation, son équation et son coefficient de détermination sont indiqués.

La Figure 2.8 permet de constater qu'une forte corrélation (coefficient de détermination de 0,95) existe entre la température moyenne journalière de l'air mesurée à Cussac et celle mesurée à Gourdon. Pour estimer un ordre de grandeur de la température moyenne journalière minimale au cours de la période étudiée, la station météorologique de Gourdon sera donc prise comme référence.

Les deux chroniques de températures moyennes de l'air (Figure 2.9) sont similaires à l'exception de la période s'étendant de fin novembre 2008 à début mars 2009. Cette fenêtre de

temps correspond à celle où des températures négatives de l'air fréquentes auraient dû être mesurées à Cussac.

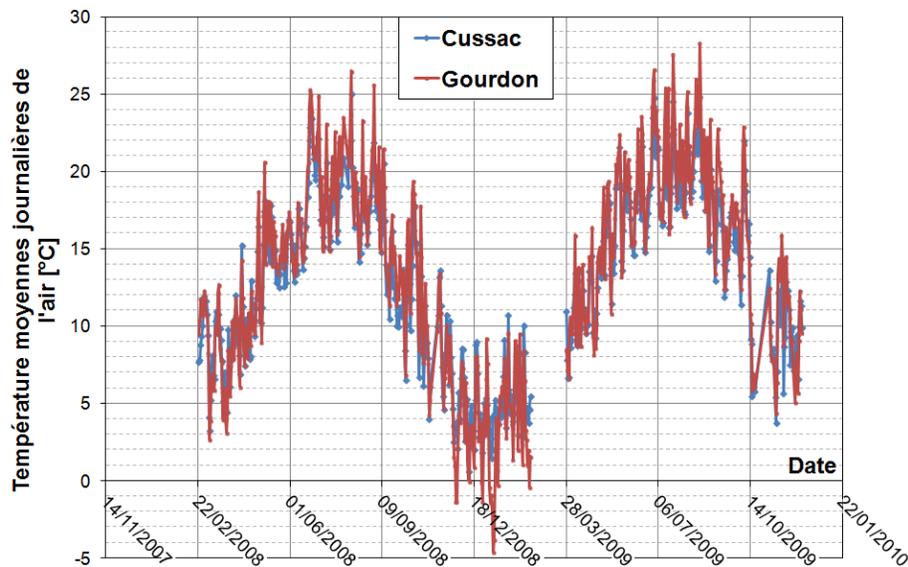


Figure 2.9 : Températures moyennes journalières de l'air mesurées à Cussac et à Gourdon. Les valeurs de Cussac pour des températures proches de zéro peuvent être fausses dans la mesure où la station météorologique de Cussac n'enregistre pas de valeurs négatives

En s'appuyant sur la Figure 2.9, la température moyenne journalière minimale de l'air à Cussac en hiver avoisinerait $-4,6^{\circ}\text{C}$ (température de l'air la plus basse enregistrée à Gourdon). A *contrario*, la température maximale de l'air à Cussac mesurée en été est de 25°C . Un fort contraste saisonnier, relatif aux températures de l'air, existe donc. Ce phénomène aura une influence majeure sur la température de l'écoulement de la Gouttière.

2.3.1.3. Sources étudiées

Les points d'eau du site de Cussac et de sa proche périphérie ont déjà fait l'objet d'un recensement (Peyraube 2011). Ce dernier a permis l'identification de 43 points d'eau dont 24 ont été plus particulièrement étudiés afin de déterminer le fonctionnement hydrogéologique de ce système karstique.

Le sujet de ce chapitre est l'étude de l'influence de la température dans la relation $\text{IS}_c\text{-Pco}_2$. Dans la mesure où l'objectif n'est pas l'explication de l'hydrogéologie locale, seuls trois points

d'eau seront considérés : les sources Farfal et Ruijters – dont les eaux ne présentent pas de grands écarts de températures – et l'écoulement de la Gouttière qui est soumis à un effet de site lié à l'ensoleillement.

Source Farfal

La source Farfal représente l'exutoire principal du système hydrogéologique de la grotte de Cussac. Située à une altitude de 110,90 mètres, ses eaux émergent d'une barre calcaire.

Une vasque de 4 mètres de long et 2 mètres de large recueille les eaux des différents griffons avant qu'ils ne donnent naissance à un ruisseau. A l'extrémité de cette vasque, un déversoir triangulaire permet de mesurer les débits de cette source dont le débit moyen est de 5 L.s⁻¹.

Source Ruijters

La source Ruijters se développe dans la même barre calcaire que la source Farfal à une altitude similaire (100 mètres NGF). L'émergence de l'eau s'effectue par le biais d'un conduit de 1 mètre de long, 20 centimètres de large et 7 centimètres de hauteur.

Le débit de la source Ruijters est estimé entre 0,5 et 0,7 L.s⁻¹. L'eau de cette source est à l'origine d'un ruisseau qui rejoint, par la suite, celui du Bélingou.

Écoulement de la Gouttière

L'écoulement de la Gouttière est issu d'une incision – d'un mètre de large pour quinze centimètres de hauteur et de profondeur – dans le calcaire. Les eaux émergent de ce point à la faveur du contraste de perméabilité présent à l'interface du calcaire marneux (C5Jo) et du calcaire gréseux (C5JoG). Cet écoulement pérenne a un débit estimé entre 0,04 et 0,3 L.s⁻¹.

Matériel et méthodes

Dans le présent document, les données utilisées, relatives au site de Cussac, sont extraites de l'étude de Peyraube (2011).

Les échantillons d’eaux des sources ont été prélevés d’octobre 2007 à décembre 2009. Chacun d’eux a été filtré à 0,45 µm, afin de ne garder que la fraction dissoute, puis conservés à 4°C dans des flacons HDPE (Haute Densité Poly-Ethylène) de 60 mL. Les cations ont été acidifiés à l’aide d’un acide nitrique 1 N (pH final < 2). Les concentrations des ions majeurs ont été déterminées en utilisant un chromatographe Dionex ICS 1500 associé à une colonne AS15 pour les anions ou CS12 pour les cations. Les incertitudes de mesures sont estimées à 2 %.

Les ions bicarbonates ont été quantifiés lors du prélèvement par une titration à l’acide sulfurique 1,6 N par un titrateur digital HACH (précision de 0,5 %). A l’instar des bicarbonates, le pH et la température ont été mesurés *in situ* en utilisant un pH-mètre WTW 300i équipé d’une sonde Sentix 41 (précision de 0,05 unité pH).

L’évolution temporelle de la température des eaux de ces émergences et un résumé statistique succinct sont présentés respectivement en Figure 2.10 et dans le Tableau 2.3. Ils permettent de constater l’effet de site sur les températures des eaux de l’écoulement de la Gouttière. Telles les températures de l’air (§ 2.3.1.2), le contraste été/hiver de la température des eaux, de ce point d’eau, est marqué.

Tableau 2.3 : Maxima, moyennes, minima, étendues, écarts-types et nombres d’individus des températures des eaux des sources Farfal et Ruijters et de l’écoulement de la Gouttière

	Source Farfal (N = 59) [°C]	Source Ruijters (N = 31) [°C]	Écoulement de la Gouttière (N = 31) [°C]
Maximum	13,0	13,2	20,6
Moyenne	12,6	11,6	14,7
Minimum	12,0	10,5	8,6
Etendue	1,0	2,7	12,0
Ecart-type	0,2	0,8	3,4

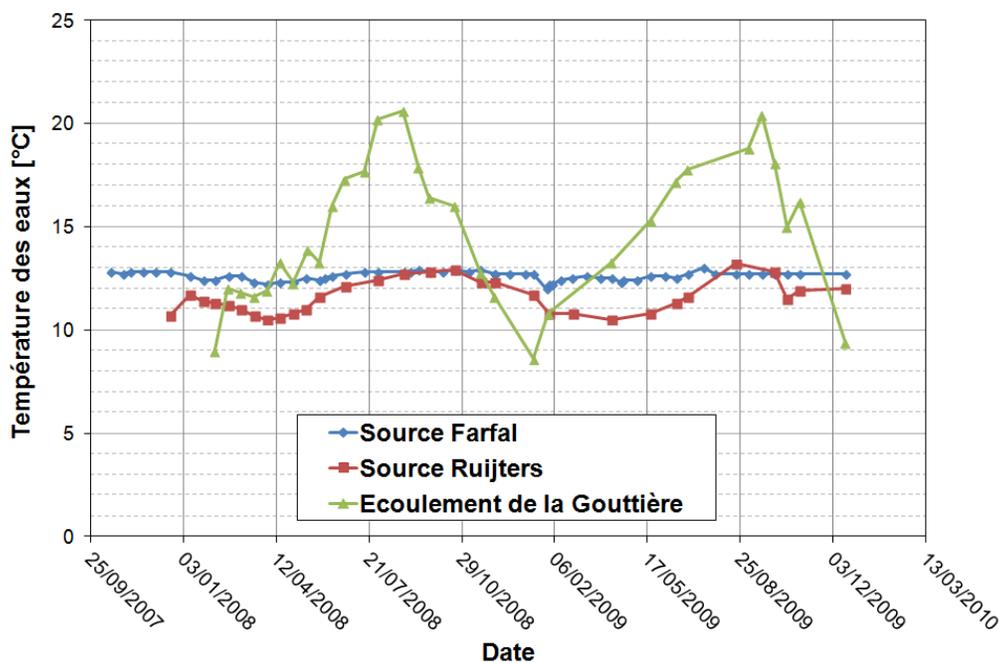


Figure 2.10 : Evolution de la température des eaux [°C] des sources Farfal et Ruijters et de l'écoulement de la Gouttière

2.3.2. Analyse des modifications apportées par les corrections de température aux valeurs d' IS_c et de P_{CO_2}

2.3.2.1. Estimation des températures au sein du système relatif à chaque point d'eau

Les eaux de l'écoulement de la Gouttière subissent des variations de températures dues à la configuration du site de prélèvement. Peyraube (2011) a noté qu'une correction de l' IS_c et de la P_{CO_2} devait être considérée pour que les données soient plus représentatives. A présent, il est proposé de qualifier le type de corrections à apporter. Elles peuvent être de deux types en fonction de la situation d'équilibre chimique des eaux avec la température mesurée *in situ* à considérer (§ 2.2.4.2) : soit l'eau est en équilibre avec cette « température induite par l'effet de site », soit elle ne l'est pas. Si le deuxième cas est considéré, il convient d'étudier si la température, indiquée lors de la mesure du pH, influe ou non sur les valeurs d' IS_c et de P_{CO_2} calculées.

Dans le développement ci-dessous, le terme de « **température initiale de l'eau** » fera référence à la température mesurée réellement sur le site, et les termes « **nouvelle température** » ou « **température estimée** » de l'eau renverront à la température que l'eau devrait avoir au sein du système karstique. Les corrections de températures sont donc de trois types :

- Modification uniquement de la température de l'eau pour que la température estimée soit considérée comme la température correcte de l'eau
- Modification de la température de l'eau pour une température estimée en considérant aussi une modification du pH
- Création d'un nouvel équilibre chimique de l'eau avec la température estimée ; ce cas entraînera automatiquement le calcul d'une nouvelle valeur de pH

Les différents équilibres seront calculés par le biais du code de calcul PHREEQC version 3.1.7. La création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température (troisième cas de corrections) sera effectuée en utilisant la fonction *REACTION_TEMPERATURE* du code PHREEQC.

Afin de constater les effets de chacun des cas de modifications susmentionnés, ces dernières seront appliquées aux sources Farfal et Ruijters et sur l'écoulement de la Gouttière (§ 2.3.2.2).

Peyraube (2011) avait apprécié la correction de température pour l'écoulement de la Gouttière (équation (2.35)) en se basant sur la variation saisonnière des températures des eaux de cette émergence et sur la température moyenne des eaux des Gours Ouest (point d'eau présent dans la grotte de Cussac).

$$T_{\text{corrigée}} = \overline{T_{\text{goursouest}}} + 0.05 \cdot (T_{\text{mesurée}} - \overline{T_{\text{goursouest}}}) \quad (2.35)$$

Les températures corrigées s'étendaient alors de 12,6°C à 13,2°C avec une moyenne de 12,9°C. Seuls $\pm 0,3^\circ\text{C}$ différencient la température moyenne des températures extrêmes. D'après les équations (2.28) et (2.29), les variations d' IS_c et de Pco_2 associées à cet écart de températures sont minimales. Par conséquent, la température considérée comme corrigée sera maintenue constante à la valeur de 12,9°C.

De manière similaire, les « nouvelles températures » des eaux des sources Farfal et Ruijters seront considérées comme étant égales aux moyennes des températures des eaux, soit respectivement 12,6°C et 11,6°C. Il est évident que cette « nouvelle température » pour les eaux de ces sources n'a aucune signification physique dans la mesure où ces émergences ne sont soumises à aucun effet de site. Toutefois, dans le but d'observer si les corrections de température n'engendrent pas la création d'artéfacts, il est nécessaire de les appliquer à des températures d'eaux de sources qui seront alors considérées comme des cas témoins.

2.3.2.2. Application des corrections de température aux émergences du site de Cussac

Application des corrections à l'écoulement de la Gouttière

Les différentes corrections de température des eaux évoquées précédemment (§ 2.3.2.1) ont été appliquées à l'écoulement de la Gouttière où un effet de site avéré a été constaté. Il est alors possible d'observer une modification de la distribution des points dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ (Figure 2.11), principalement au niveau de l'intervalle de dispersion des individus sur les axes des abscisses et des ordonnées.

Les données initiales (sans corrections) possèdent le plus large intervalle de variations sur les abscisses. *A contrario*, leur étendue, sur l' IS_c est le plus faible.

Les données corrigées, uniquement de la température, permettent de réduire légèrement l'extension des eaux sur l'axe « $-\log(\text{Pco}_2)$ » mais l'augmente nettement sur l'axe « IS_c ». Cette distribution est le résultat d'une diminution de la variation de température – l'intégralité des températures étant amenée à 12,9°C – et, par conséquent, d'un réagencement des points selon une relation proche de celle exprimée dans l'équation (2.30)⁵.

⁵ Il est important de rappeler que le résultat indiqué dans l'équation (2.30) peut différer de celui calculé pour un cas concret dans la mesure où, dans un tel cas, les activités des ions seront recalculées pour chaque température, ce qui est ignoré dans les équations (2.29), (2.28), et (2.30).

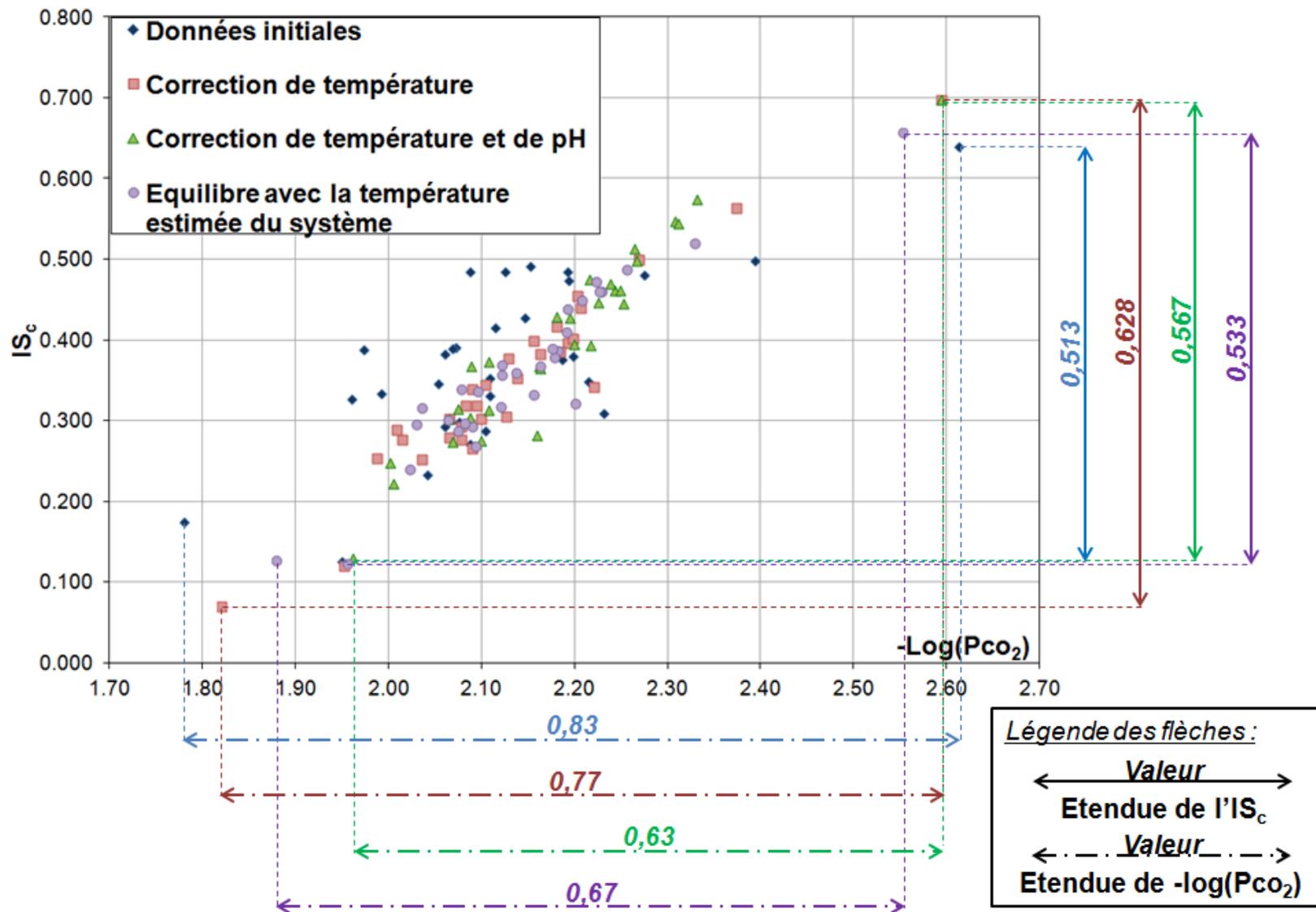


Figure 2.11 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des individus de l'écoulement de la Gouttière en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,9°C

Les corrections de température des eaux combinées à celles du pH (Figure 2.11) engendrent une répartition des individus sur le plus faible intervalle de $-\log(\text{Pco}_2)$ tandis que celui de l' IS_c est plus restreint par rapport à celui de la correction de température seule.

La correction de température et de pH va entraîner un calcul de Pco_{2_eq} nettement différent. En effet, la Pco_{2_eq} est estimée à partir du pH (§ 2.1.3). Une légère variation du pH peut provoquer des changements significatifs dans le calcul des équilibres calco-carboniques et des grandeurs qui en découlent.

Une modification du pH est aussi présente lors de la création d'un équilibre avec une nouvelle température. Comme dans le cas précédent, l'intégralité des paramètres sont reconsidérés. Cependant, la correction de pH est ici différente étant donné que, dans cette situation, les concentrations des éléments – et non plus seulement leurs activités – peuvent varier en fonction des nouvelles conditions d'équilibres chimiques de l'eau. Cela se traduit sur la Figure 2.11 par des intervalles parmi les moins importants tant selon l'axe des abscisses que celui des ordonnées.

En vue de comparer quantitativement l'évolution des dispersions, en fonction des méthodes précédentes, à l'égard de la droite modèle G&D, les coefficients de détermination de chaque série sont présentés dans le Tableau 2.4.

Tableau 2.4 : Valeurs des coefficients de détermination des individus de l'écoulement de la Gouttière, dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ pour les données brutes, celles corrigées de la température uniquement, de la température et du pH, et celles corrigées par la création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température. Les valeurs sont données en considérant les projections orthogonales ou verticales des individus sur la droite modèle G&D (§ 2.2.2).

	Données brutes	Correction de température seule	Correction de température et de pH	Correction par la création d'un nouvel équilibre
r^2	0,829	0,978	0,975	0,971
r^2 (Peyraube 2011)	0,554	0,923	0,905	0,898

L'ensemble des corrections apportent une amélioration notable, dans la valeur du coefficient de détermination, par rapport aux données brutes. Les r^2 des données rectifiées ne présentent pas de différences significatives pour se prononcer, uniquement sur ce critère, sur l'adoption d'une méthode de correction préférentielle. Toutefois, compte tenu des étendues d' IS_c et de $-\log(\text{Pco}_2)$

relatives à chaque méthode (Figure 2.11), il est recommandé d'opter pour les corrections de température et de pH ou celles mettant en place un équilibre avec une nouvelle température.

Le Tableau 2.4 permet aussi de constater l'amélioration des valeurs des coefficients de détermination en projetant orthogonalement les individus sur la droite modèle G&D (§ 2.2.2) et non plus verticalement (Peyraube 2011).

Les diverses corrections de température des eaux ont donc des répercussions significatives sur la répartition des points dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$. En raison de ces modifications, il est essentiel d'insister sur le fait que les corrections ici proposées ne sont envisageables que pour les eaux d'une source où un effet de site lié à la température a été constaté. Si ces traitements correctifs étaient effectués sur une source où les variations de températures sont intrinsèques au système, des indices importants sur le fonctionnement du système pourraient disparaître et entraîner une interprétation erronée de son fonctionnement.

Afin d'étudier si ces nouvelles distributions modifient les évolutions temporelles de l' IS_c , de la Pco_{2_eq} , leurs chroniques temporelles sont représentées dans les Figures 2.12 et 2.13. La Pco_{2_sat} n'a, quant à elle, pas été représentée. En effet, toutes les corrections de températures – quel que soit le cas – ont été effectuées selon une même température estimée. De plus, les concentrations moyennes de bicarbonates des eaux pour chaque catégorie de corrections sont identiques ou diffèrent de manière infime. Les chroniques des Pco_{2_sat} des eaux, dont la température a été corrigée, sont donc les mêmes, et ce, bien que leur Pco_{2_eq} et leur IS_c puissent être différents. Les valeurs de Pco_{2_sat} des eaux dont la température a été corrigée ont une moyenne de 1,65 % et un écart-type de 0,14 % (coefficient de variation de 8,5 %) tandis que ces mêmes paramètres pour les eaux initiales sont respectivement de 1,83 % et 0,39 % (coefficient de variation de 21,3 %).

Les Figures 2.12 et 2.13 permettent de constater que les chroniques temporelles sont similaires dans leurs variations à quelques exceptions près. Ces différences sont rares et sont attribuées plus à une incertitude de calcul qu'à un caractère particulier de la chronique et du système.

Les quatre chroniques, représentant l' IS_c ou la Pco_{2_eq} des eaux, se superposent lorsque les températures non corrigées des eaux de l'écoulement de la Gouttière tendent vers 12,9°C. Plus la

température s'éloigne de cette valeur, plus les courbes se distinguent. Cette discrimination se produit essentiellement durant les périodes estivales où la température de l'air et l'ensoleillement sont suffisants pour permettre un réchauffement – dû à l'effet de site – des eaux de l'émergence.

Les courbes associées aux corrections de température et de pH se démarquent des autres. Ainsi, leurs IS_c sont généralement supérieures et leurs $P_{CO_2_{eq}}$ inférieures. L'exemple le plus visible est celui du 30 juillet 2008 (Figure 2.13). A cette date, la correction de température seule ne diminue la $P_{CO_2_{eq}}$ que de 1,66 % à 1,51 % tandis que la valeur de $P_{CO_2_{eq}}$ atteinte par la correction de température et de pH est de 1,00 %.

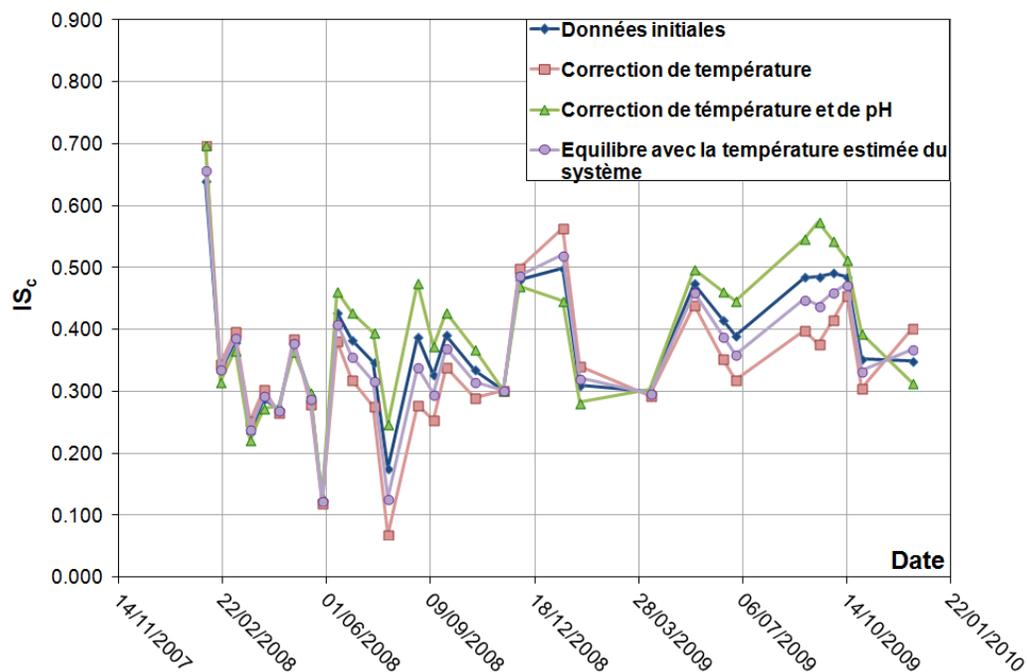


Figure 2.12 : Chroniques temporelles de l' IS_c des eaux de l'écoulement de la Gouttière en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,9°C

La courbe issue de la création d'un nouvel équilibre chimique avec la température estimée dans le massif est un compromis entre les deux courbes décrites précédemment. En effet, ses corrections semblent supérieures à celles de la seule correction de température mais ne s'individualisent pas autant que celles de la correction de la température et du pH. Toutefois cette correction ne devrait s'appliquer qu'à un contexte particulier : celui d'une mise en équilibre

chimique de l'eau avec la température correspondant à l'effet de site. Dans un tels cas, non seulement la température de l'eau mais aussi les activités des différents ions seraient modifiées.

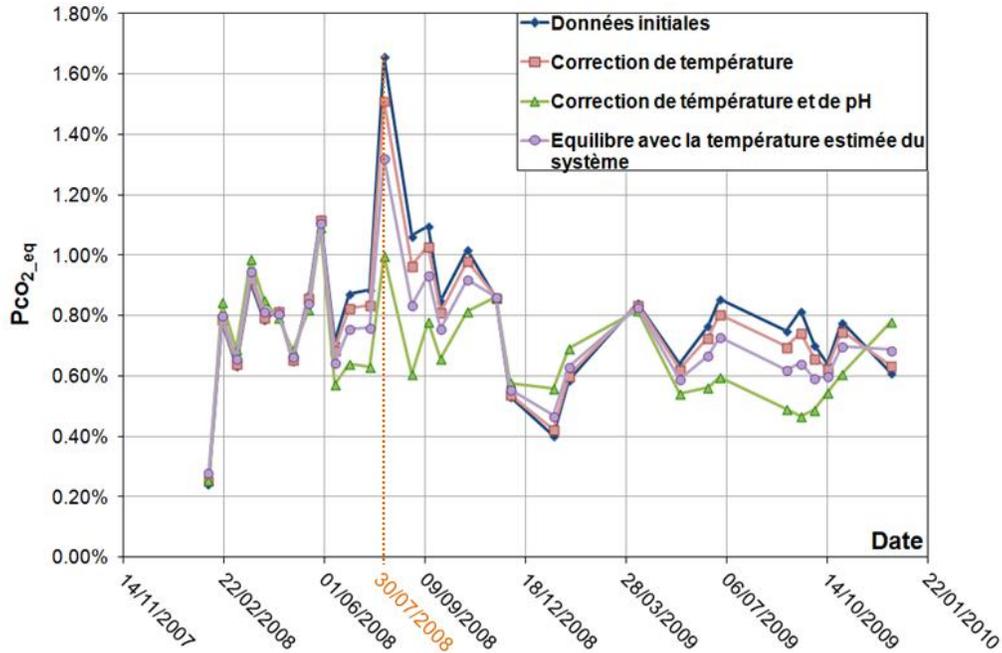


Figure 2.13 : Chroniques temporelles de la $P_{CO_2,eq}$ des eaux de l'écoulement de la Gouttière en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,9°C

Les techniques de corrections précédemment décrites supposent de rapporter toutes les températures des eaux à une température unique afin d'approcher un comportement moyen du système hydrogéologique en termes de température, ceci dans une optique de s'affranchir d'un effet de site. Pour valider cette démarche, il paraît donc nécessaire de vérifier si elle n'induit pas de biais dans les résultats d' IS_c et de P_{CO_2} d'eaux dont les températures ne varient que légèrement (sources non soumises à un effet de site).

Etude de l'utilisation d'une température unique des eaux de sources non soumises à un effet de site

L'étude comparative abordée dans ce paragraphe est relative aux données des sources Farfal et Ruijters (§ 2.3.1.3). Elle a pour but d'analyser les effets, sur le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, de la considération des températures des eaux de ces sources, non soumises à un effet de site, à une température unique, pour vérifier l'acceptabilité de cette démarche dans le cas d'un effet de site avéré. Les températures prises comme températures de corrections sont les températures moyennes de leurs eaux (§ 2.3.2.1) soit respectivement 12,6°C et 11,6°C. Les graphiques $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ relatifs à chaque émergence sont respectivement représentés en Figures 2.14 et 2.15.

A la vue des Figures 2.14 et 2.15, il paraît évident que, contrairement au cas de l'écoulement de la Gouttière, la position des individus des sources Farfal et Ruijters dans leur graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ respectif, n'est que peu altérée par les corrections des températures des eaux. Les valeurs des coefficients de détermination des nuages de points représentant les individus de la source Farfal et de la source Ruijters sont consignées respectivement dans les Tableaux 2.5 et 2.6. Contrairement à l'écoulement de la Gouttière (Tableau 2.4), l'amélioration des coefficients de détermination n'est pas manifeste dans le cas des sources Farfal (Tableau 2.5) et Ruijters (Tableau 2.6) du fait du peu de changements de températures des eaux introduits par les corrections.

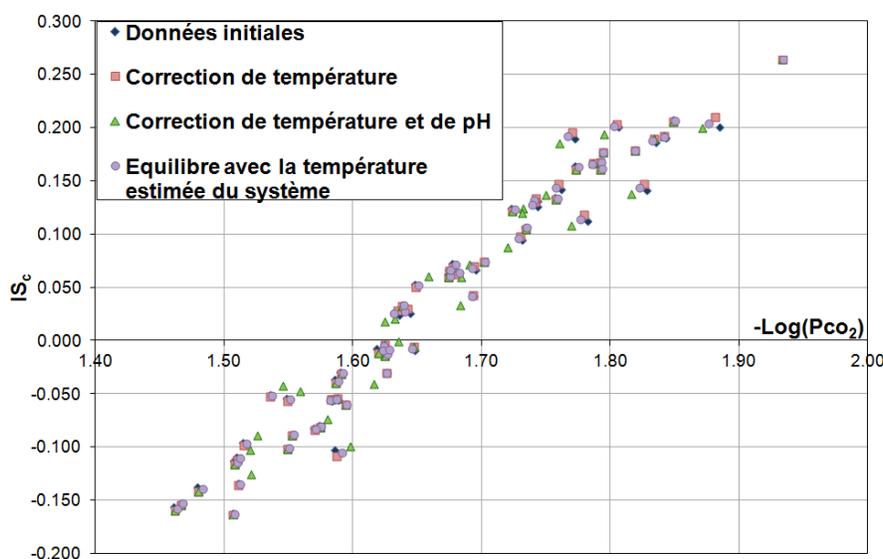


Figure 2.14 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des individus de la source Farfal en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 12,6°C

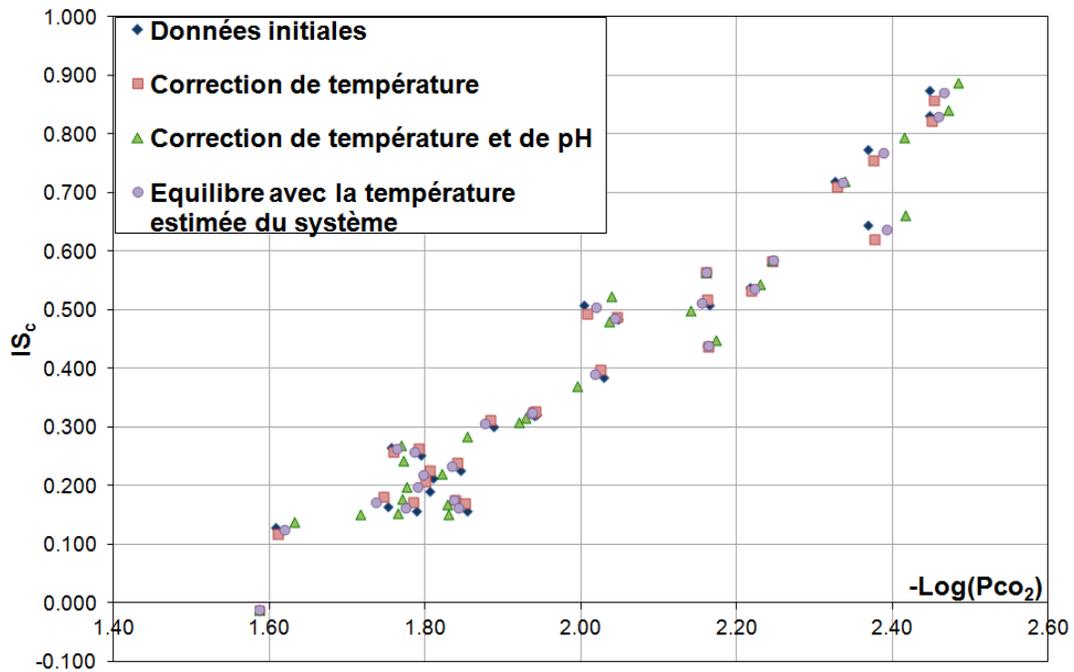


Figure 2.15 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des individus de la source Ruyters en considérant les eaux initiales, les eaux corrigées de la température uniquement, les eaux corrigées de la température et du pH, et les eaux en équilibre avec une température estimée dans le système karstique. Toutes les corrections de températures sont faites pour une même température de 11,6°C

Tableau 2.5 : Valeurs des coefficients de détermination des individus de la source Farfal, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ pour les données brutes, celles corrigées de la température uniquement, de la température et du pH, et celles corrigées par la création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température. Les valeurs sont données en considérant les projections orthogonales ou verticales des individus sur la droite modèle G&D (§ 2.2.2).

	Données brutes	Correction de température seule	Correction de température et de pH	Correction par la création d'un nouvel équilibre
r^2	0,989	0,990	0,978	0,990
r^2 (Peyraube 2011)	0,958	0,960	0,981	0,960

Tableau 2.6 : Valeurs des coefficients de détermination des individus de la source Ruyters, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ pour les données brutes, celles corrigées de la température uniquement, de la température et du pH, et celles corrigées par la création d'un équilibre chimique avec une nouvelle température. Les valeurs sont données en considérant les projections orthogonales ou verticales des individus sur la droite modèle G & D (§ 2.2.2).

	Données brutes	Correction de température seule	Correction de température et de pH	Correction par la création d'un nouvel équilibre
r^2	0,981	0,982	0,986	0,982
r^2 (Peyraube 2011)	0,937	0,943	0,951	0,944

Un point intéressant est la valeur des coefficients de détermination pour les corrections de température et du pH des eaux de la source Farfal. En effet, la valeur obtenue en considérant les projections verticales est légèrement supérieure à celle issue des projections orthogonales. Comme il a été évoqué précédemment (§ 2.2.2), l'utilisation de projections orthogonales peut conduire à une distorsion de la droite G&D, circonstance ici présente. Toutefois, une remarque antérieure mentionnait aussi le fait que cette situation pouvait survenir pour un nuage de points peu dispersé et qu'elle était alors négligeable sur la variation du coefficient de détermination. Ceci se vérifie pour les corrections de températures et de pH des eaux de la source Farfal.

Que des corrections aient été apportées à la température des eaux ou non, les $P_{CO_2_sat}$ des eaux ont une moyenne de 2,34 % et un écart type de 0,12 % (coefficient de variation de 5,1 %).

Les eaux de la source Ruijters ont des fluctuations de positions plus importantes, bien que demeurant modestes et peu significatives. La raison de ce comportement est que les températures des eaux de cette source ont une étendue supérieure à celles des eaux de la source Farfal. La correction de température des eaux en sera alors plus visible.

A l'instar des eaux de la source Farfal, les corrections de température de celles de la source Ruijters ne vont pas modifier leur $P_{CO_2_sat}$ moyenne et l'écart type des $P_{CO_2_sat}$ qui demeurent respectivement à 2,49 % et 0,35 % (coefficient de variation de 14,1 %).

Une fois de plus, la correction de température et de pH semble se distinguer par rapport aux autres. Toutefois, cette différence ne modifie en rien l'interprétation qui peut être faite du graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$.

Pour des sources dont les températures des eaux possèdent des variations restreintes, la considération de toutes les températures des eaux à une température unique n'engendre pas de biais dans les calculs des IS_c et des $P_{CO_2_eq}$. L'hypothèse d'une température unique des eaux est donc acceptable pour effectuer des corrections dans le cas où un effet de site influencerait ou non sur les températures des eaux.

2.4. Analyse de l'évolution d'une eau dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ lors d'un mélange entre deux eaux

La dissolution de la calcite en milieu ouvert sur une Pco_2 constante et la précipitation de ce minéral sont matérialisées, dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$, par des déplacements verticaux des points représentant les eaux initiales (Figure 2.3, § 2.2.1). Bögli (1964) a constaté que le mélange de deux eaux en équilibre vis-à-vis de la calcite pouvait aboutir à une eau sous saturée vis-à-vis de la calcite. Ainsi, l' IS_c n'évolue pas de manière linéaire lors d'un mélange entre deux eaux possédant un IS_c nul. Il convient alors de se demander quels seraient les déplacements, au sein de ce même graphique, d'une eau initiale lorsqu'elle est soumise à un mélange avec une autre eau. Cette section s'attache donc à décrire ces phénomènes.

Dans cette partie, seules des considérations théoriques liées à l'évolution d'une eau lors d'un mélange, du point de vue de ses équilibres calco-carboniques, seront évoquées. Cependant, elles serviront de base à un raisonnement sur les eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite qui sera développé dans le § 2.5 et dans des calculs de proportions de mélange dans le § 4.4.6.3.

2.4.1. Etude de mélanges entre deux eaux pour diverses conditions de saturation vis-à-vis de la calcite

Dans ce paragraphe, une étude d'exemples de mélanges entre deux eaux est proposée afin, notamment, d'introduire un vocable qui sera repris ultérieurement. Pour cela, 5 eaux sont considérées. Leur température est définie comme fixe et égale à 12°C. Les concentrations en bicarbonates et en calcium sont équilibrées en considérant l'électroneutralité des eaux (les activités des cations sont égales à celles des anions). Les valeurs de $-\log(\text{Pco}_{2_eq})$ et d' IS_c , de teneur en bicarbonates, de pH et de Pco_{2_sat} de ces eaux sont consignées dans le Tableau 2.7. Les mélanges entre deux eaux ont été effectués avec la fonction *MIX* du code PHREEQC en prenant des proportions de mélanges avec l'eau de référence de 100 % à 0 % par incréments de 2 % soit 51 incréments.

Tableau 2.7 : Valeurs de $-\log(P_{CO_2_{eq}})$ et d' IS_c des cinq eaux utilisées pour les mélanges

Identifiant de l'eau	$-\log(P_{CO_2_{eq}})$	IS_c	Concentration en HCO_3^- [mg.L ⁻¹]	pH	$P_{CO_2_{sat}}$ [%]
1	2,15	0,000	220,7	7,41	0,70
2	1,30	0,500	698,8	7,03	12,87
3	3,10	0,500	154,9	8,20	0,25
4	2,75	-0,500	82,5	7,60	0,05
5	2,30	-0,300	151,9	7,41	0,25

Pour observer l'évolution d'une eau lors d'un mélange, quatre mélanges ont été effectués entre les eaux : 1-2, 1-3, 2-4 et 3-5 (Figure 2.16).

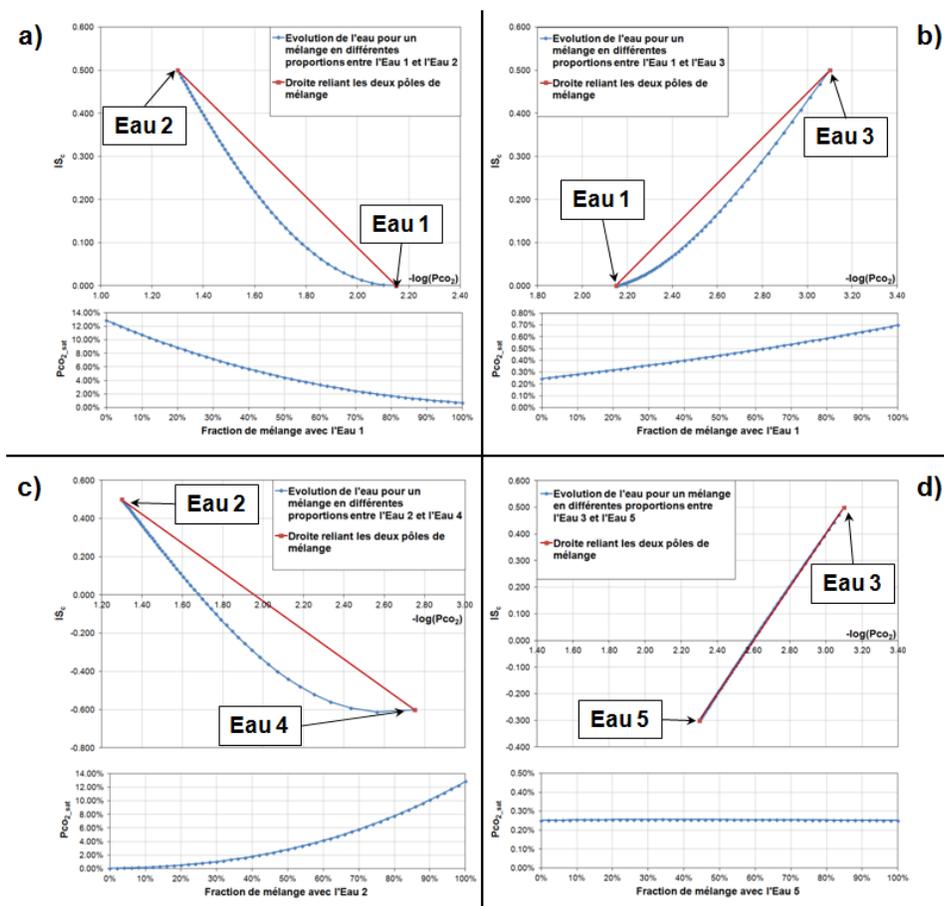


Figure 2.16 : Représentation de l'évolution d'une eau dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ et de l'évolution des $P_{CO_2_{sat}}$ pour différentes proportions de mélanges entre deux eaux. Les mélanges sont effectués entre a) les eaux 1 et 2, b) les eaux 1 et 3, c) les eaux 2 et 4, d) les eaux 3 et 5. Les valeurs des IS_c et $-\log(P_{CO_2_{eq}})$ de ces eaux sont rassemblées dans le Tableau 2.7.

Les processus de mélanges engendrent, dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ (Figure 2.16), des courbes majoritairement non linéaires : seul le mélange de deux eaux de même Pco_{2_sat} (Figure 2.16d) provoque un mélange sous une forme similaire à une droite. Cette linéarité est due aux concentrations en bicarbonates et aux températures similaires de ces deux eaux ; leurs Pco_{2_sat} sont donc identiques. Il en découle que la variation d' IS_c lors du mélange est proportionnelle à la variation de pH (unique paramètre non constant) au cours du mélange. Ce paramètre étant représenté, dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ par le paramètre $-\log(\text{Pco}_2)$, l'évolution du mélange entre deux eaux de Pco_{2_sat} identique est représentée, dans le graphique, par une droite entre les deux pôles de mélange. *A contrario*, la non linéarité d'une courbe de mélange témoigne de la variation des membres $\log(\text{HCO}_3^-)$ et $-\log(\text{Pco}_2)$ dans le calcul de l' IS_c de l'eau issue du mélange. Plus la Pco_{2_sat} des eaux formant les pôles de mélange seront proches, plus la courbe de mélange, résultant de ces deux pôles, tendra vers un caractère linéaire.

En raison de ces courbures, il est possible de définir un sens de l'évolution du mélange. Considérons l'eau 1 dans les Figure 2.16a et Figure 2.16b comme point initial d'un mélange avec une autre eau. La première étape du mélange sera caractérisée par des proportions de mélange de 100 % pour l'eau 1 et 0 % pour l'autre pôle. Le sens d'évolution de l'eau sera défini comme « **horaire** » dans le cas de la Figure 2.16a et « **antihoraire** » pour la Figure 2.16b. Réciproquement, un passage de l'eau 2 par l'eau 1 se fera dans un sens « antihoraire » et celle de l'eau 3 par l'eau 1, dans un sens « horaire ». Le Tableau 2.8 présente les qualifications des sens d'évolution de l'eau pour l'ensemble des mélanges de la Figure 2.16.

Tableau 2.8 : Qualification du sens d'évolution du mélange en fonction de l'eau initiale considérée, pour les cas présentés dans la Figure 2.16.

Sens	Mélange d'une eau A vers une eau B
Horaire	1 → 2 (Figure 2.16a)
	3 → 1 (Figure 2.16b)
	4 → 2 (Figure 2.16c)
	3 → 5 (Figure 2.16d)
Antihoraire	2 → 1 (Figure 2.16a)
	1 → 3 (Figure 2.16b)
	2 → 4 (Figure 2.16c)
	5 → 3 (Figure 2.16d)

Il est possible de généraliser les observations de « sens du mélange » à tout mélange impliquant deux eaux. Soient M, le point dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$ dont les coordonnées $[-\log(\text{Pco}_2)_M ; \text{IS}_{c_M}]$ sont celles de l'eau de référence, et P_n , un point quelconque du graphique, de coordonnées $[-\log(\text{Pco}_2)_{P_n} ; \text{IS}_{c_{P_n}}]$ (Figure 2.17). Soient x_n et y_n les coordonnées d'un point de la droite reliant M et P. Quatre cas peuvent alors être distingués :

1- Pour une évolution lors d'un mélange dans le sens horaire :

- a) Pour une valeur x_n quelconque inférieure à $-\log(\text{Pco}_2)$ du point M, les valeurs d' IS_c lors du mélange sont essentiellement inférieures ou égales à y_n
- b) Pour une valeur x_n quelconque supérieure à $-\log(\text{Pco}_2)$ du point M, les valeurs d' IS_c lors du mélange sont essentiellement supérieures ou égales à y_n

2- Pour une évolution lors d'un mélange dans le sens antihoraire :

- a) Pour une valeur x_n quelconque inférieure à $-\log(\text{Pco}_2)$ du point M, les valeurs d' IS_c lors du mélange sont essentiellement supérieures ou égales à y_n
- b) Pour une valeur x_n quelconque supérieure à $-\log(\text{Pco}_2)$ du point M, les valeurs d' IS_c lors du mélange sont essentiellement inférieures ou égales à y_n

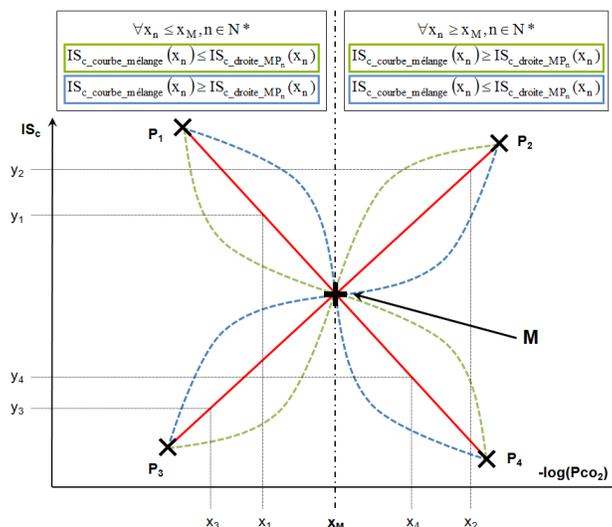


Figure 2.17 : Schéma représentant différentes courbes d'évolutions lors d'un mélange, de sens horaires (vert) et antihoraires (bleu), entre une eau de référence M et des eaux quelconques P_n . Les relations, selon les sens d'évolution horaire ou antihoraire, pour une même abscisse, entre l' IS_c de la courbe de mélange et la droite (MP_n) reliant deux pôles de mélange sont représentées.

La connaissance des domaines « horaires » ou « antihoraires » permet d'estimer, pour une $P_{CO_2_{eq}}$, si l' IS_c dû à un mélange sera inférieur ou supérieur à celui déterminé en utilisant une droite passant par les deux pôles du mélange. Plus la droite sera proche de l'une des limites de domaines, plus cette différence entre les IS_c sera faible. De plus, la détermination du sens horaire ou antihoraire de la courbe de mélange permet d'identifier quelle variation de paramètres entre $\log((HCO_3^-))$ et $-\log(P_{CO_2})$ sera le plus prépondérant dans le calcul de l' IS_c .

Pour **une eau dont le $-\log(P_{CO_2})$ et tous les $-\log(P_{CO_2})$ de chaque fraction du mélange sont inférieurs à celui de l'eau de référence** (Figure 2.17), un sens horaire de la courbe de mélange traduit une plus forte contribution de la variation de $-\log(P_{CO_2})$ dans le calcul de l' IS_c . *A contrario*, **pour un $-\log(P_{CO_2})$ et des $-\log(P_{CO_2})$ de chaque fraction du mélange supérieurs à celui de l'eau de référence**, un sens horaire de la courbe de mélange traduit une plus forte contribution de la variation de $-\log((HCO_3^-))$ dans le calcul de l' IS_c .

De manière similaire, **pour une eau dont le $-\log(P_{CO_2})$ tous les $-\log(P_{CO_2})$ de chaque fraction du mélange sont inférieurs à celui de l'eau de référence** (Figure 2.17), un sens antihoraire de la courbe de mélange traduit une plus forte contribution de la variation de $-\log((HCO_3^-))$ dans le calcul de l' IS_c . *A contrario*, **pour un $-\log(P_{CO_2})$ et des $-\log(P_{CO_2})$ de chaque fraction du mélange supérieurs à celui de l'eau de référence**, un sens horaire de la courbe de mélange traduit une plus forte contribution de la variation de $-\log(P_{CO_2})$ dans le calcul de l' IS_c .

Néanmoins, la définition de ces domaines reste dépendante de l'eau de référence considérée (eau avec laquelle les mélanges seront effectués). Il n'a, pour le moment, pas été possible de déterminer une expression générale de la position des domaines pour une eau de référence quelconque.

L'étude d'exemples de mélanges entre deux eaux quelconques a permis d'affecter des dénominations particulières aux sens d'évolution de l'eau lors d'un mélange. Dans la partie suivante l'analyse des effets, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, de mélanges entre une même eau initiale et un ensemble d'eaux l'entourant au sein d'un maillage est abordée (§ 2.4.2).

2.4.2. Etude des mélanges d'une même eau avec un ensemble d'autres eaux

2.4.2.1. Etablissement d'un maillage constituant un ensemble de pôles de mélanges

Dans ce développement, seuls les éléments chimiques et les paramètres associés aux équilibres calco-carboniques seront considérés : le calcium, les bicarbonates, le pH et la température des eaux. La température des différentes eaux est définie comme fixe et égale à 12°C.

L'analyse de l'évolution d'une eau entre divers pôles de mélange a été effectuée en plusieurs étapes. Dans un premier temps, les valeurs d' IS_c et de $P_{CO_2_{eq}}$ de ces eaux ont été choisies, au sein d'un maillage régulier, avec un espacement constant de $0,1 * IS_c$ et de $0,05 * (-\log(P_{CO_2}))$. L' IS_c et $-\log(P_{CO_2})$ prennent respectivement leurs valeurs sur les intervalles $[-0,8 ; 1,4]$ et $[1,20 ; 3,20]$.

Dans le but de déterminer la concentration en ions bicarbonates et en calcium de ces eaux, une eau pure à 12°C a été équilibrée avec chaque couple de valeurs d' IS_c et $-\log(P_{CO_2})$. Pour cela, le code de calcul PHREEQC (version 3.1.7) et sa fonction *EQUILIBRIUM_PHASES* ont été utilisés.

2.4.2.2. Mélange entre deux eaux situées sur un maillage préétabli

Un maillage a été établi selon le protocole défini dans le § 2.4.2.1. Parmi la totalité des points de ce dernier, l'un a été défini arbitrairement comme étant « l'eau de référence » à partir de laquelle des mélanges avec les autres eaux ont été réalisés. Cette eau de référence a pour coordonnées dans le graphique $[2,15 ; -0,200]$. Une fois de plus, les mélanges entre deux eaux ont été effectués avec la fonction *MIX* du code PHREEQC en prenant des proportions de mélanges avec l'eau de référence de 100 % à 0 % par incréments de 2 % soit 51 incréments.

La Figure 2.18 permet d'observer les évolutions de l'eau de référence dues aux mélanges avec les autres eaux. Dans un souci de clarté, dans un premier temps, seules les évolutions dues

aux mélanges avec les eaux formant les limites extérieures du maillage sont représentées sur cette illustration. En complément de cette figure, la Figure 2.19 illustre l'évolution des proportions de mélange entre l'eau de référence et une eau située sur les limites du maillage.

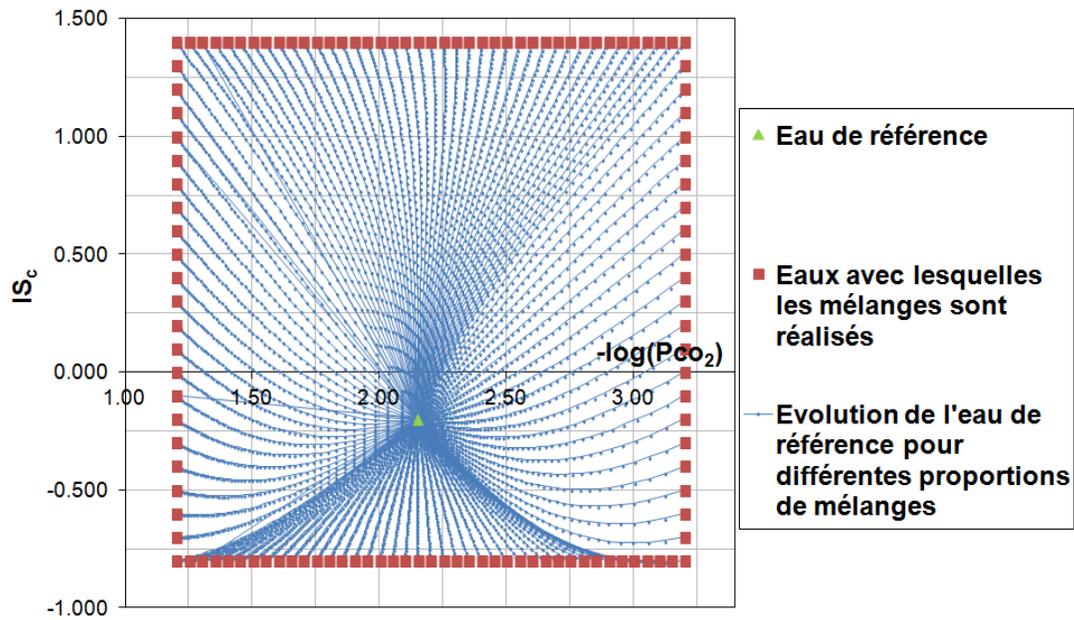


Figure 2.18 : Représentation de l'évolution d'une eau dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ lorsqu'elle est soumise à des mélanges avec d'autres eaux

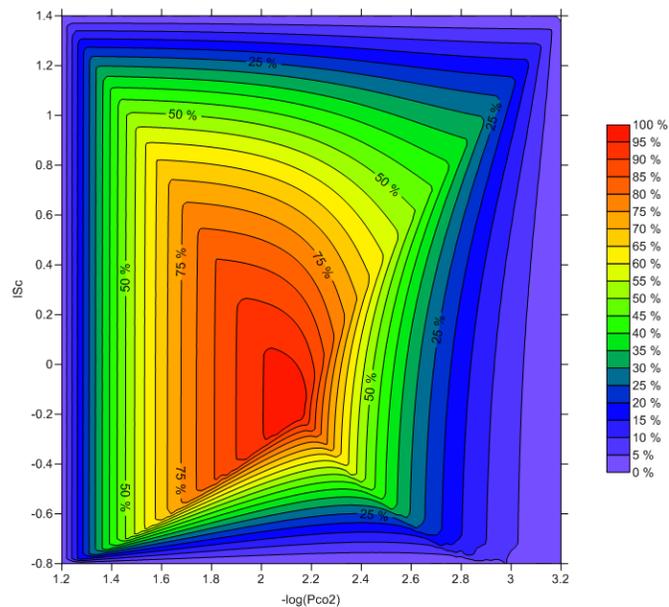


Figure 2.19 : Carte d'isovaleurs, par interpolation linéaire par triangulation, des proportions de l'eau de référence lors d'un mélange avec les eaux formant les limites du quadrillage

Les évolutions de l'eau de référence lors d'un mélange peuvent être divisées en deux catégories : les évolutions dont le sens est horaire et celles dont le sens est antihoraire. De plus, la plupart des courbes de mélanges peuvent être approximées par des fonctions polynômiales de degré 3. Un tel polynôme peut posséder jusqu'à deux points d'inflexions. Cette propriété induit que la totalité des points modélisés par cette fonction peuvent ne pas correspondre à la qualification du sens global d'évolution (horaire ou antihoraire) de l'eau lors du mélange. Cette situation est présentée dans la Figure 2.20. Il convient alors de déterminer au mieux ce sens d'évolution. Dans cette optique, nous nous réfèrerons à deux critères de sélection explicités ci-dessous. Ces deux critères vont permettre d'apprécier les similitudes entre la courbe de mélange et celle modélisée par la fonction polynomiale, que ce soit selon le sens global de la courbe (Critère 1) ou selon un critère d'erreur quantifiant les différences entre les deux courbes (Critère2).

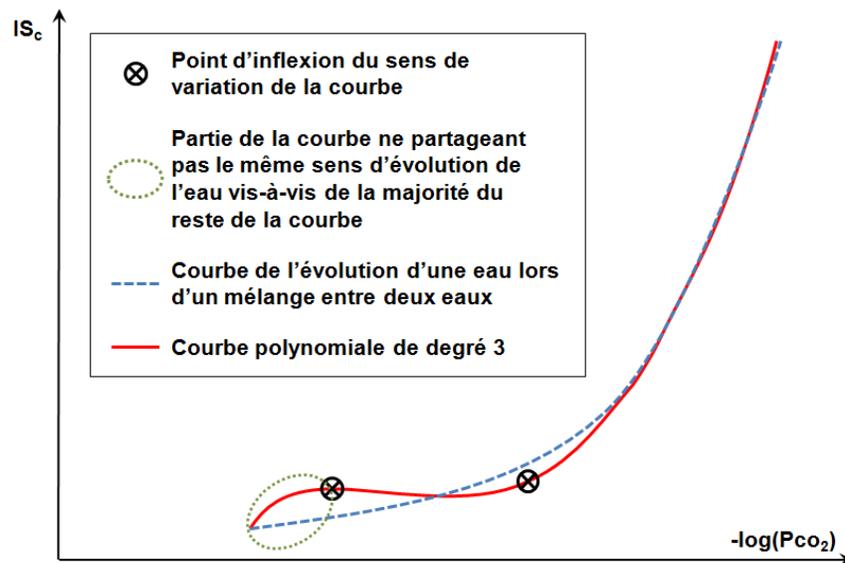


Figure 2.20 : Exemple d'une estimation d' IS_c à partir d'une fonction polynomiale de degré 3. L'utilisation de ce type de fonction peut induire différentes variations de la fonction. De telles variations peuvent ne pas correspondre à la forme générale de la courbe (de l'évolution d'une eau lors d'un mélange) à modéliser.

De manière similaire à la notation utilisée dans le § 2.4.1, considérons M et P respectivement l'eau initiale du mélange et une eau formant un pôle de mélange issu du quadrillage (§ 2.4.2.1). Les courbes de mélanges étant approchées par des fonctions polynômiales de degré 3, elles peuvent recouper une à plusieurs fois la droite reliant M et P de manière similaire à ce qui est

observable dans Figure 2.20. Une courbe de mélange est formée de 51 points (51 incréments lors de l'utilisation de la fonction *MIX* du code de calcul PHREEQC). La définition du sens horaire ou antihoraire de l'évolution du mélange s'effectue alors si plus de 40 points de la courbe répondent aux conditions de sens horaires ou antihoraires évoquées ci-dessus. Ce critère de sélection sera par la suite nommé « Critère 1 ». Dans le cas contraire, le pôle de mélange associé sera, pour le moment, écarté de l'étude.

Par la suite, les valeurs des IS_c en chaque point d'une courbe de mélange sont estimées en fonction des fonctions polynômiales par le biais du logiciel SCILAB. Afin de rendre compte de la qualité de ces estimations, un critère d'erreur, nommé « Critère 2 » et basé sur l'équation (2.36), a été appliquée à chaque fonction polynômiale.

$$Erreur = \sum_{i=1}^N (IS_{c_estimé}(i) - IS_{c_mesuré}(i))^2 \quad (2.36)$$

Avec N le nombre de points de la courbe de mélange. Pour toute valeur de *Erreur* supérieure à 10 %, le pôle de mélange associé ainsi que sa fonction polynômiale seront, pour le moment, écartés de l'étude.

En tenant compte des deux critères de sélection des eaux des pôles de mélange à considérer, sur un total de 943 eaux composant le maillage, 71 ont été exclues de l'analyse – 35 ne correspondant pas au Critère 1 et 36 ne correspondant pas au Critère 2 – et 872 conservées. L'ensemble des eaux (maillage) qui ont permis d'effectuer des mélanges est reporté sur la Figure 2.21.

Les eaux dont les mélanges avec l'eau de référence formeraient une courbe de mélange de sens horaire ou antihoraire se réunissent en domaines distincts. Sur la Figure 2.21, certaines eaux ne satisfaisant pas les critères de sélection sont aisément associables à l'un des domaines « horaires » ou « antihoraires ».

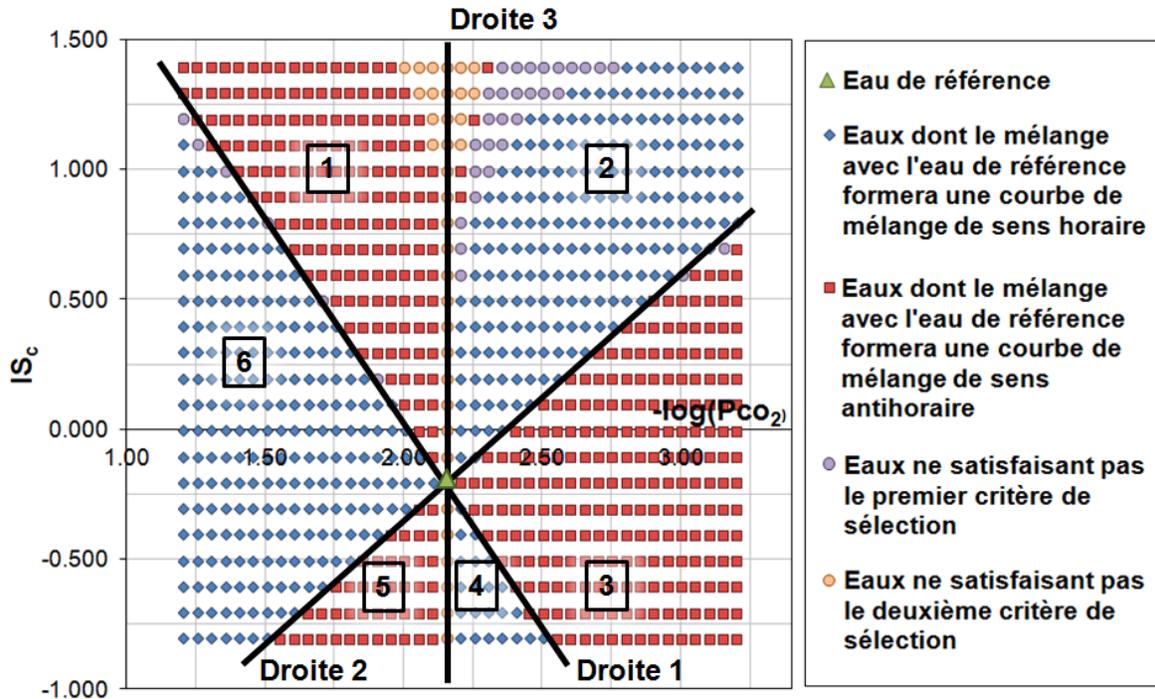


Figure 2.21 : Représentation, dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$, des eaux dont les mélanges avec l'eau de référence formera une courbe de mélange de sens horaire, celles entraînant la formation d'une courbe de mélange antihoraire, des eaux ne satisfaisant pas le premier critère de sélection et celles ne satisfaisant pas le second critère de sélection. Les numérotations encadrées indiquent le numéro des grands domaines de sens identifiables.

Les limites entre chaque groupe semblent, pour la plupart, pouvoir être approchées par des fonctions affines. Une approximation des pentes pour deux de ces fonctions a été effectuée. Il est pris comme hypothèse que les domaines 1, 3, 4 et 6 sont séparés par une même droite continue passant par les coordonnées de l'eau de référence (nommée Droite 1) et que les domaines 2, 3, 5 et 6 sont individualisés par ce même type de droite (nommée Droite 2). Une dernière droite (nommée Droite 3) diviserait verticalement les domaines 1, 2, 4 et 5. Les Droites 1 et 2 ont des pentes avoisinant respectivement $-1,54$ et $0,93$. Ces valeurs sont relativement proches de celles identifiées (§ 2.6) pour les pentes des isovaleurs des pH ($-1,88$) et des bicarbonates ($1,00$) lors de l'établissement des abaques de la méthode $\text{IS}_c\text{-Pco}_2$. Ainsi, deux divisions de domaines de sens d'évolution des mélanges entre deux eaux pourraient être en rapport direct avec le pH et les bicarbonates. Enfin une troisième division de domaines (Droite 3) correspondrait à une droite représentant une $\text{Pco}_{2,\text{eq}}$ constante. A l'état actuel, il n'a pas été possible de se prononcer sur la similitude de ces grandeurs. Afin de poursuivre cette analyse il serait nécessaire d'effectuer une telle procédure de mélanges avec une multitude d'eaux de référence différente et de confirmer

ces simulations avec des essais en laboratoires. Si la présence de ces trois droites avec des pentes similaires venaient à se confirmer cela signifierait qu'à partir d'une eau et en déterminant les pentes des droites d'isovaleurs de pH, de bicarbonates et de $P_{CO_2_{eq}}$, il serait possible de connaître le sens d'évolution d'un mélange avec une eau quelconque en fonction de sa position par rapport aux trois droites (Figure 2.22).

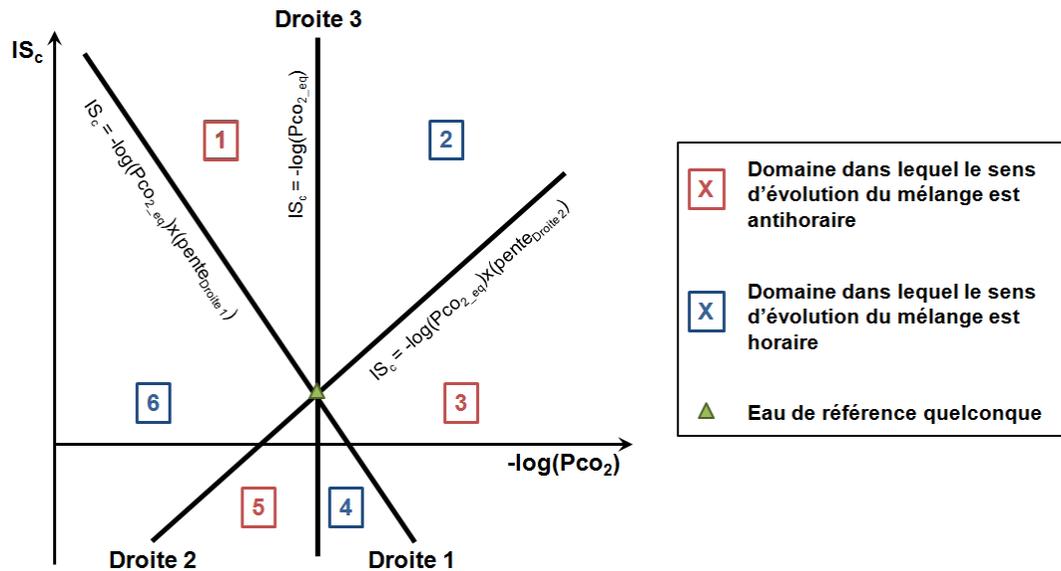


Figure 2.22 : Représentation, dans un graphique $\{-\log(PCO_2) ; IS_c\}$, des domaines de mélanges avec l'eau de référence qui formeront soit une courbe de mélange de sens horaire soit une courbe de mélange de sens antihoraire. Les numérotations encadrées indiquent le numéro des grands domaines de sens identifiables.

2.4.2.3. Etude de la variation de $P_{CO_2_{sat}}$ lors d'un mélange entre deux eaux

Dans le § 2.6 il a été mentionné qu'une relation liait la concentration en ions bicarbonates et $-\log(PCO_{2_{sat}})$ (équation (2.38)). De ce fait, la valeur de $P_{CO_2_{sat}}$ d'une eau issue d'un mélange peut être déterminée par la concentration en HCO_3^- de cette même eau. Cette teneur est relative à celles des eaux des deux pôles de mélange ainsi qu'à la fraction de mélange entre ces eaux.

De ce fait, la $P_{CO_2_{sat}}$ (respectivement la concentration en HCO_3^-) d'une eau de mélange peut être déterminée aisément en connaissant les $P_{CO_2_{sat}}$ (respectivement les concentrations en HCO_3^-) des pôles de mélange et la fraction de mélange. Réciproquement, la $P_{CO_2_{sat}}$ (respectivement la concentration en HCO_3^-) d'une eau d'un pôle de mélange peut être déterminée aisément en

connaissant les $P_{CO_2_sat}$ (respectivement les concentrations en HCO_3^-) d'un des pôles de mélange et de l'eau issue du mélange et la fraction de mélange.

Au-delà de la valeur de la $P_{CO_2_sat}$ d'une eau, l'étude de l'évolution de la variation de $P_{CO_2_sat}$ entre deux fractions de mélange entre deux eaux est ici évoquée. Pour cela, nous considérerons la même eau de référence ($IS_c = -0,200$; $-\log(P_{CO_2_eq}) = 2,15$) mélangée avec les eaux formant les limites externes du maillage (§ 2.4.2).

Afin que les valeurs de variations de $P_{CO_2_sat}$ soient comparables, elles ont été préalablement normalisées. Pour deux proportions de mélanges consécutives d'un même mélange, la variation considérée sera définie par l'équation (2.37) :

$$\Delta P_{CO_2_sat}(i) = \frac{|P_{CO_2_sat}(i) - P_{CO_2_sat}(i-1)|}{P_{CO_2_sat}(i-1)} \quad (2.37)$$

Avec i la fraction de mélange de l'eau de référence avec une autre eau.

La variation de $P_{CO_2_sat}$ pour différentes proportions de mélanges entre l'eau de référence et les eaux formant les limites du quadrillage est représentée en Figure 2.23.

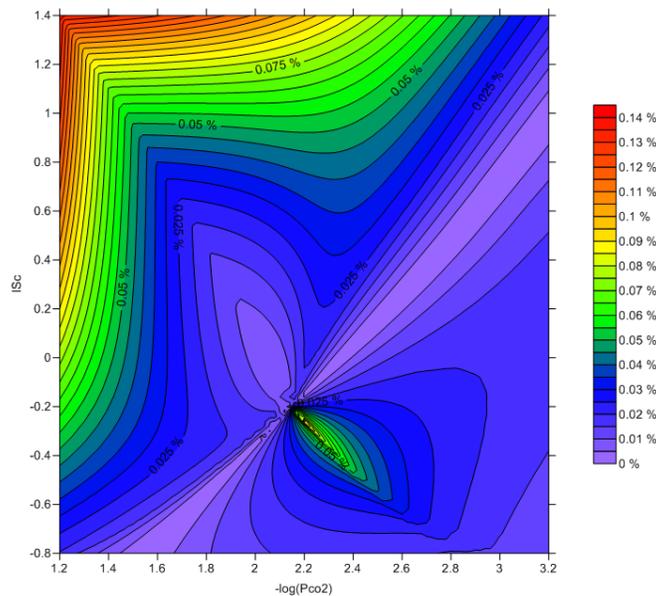


Figure 2.23 : Carte d'isovaleurs, par interpolation linéaire par triangulation, de la variation de $P_{CO_2_sat}$ entre différentes proportions de mélanges entre l'eau de référence et les eaux formant les limites du quadrillage

La variation de $P_{CO_2_{sat}}$ n'est pas constante entre deux fractions de mélange. Une fois de plus, des droites de pente proches de $-1,65$ et $1,00$ semblent se dessiner au sein du graphique. Elles pourraient être en relation avec des isovaleurs de pH et de bicarbonates (§ 2.6 et § 2.4.2.2), bien qu'un tel lien n'ait pu être, pour le moment, identifié.

2.5. Approche théorique de l'existence d'eaux sous saturées dans la zone noyée d'un karst

L'étude des équilibres calco-carboniques des eaux est répandue depuis longtemps en hydrogéologie karstique. Il est fréquent de constater, dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, que la dispersion des points le long de la droite G&D s'accorde avec une certaine saisonnalité et, par extension, une évolution de la chimie des eaux (Emblanch 1997, Garry 2007, Peyraube *et al.* 2012). Toutefois, au-delà du traitement qualitatif de ces évolutions d' IS_c des eaux, une analyse des processus responsables de ces changements est nettement plus rare. Ainsi, comme il a été évoqué précédemment (§ 2.1.4), un IS_c positif témoigne d'eaux qui ont manifestement dégazé préalablement à l'instant de la mesure. Toutefois, une certaine zone de doutes existe quant aux mécanismes qui ont entraînés la présence d'eaux sous saturées vis-à-vis de la calcite à l'exutoire des systèmes à zone noyée.

Garry (2007) avait pu constater la présence de telles eaux à l'exutoire du système karstique de Fontaine de Vaucluse. Cet auteur avait interprété les eaux à plus fortes $P_{CO_2_{eq}}$ – par extension à IS_c le plus faible – comme des eaux à faibles temps de séjour issues de compartiments du karst proches de la zone de production du CO_2 et ayant transité rapidement dans le système. Cependant, des eaux avec un IS_c négatif pouvaient aussi survenir en période d'étiage hydrodynamique et donc pour un temps de transit plus important.

Ce paragraphe propose un ensemble de processus pouvant conduire à l'observation d'eaux sous saturées vis-à-vis de la calcite à l'exutoire de système à zone noyée, chaque processus pouvant être associé à un autre. La présence de CO_2 initialement présent dans la zone noyée (remontées CO_2 profond, zones géothermales) ainsi que des évolutions des P_{CO_2} dues à des pollutions ou à des pluies acides ne seront pas traités.

Premier processus : une influence de la P_{CO_2} de l'air du massif

Peyraube *et al.* (2012) ont étudié la chimie d'eaux de sources localisées dans la zone de transmission du karst. Ils ont pu constater que la $P_{CO_2_{eq}}$ et l' IS_c des eaux de ces sources étaient dépendants de la P_{CO_2} de l'air du massif : lorsque la P_{CO_2} de l'air du massif était supérieure à la $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux, l' IS_c devenait négatif.

Nous pouvons dès lors nous interroger sur l'existence d'un tel phénomène conditionnant l'état de saturation vis-à-vis de la calcite des eaux.

La Figure 2.24 représente l'espace de transition entre les zones de transmission et noyée du karst.

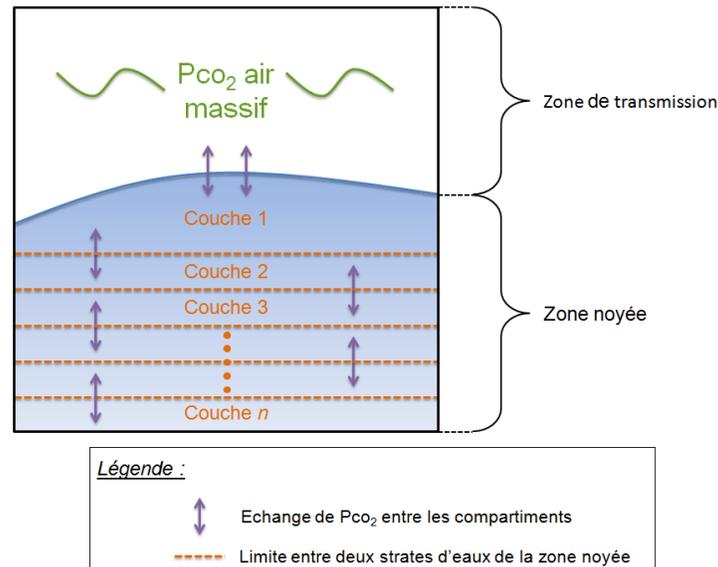


Figure 2.24 : Représentation schématique de l'espace de transition entre les zones de transmission et noyée du système karstique

La zone vadose va être caractérisée par une certaine P_{CO_2} de l'air du massif. Dans le but de simplifier l'hypothèse proposée ici, considérons que la masse d'eau de la zone noyée peut être divisée en un ensemble de n couches homogènes d'un point de vue chimique. Dans un état idéal, l'ensemble de ces n couches sont aussi homogènes entre elles. La partie supérieure de la zone noyée (couche 1) est en contact avec cette P_{CO_2} de l'air du massif. Si l'eau possède une $P_{CO_2_{eq}}$ différente de la P_{CO_2} de l'air du massif, un rééquilibrage entre ces deux P_{CO_2} s'effectuera : la $P_{CO_2_{eq}}$ de la couche 1 va être modifiée. Une différence de $P_{CO_2_{eq}}$ est alors introduite entre la

couche 1 de l'eau de la zone noyée et la couche sous-jacente. Une homogénéisation entre les deux couches s'effectuerait alors provoquant à la fois une différence de P_{CO_2} entre la couche 1 et la P_{CO_2} de l'air du massif et entre la couche 2 et la couche 3. Ce raisonnement, mettant en jeu différences/homogénéisations des P_{CO_2} , peut être itéré à l'ensemble des n couches de la zone noyée.

Une homogénéisation de l'intégralité de la masse d'eau de la zone noyée pourrait ainsi être observée, la P_{CO_2} de l'air du massif conditionnant alors la $P_{CO_2_{eq}}$ des eaux de la zone noyée.

Deuxième processus : un mélange entre deux types d'eaux

Le § 2.4 explorait l'évolution d'une eau selon ses équilibres calco-carboniques lors de mélanges avec des eaux de chimies diverses. Il a pu y être noté que l'eau résultant de mélanges entre deux eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite ou entre une eau sous-saturée et une eau sursaturée vis-à-vis de la calcite pouvait posséder un IS_c négatif. De plus, certains auteurs tels que Bögli (1964) avaient constaté qu'une eau sous-saturée vis-à-vis de la calcite pouvait être issue d'un mélange entre deux eaux d' IS_c nul.

La justification, par des mélanges d'eaux, de l'existence d'eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite à l'exutoire de systèmes karstiques à zone noyée, implique la présence d'écoulements en « court-circuits » dans le système permettant l'association deux types d'eaux de compositions chimiques différentes. Des écoulements rapides seraient alors présents au sein du système karstique.

Considérons un système dont les eaux des réservoirs superficiels sont plus riches en bicarbonates que celles de la zone noyée. Une eau de la zone noyée possédant un IS_c négatif peut dériver d'un mélange entre une eau de type épikarstique (réservoir superficiel) et une autre très faiblement minéralisée (telle qu'une eau issue d'une perte), les deux étant sous-saturées vis-à-vis de la calcite (Figure 2.25). De plus, si l'eau faiblement minéralisée a été préalablement très enrichie en CO_2 , la même eau fictive (mentionnée précédemment) de la zone noyée peut résulter d'un mélange entre l'eau enrichie en CO_2 (IS_c négatif) et une eau épikarstique dégazée (IS_c positif) (Figure 2.26).

Dans le cas où les eaux des réservoirs superficiels du système ne sont pas plus minéralisées que celles de la zone noyée, ces dernières ont pour origine un mélange entre les eaux de réservoirs superficiels et des eaux préexistantes dans le karst et potentiellement plus minéralisées. Malgré tout, le raisonnement sus-cité, lié au mélange de deux types d'eaux, reste identique.

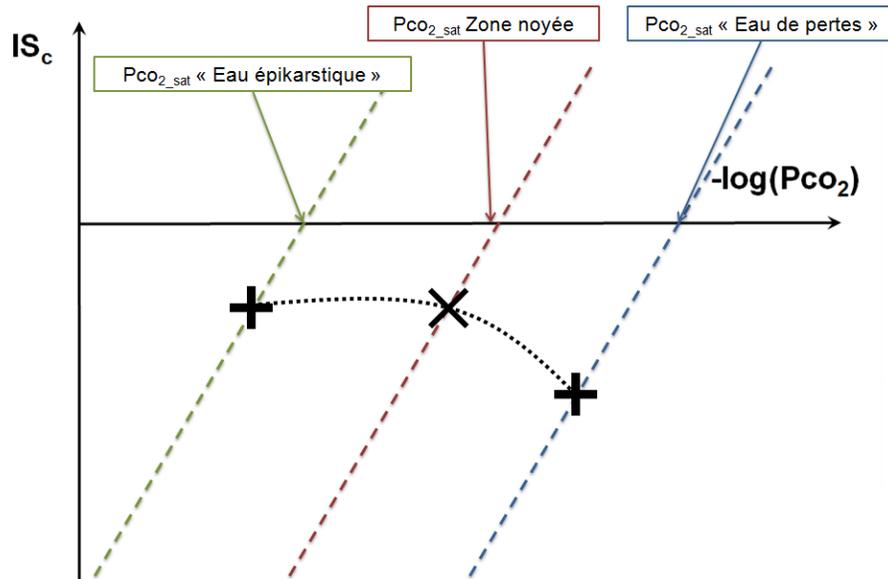


Figure 2.25 : Représentation schématique d'un mélange entre deux eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite à l'origine de la composition d'une eau de zone noyée sous-saturée vis-à-vis de la calcite

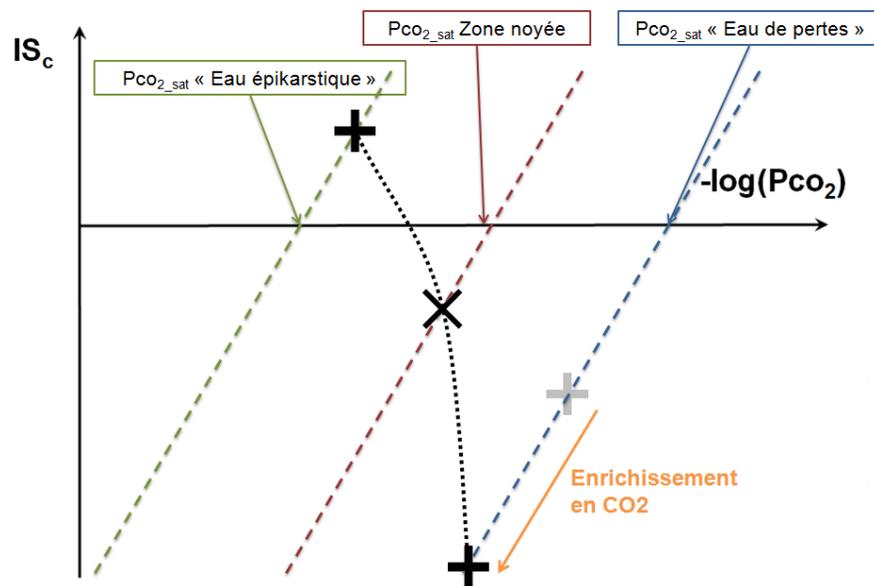


Figure 2.26 : Représentation schématique d'un mélange entre une eau sous-saturée et une eau sursaturée vis-à-vis de la calcite à l'origine de la composition d'une eau de zone noyée sous-saturée vis-à-vis de la calcite

Troisième processus : des eaux constamment sous saturées

Enfin, une troisième hypothèse peut être avancée : le fait que les eaux, de leurs infiltrations dans le système karstique jusqu'à son exutoire, n'atteignent jamais un IS_c nul et demeurent constamment dans un état de sous-saturation vis-à-vis de la calcite.

Cette supposition sous-tend que la surface ainsi que le temps de contact entre l'eau et la roche sont négligeables au regard des volumes des masses d'eaux dans le système. La présence d'eaux à l'équilibre ou sursaturées vis-à-vis de la calcite à l'émergence ne reflèterait alors que des dégazages plus importants prenant place au niveau de la sortie de l'eau.

La proposition ici exposée ne serait envisageable que pour des systèmes où l'écoulement matriciel est négligeable comparé à celui s'établissant dans les drains transmissifs. En effet, il semble inenvisageable que des eaux circulant dans la matrice d'un système n'aient pas la surface de contact avec la roche – par rapport au volume d'eau dans les pores – ou un temps de résidence suffisants pour dissoudre assez de calcite et rejoindre un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite.

Ainsi, cette hypothèse ne pourrait être considérée que pour des systèmes possédant un réseau de drainage très hiérarchisé et des ouvertures de conduits importantes. L'hydrodynamisme représente un facteur important. En effet, plus les eaux transiteront rapidement dans le système, moins elles auront la capacité à dissoudre l'encaissant et donc à se rapprocher d'un IS_c nul. Cependant, la présence d'écoulements rapides peut impliquer celle d'un dégazage. Il serait alors aussi nécessaire que le réseau de drainage du karst soit en charge, ne permettant alors que peu de dégazage des eaux.

2.6. Proposition d'un abaque de la méthode IS_c - P_{CO_2}

Jusqu'alors, une analyse des conditions optimales d'utilisation de la méthode IS_c - P_{CO_2} a été traitée. Au-delà de considérations purement théoriques, cette technique possède de nombreuses applications (Peyraube *et al.* 2012, Faimon *et al.* 2012, Peyraube *et al.* 2014) dont certaines seront abordées par la suite (§ 4.4.6). Son accessibilité, quelles que soient les situations, est donc un point clé pour sa diffusion. Dans cette optique, la proposition d'un abaque, permettant une

application aisée et rapide de cette méthode, paraît judicieuse. Le type d'abaques présenté ci-après (Figure 2.27) a été conçu pour répondre à un accès rapide aux valeurs d' IS_c , de $-\log(P_{CO_2_{eq}})$ et $-\log(P_{CO_2_{sat}})$ à la suite de mesures *in situ*. Ainsi, seules des indications de pH et de concentrations en bicarbonates sont nécessaires à sa mise en pratique. Dans le raisonnement exposé ci-dessous, chaque abaque est établi pour une température donnée et fixe. Bien que cela puisse induire des différences entre les valeurs d' IS_c et de $-\log(P_{CO_2})$ calculées analytiquement et celles issues de l'abaque, ces différences restent négligeables dans un intervalle de 1 à 2°C (§ 2.2.4.2). Ce constat peut s'effectuer sans peine par tout utilisateur de l'abaque.

L'abaque a été construit en équilibrant de nombreuses eaux pures, à une température fixée, avec différentes P_{CO_2} et conditions de saturation vis-à-vis de la calcite. Ces actions ont été réalisées par le biais du code de calcul PHREEQC (pH REdox Equilibrium in language C, version 3.1.7) et son module *EQUILIBRIUM_PHASES*. Les isovaleurs de pH et de teneurs en bicarbonates ont, quant à elles, été déterminées par interpolation linéaire par triangulation avec le logiciel Surfer[®] version 9.

Au niveau de la structure de cet abaque, il est intéressant de noter que les isovaleurs de pH et de HCO_3^- s'organisent en droites dont les pentes sont respectivement proches de -1,88 et 1,00. Ce point a été discuté dans le § 2.4.2.2.

Une eau est placée dans l'abaque (Figure 2.27), comme cité précédemment, uniquement en considérant son pH, sa concentration en bicarbonates et une température unique, ici 12°C. L' IS_c et le $-\log(P_{CO_2_{eq}})$ (et par extension la $P_{CO_2_{eq}}$) de cette eau correspondent à la projection de ce point respectivement sur l'axe des ordonnées et sur celui des abscisses.

La Figure 2.27 permet de mettre en lumière un point intéressant dans les calculs des équilibres calco-carboniques. Il est ainsi possible de constater que pour une valeur de $P_{CO_2_{sat}}$ donnée, la concentration en ions bicarbonates (en $mg.L^{-1}$) restera identique. Une relation directe entre ces deux paramètres peut alors être identifiée (équation (2.38)).

$$-\log(P_{CO_2_{sat}}) = -2.6958 \times \log(HCO_3^-) + 8.4676 \quad (2.38)$$

Abaque pour une température de 12°C

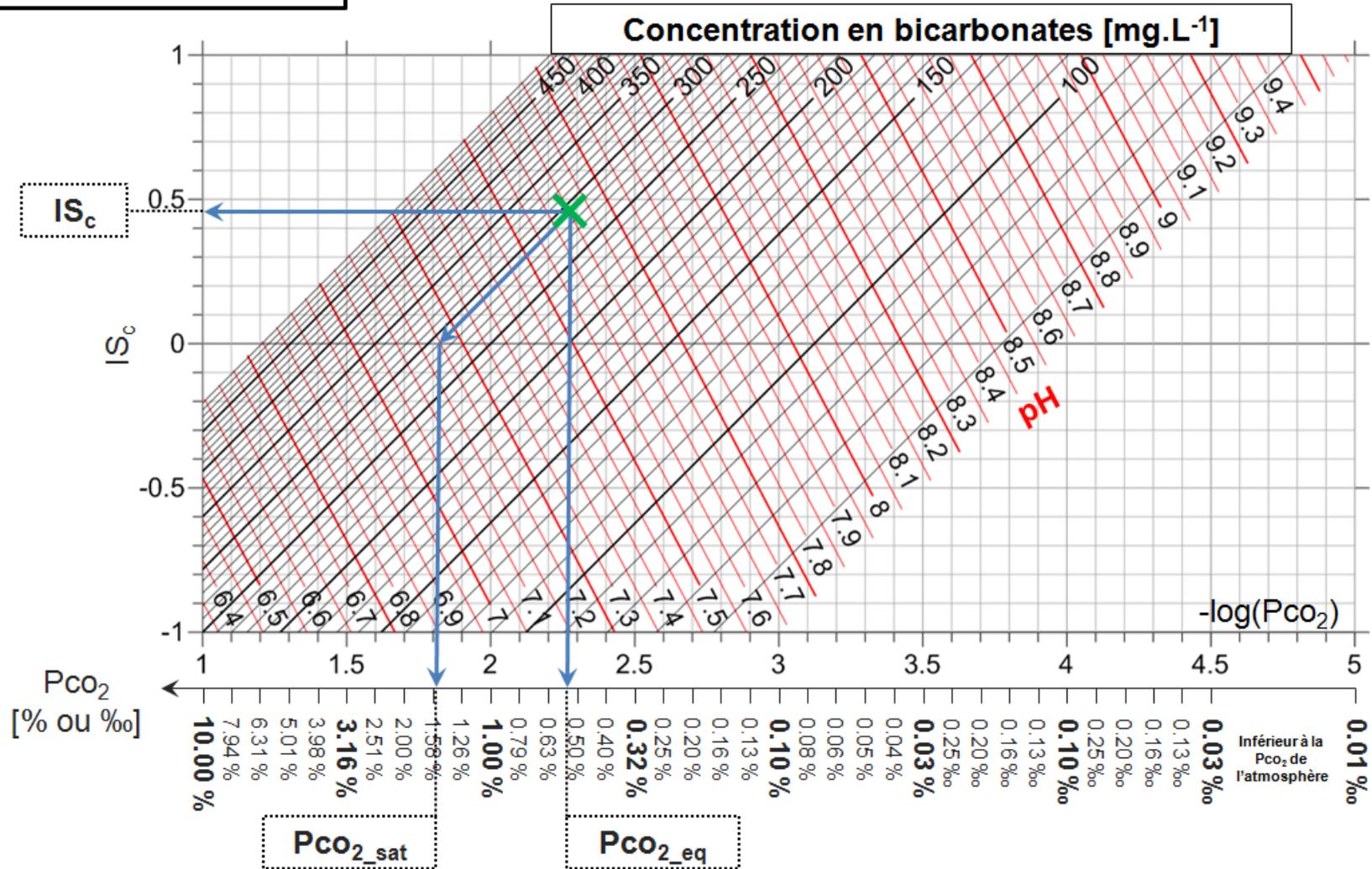


Figure 2.27 : Abaque de la méthode IS_c-PCo₂ pour une température de 12°C, permettant l'obtention de l'IS_c, de la PCo₂_eq et de la PCo₂_sat. La croix verte correspond à une eau. Son placement ne dépend que du pH et de la concentration en bicarbonates mesurés sur le terrain.

La valeur de la $P_{CO_2_sat}$ peut aussi être déterminée en se reportant à la définition de la $P_{CO_2_sat}$ et en envisageant que la sous-saturation ou la sursaturation de l'eau n'est due qu'à un gazage ou un dégazage. La $P_{CO_2_sat}$ coïncide alors avec l'intersection de l'axe de la teneur en bicarbonates de cette eau avec l'axe des abscisses.

L'utilisation de cet abaque permettrait donc de posséder rapidement des informations sur des grandeurs relatives aux équilibres calco-carboniques sans effectuer de calculs. Peyraube *et al.* (2012) ont constaté que les $P_{CO_2_sat}$ d'un épikarst étaient plus importantes que dans le reste du système karstique. Une indication sur ce paramètre peut ainsi être obtenue *in situ* par l'utilisation directe de cet abaque et ainsi donner une première indication sur l'origine des eaux de la source étudiée. Les abaques, pour des températures variant de 10°C à 17°C sont consignés dans Annexes 1.1 à 1.8.

2.7. Conclusions sur l'utilisation de la relation liant l' IS_c et la P_{CO_2}

Les équilibres calco-carboniques sont des éléments fondamentaux à considérer dans l'étude hydrogéochimique d'un système karstique. Ils peuvent être analysés en utilisant notamment les liens unissant la P_{CO_2} et l' IS_c dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, principal outil traité dans ce chapitre. Ce graphique peut mettre en lumière des phénomènes de gazages/dégazages d'une eau au travers d'une droite de gazage/dégazage (droite G&D). Dans un souci de généralisation des méthodes, Peyraube *et al.* (2012) ont proposé d'étendre cette caractérisation du gazage/dégazage à un système en établissant une droite G&D d'une source. Cette droite possède une $P_{CO_2_sat}$ dont la valeur est égale à la moyenne des $P_{CO_2_sat}$ des eaux de cette source. Ces auteurs proposaient, pour la construction de cette droite représentative de la $P_{CO_2_sat}$ des eaux de la source, de projeter verticalement l'ensemble des points de la source sur cette droite passant par la moyenne des $P_{CO_2_sat}$ des eaux.

De par l'importance accordée à l'utilisation du graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, la première partie de ce chapitre s'est attachée à discuter des modalités de son emploi. Il en a résulté une

proposition de correction de la construction de la droite G&D d'une source. Pour être en accord avec le concept de représentativité d'un « comportement moyen » de la source par cette droite G&D, les individus sont projetés sur cette droite orthogonalement. Toutefois, il est nécessaire de noter que cette correction, elle aussi, n'est pas exempte de limites et peut introduire des « allongements » de la droite G&D et induire une confusion dans l'étendue des IS_c couverts par le nuage de points. Néanmoins, cette correction allant dans le sens de la description d'un comportement moyen de la source, elle a été jugée acceptable.

Une autre correction dans l'utilisation de la méthode IS_c - P_{CO_2} a été abordée mais, cette fois-ci, relative à des mesures *in situ* biaisées en raison d'effets de sites. Lors d'un effet de site relatif à une insolation d'une émergence modifiant, en sortie du système, la température des eaux, des corrections de température doivent être apportées. Le choix d'une température unique pour corriger les données annihile tout effet de saisonnalité mais aussi toute détérioration de la température des eaux par un ensoleillement trop important de l'émergence. Toutefois, une simple correction de température n'est pas suffisante et ne constitue qu'une « correction a minima » : une correction du pH est donc aussi nécessaire.

Cependant, il est important de noter que les corrections de températures ne doivent être appliquées que dans le cas d'un effet de site avéré. La correction d'une variation naturelle de la température des eaux ne présente aucun sens et pourrait engendrer une erreur dans l'interprétation des écoulements au sein du système karstique.

L'étude, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, des mélanges entre deux eaux a permis de mettre en évidence la présence de domaines caractérisant la prédominance des variations des valeurs du terme $-\log(P_{CO_2})$ ou du terme $-\log((HCO_3^-))$ dans le calcul de l' IS_c , en fonction de la position des deux pôles de mélange dans le graphique. Ainsi, la forme d'une courbe, dans le graphique, représentant le mélange entre deux eaux n'est que rarement linéaire et relate l'évolution conjointe des deux paramètres sus-cités.

Sur la base de l'utilisation de la méthode IS_c - P_{CO_2} , des schémas de mélanges pour expliquer l'existence des eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite dans la zone noyée d'un système karstique ont été proposés. Le premier correspond à une influence de la P_{CO_2} de l'air du massif

sur la $P_{CO_2_{eq}}$ (par extension, sur l' IS_c) des eaux de la zone noyée. Le deuxième fait intervenir les notions de mélanges entre deux eaux de compositions chimiques différentes engendrant une eau possédant un IS_c négatif. Le troisième et dernier suggère que les eaux, au cours de leurs parcours dans le système, n'atteignent jamais un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite et demeurent constamment sous-saturées. Les trois suppositions précédentes ne sont pas incompatibles entre elles et des associations des unes avec les autres sont aussi possibles pour expliquer, dans la zone noyée, la présence d'eaux dont l' IS_c est négatif.

La détermination de l'importance de l'un de ces processus pourrait s'appuyer sur l'utilisation d'autres outils. Ainsi, l'acquisition de données relatives à l'évolution de la P_{CO_2} de l'air du massif serait une information précieuse. De même, la possibilité de prélever les eaux au fur et à mesure de leurs progressions dans le système permettrait de constater la présence de mélanges, mais aussi d'eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite.

La connaissance et l'adaptation aux sites sont deux éléments fondamentaux pour leurs études. C'est dans cette optique qu'un abaque, utilisable sur site sans calcul, a été établi. Il permet la détermination de l' IS_c , de la $P_{CO_2_{eq}}$ et de la $P_{CO_2_{sat}}$ en ne tenant compte que de la température des eaux, de leurs concentrations en bicarbonate et de leurs pH. Cet abaque permet ainsi non seulement de posséder rapidement une information sur le fonctionnement du système karstique mais permet également de comparer les mesures entre elles.

CHAPITRE 3 : ETUDE DE L'INFILTRATION EN CONTEXTE EPIKARSTIQUE

Des difficultés sont actuellement rencontrées pour estimer la lame d'eau infiltrée permettant la recharge des réserves des systèmes aquifères, qu'ils soient karstiques ou poreux. L'obtention de cette grandeur est pourtant essentielle dans la gestion de la ressource et la modélisation des écoulements souterrains. En son absence, il est possible de se questionner sur la représentativité des valeurs des paramètres à calibrer dans les divers modèles numériques et sur le couplage ultérieur de modèles hydrodynamiques et hydrochimiques. Ce chapitre est donc dédié à l'étude de l'infiltration en contexte épikarstique. Il se compose de deux parties principales :

- Une modélisation des débits à l'exutoire d'un système par un modèle réservoir,
- L'étude de l'évolution interannuelle de l'infiltration par le biais de la $P_{CO_2_sat}$.

L'infiltration est variable au cours du temps tant dans sa participation quantitative aux masses d'eaux à l'exutoire que dans la composition chimique de ces eaux. Le premier volet s'attache à modéliser les débits, d'une émergence épikarstique, par une approche utilisant les modèles à réservoirs. Cette émergence est située au sein d'un système karstique de Dordogne, dans la grotte ornée de Lascaux. Les modèles sont construits selon deux fonctions : l'une de production et l'autre de transfert (§ 1.5.2.2). Dans cette étude la fonction de transfert sera construite à partir des équations énoncées par Coutagne (1948).

Le deuxième volet est lié à la qualification de l'infiltration selon la chimie des eaux. Deux émergences sont étudiées : l'écoulement épikarstique (précédemment évoqué) du SAS 1 dans la grotte et la source de la Haute Fageotte située en contrebas de la colline de Lascaux ; au niveau de la transition entre la zone de transmission et la zone perchée saturée. Cette seconde émergence est alimentée, en partie, par des écoulements d'origine épikarstique. Une évolution interannuelle des $P_{CO_2_sat}$ des eaux est observée. Elle pourrait être liée à une modification de la production du CO_2 dans le sol et à des facteurs climatiques. Les variations de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de ces deux points permettent de préciser des évolutions interannuelles des écoulements entre ces deux systèmes.

3.1. Présentation du site d'étude

L'objectif de cette partie est la contextualisation du site d'étude de la grotte de Lascaux utilisé comme site de référence de l'étude de l'infiltration dans un épikarst. Les aspects tant géographiques, géologiques que climatiques y sont abordés. Une attention particulière est portée sur l'analyse climatique – au travers des hauteurs d'eau précipitées et de l'évapotranspiration – dans la mesure où elle représente le fondement même du signal épikarstique, composante de l'infiltration.

3.1.1. Localisation du site d'étude et contexte géologique

A l'instar du site de Cussac (§ 2.3.1), le site de Lascaux se situe dans le Sud-Ouest de la France, dans le département de la Dordogne (24), et plus précisément sur la commune de Montignac. Ce site s'étend sur la colline de Lascaux (Figure 3.1). Elle abrite l'historique grotte éponyme : la grotte de Lascaux. Ses intérêts majeurs aux niveaux culturels et scientifiques ont initié nombre d'études tant au sein même de la cavité qu'à sa surface ou dans sa proximité (Schoeller 1963, Schoeller 1965, Vouvé 1968, Lopez 2009, Lastennet *et al.* 2011, Peyraube *et al.* 2013, Xu *et al.* 2015).

La colline de Lascaux est recouverte par une végétation dense composée essentiellement d'espèces persistantes (pins sylvestres) et d'essences à feuilles caduques (châtaigniers et chênes). Sa partie sommitale est caractérisée par une végétation clairsemée. Lorsqu'il est existant, le sol possède une épaisseur variable. Son absence dans certaines zones permet à la roche sous-jacente d'affleurer.

Etant donné que le site de Lascaux est d'ores et déjà pourvu d'une documentation importante, seule une brève description des faciès lithologiques sera, pour le moment, faite. Pour de plus amples informations il est recommandé de consulter les travaux mentionnés précédemment. De plus, une étude plus centrée sur les précipitations et la climatologie sera effectuée dans le § 3.1.3.

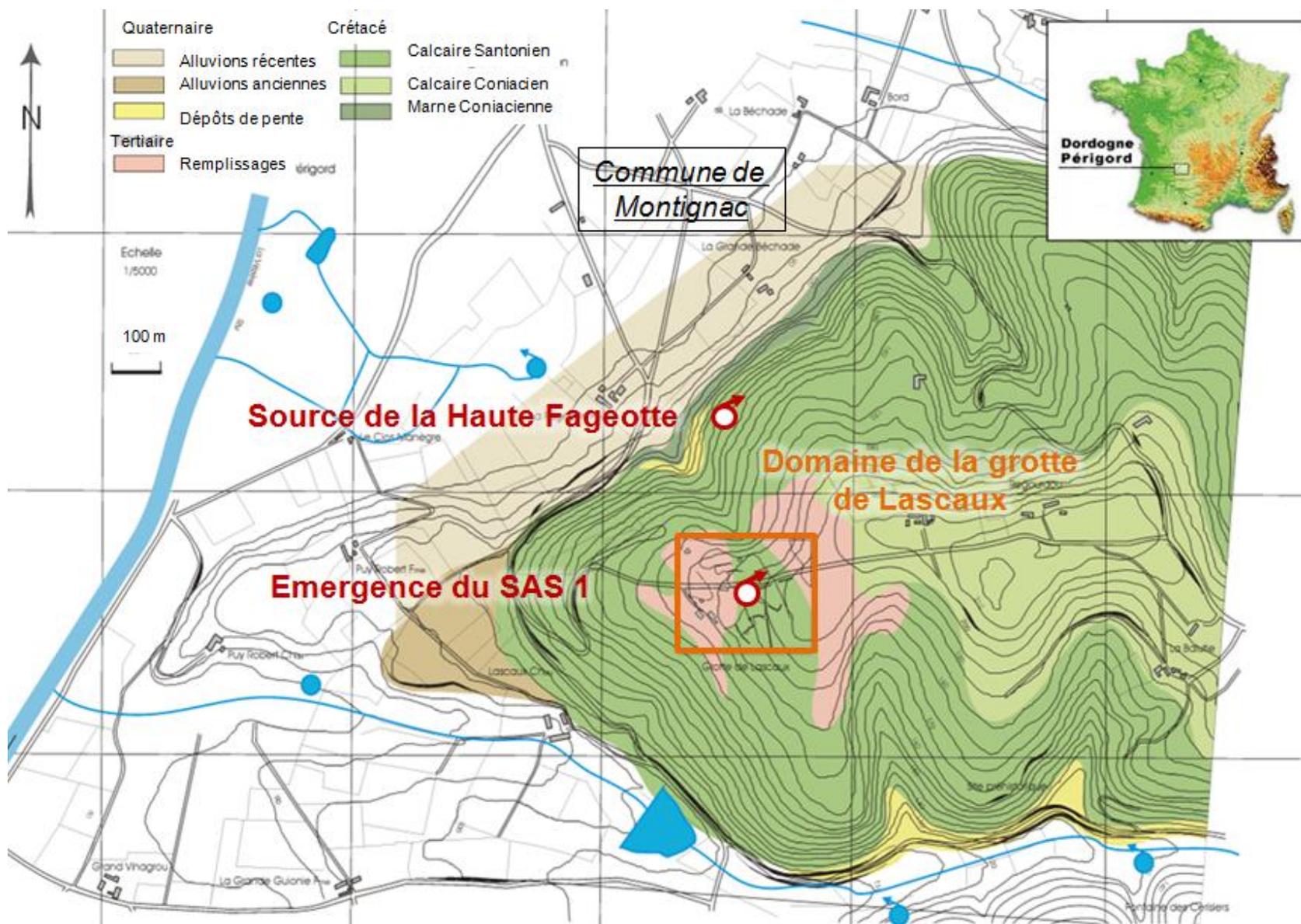


Figure 3.1 : Localisation du site d'étude de Lascaux (Dordogne) et des sources associées (d'après Schoeller 1965)

La colline de Lascaux est essentiellement constituée de formations carbonatées (Figure 3.1). La formation du Coniacien inférieur, formant sa base, débute par des marnes et des calcaires marneux, teinte gris bleuté, engendrant un fort contraste de perméabilité, puis se poursuit par des calcaires silteux. Cet étage est surmonté par les calcaires massifs du Coniacien moyen. La séquence se poursuit par les calcaires du Coniacien supérieur dans lesquels se développe la grotte de Lascaux.

Le sommet de la colline est occupé par les calcaires gréseux du Santonien inférieur. Ces formations, comme celles du Coniacien sous-jacent, se caractérisent par la présence de zones altérées profondes qui entaillent la structure. Ces dernières sont remplies de matériaux détritiques sablo-argileux autochtones issus de processus de fantômisiation (Bruxelles *et al.* 2014), surmontés d'argiles à chailles mais aussi de recouvrement quaternaire (Figure 3.2). Enfin, des dépôts alluviaux quaternaires s'épandent au pied de cette colline et recouvrent certains talwegs.

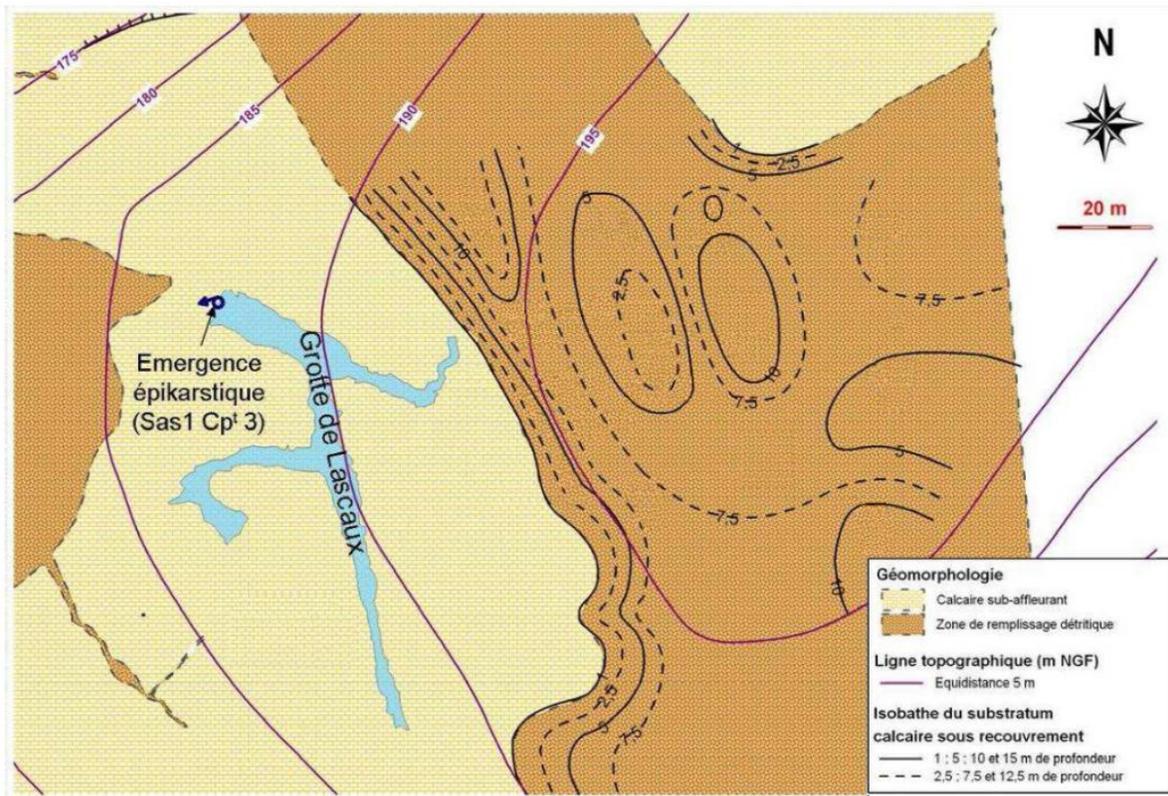


Figure 3.2 : Situation géologique de l'émergence épikarstique du SAS 1 de la grotte de Lascaux

3.1.2. Description des émergences étudiées

L'émergence du SAS 1

La grotte de Lascaux est localisée dans les calcaires du Coniacien supérieur entre 166 m NGF et 181,9 m NGF. La section de la grotte intercepte par endroits un interbanc marneux subhorizontal situé approximativement à 182 m NGF. Cette configuration favorise l'émergence de l'eau s'écoulant des stalactites. Par la suite, cette eau est collectée pour en mesurer le débit. Ce point est connu sous le nom de l'émergence du SAS 1. Il correspond à un écoulement non pérenne épikarstique à 7 mètres de profondeur par rapport à la surface.

Le débit journalier a été enregistré depuis 1965. Sa valeur moyenne annuelle, entre les années 2001 et 2015⁶, est de $0,74 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$. L'émergence est généralement inactive entre les mois de juin-juillet à novembre-décembre.

La source de la Haute Fageotte

La source de la Haute Fageotte est située en contrebas de la grotte de Lascaux, sur le flanc Ouest de la colline, à 120 m NGF. Cette émergence constitue l'exutoire d'un système situé dans le Coniacien inférieur à l'interface entre les calcaires et les marnes de la base de la série.

Bien que cette source soit pérenne, ses débits ne sont pas suivis en continu. Son débit moyen annuel a été estimé à $170 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$.

Matériel et méthode

Les eaux de l'émergence du SAS 1 et de la source de la Haute Fageotte ont fait l'objet de prélèvements ponctuels, avec un pas de temps le plus proche possible de deux semaines, de décembre 2003 à juillet 2007. De janvier 2013 à juin 2015, la fréquence de prélèvements était

⁶ Cette période sera celle traitée dans le § 3.3. Seules les années de 2003 à 2007 et de 2013 à 2015 sont étudiées par des méthodes hydrochimiques.

hebdomadaire. Après une filtration à 0,45 µm, les eaux ont été conditionnées dans des flacons HDPE de 60 mL et conservées à 4°C. Les échantillons des cations ont été acidifiés avec de l'acide nitrique (HNO₃) afin de diminuer le pH des eaux à une valeur inférieure à 2.

De 2003 à 2007, les concentrations des cations (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺) et en anions (Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻) ont été déterminées en utilisant respectivement les appareillages de chromatographie ionique Dionex[®] 320 (muni d'une colonne de préchauffe) et Dionex[®] 120. Les incertitudes affiliées aux mesures sont de 0,1 mg.L⁻¹. De 2013 à 2015, les concentrations en cations et en anions ont été déterminées en utilisant respectivement les appareillages de chromatographie ionique Dionex[®] ICS 1100 (muni d'une colonne CS12A) et Dionex[®] ICS 1500 (muni d'une colonne AS15). Les incertitudes affiliées aux mesures sont de 2 % de la valeur indiquée.

Les bicarbonates ont été mesurés sur le terrain par titration (trousse HACH[®]) avec un acide sulfurique (H₂SO₄) N/50 (précision de 0,5 %). Enfin le pH et la température ont, eux aussi, été mesurés au moment des prélèvements en utilisant un pH-mètre WTW[®] ; les incertitudes sur ces deux paramètres sont respectivement de 0,05 unité pH et 0,1°C.

3.1.3. Les paramètres climatiques et débits sur le site de Lascaux

Une modélisation des débits de la source épikarstique du SAS 1 est proposée dans ce chapitre. Ce paragraphe s'attachera donc à présenter et à analyser les précipitations, l'évapotranspiration et les débits de cette émergence.

3.1.3.1. Précipitations sur le site de Lascaux et débits de l'émergence du SAS 1

La connaissance des hauteurs d'eau précipitées sur un site est un élément essentiel dans la modélisation des débits d'une source. En effet, il s'agit de l'un des paramètres clés de la fonction de production dans le cas des modèles réservoir.

Le site de Lascaux est équipé d'une station pluviométrique effective depuis le 30 mai 2003. Comme il a été brièvement mentionné précédemment (§ 3.1.2), les modélisations des débits de

l'émergence du SAS 1, dans cette partie, vont être effectuées pour les années 2001 à 2014. La station météorologique située sur le site de Lascaux ne couvrant pas l'intégralité de la période requise, les données pluviométriques sont maximisées en utilisant la station météorologique de MétéoFrance mise en place sur la commune de Montignac. Elle possède des enregistrements des hauteurs d'eau précipitées depuis 1956.

Le Tableau 3.1 et la Figure 3.3 permettent de constater que la répartition mensuelle des cumuls de pluie d'une année à l'autre est extrêmement hétérogène. Elle est fortement dépendante d'évènements orageux ponctuels. De manière générale, les mois de juin à septembre – correspondant globalement à la période d'inactivité de l'émergence du SAS 1 – et le mois de février sont les moins pluvieux. Les mois d'octobre à juin – correspondant globalement à la période d'écoulement de l'émergence du SAS 1 – voient se produire en moyenne 70 % des précipitations totales annuelles.

Tableau 3.1 : Cumul mensuel des hauteurs (en mm) d'eau précipitées sur le site de Lascaux des années 2001 à 2014. Cette estimation est effectuée à partir des données enregistrées à la station météorologique de Lascaux maximisées par celles de la station météorologique de Montignac.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Σ
2001	94,8	36,3	144,1	150,7	29,7	19,4	138,5	36,8	67,3	74,2	43,5	31,9	867,2
2002	32,5	73,5	42,9	51,8	129,9	48,3	37,0	58,0	59,7	82,8	127,8	81,1	825,3
2003	81,5	56,3	45,8	52,7	65,8	63,3	97,9	82,8	73,2	169,4	68,6	71,6	898,9
2004	136,2	20,4	52,0	84,4	60,8	23,4	44,2	165,6	20,6	63,4	27,6	72,8	771,4
2005	35,8	24,0	40,8	147,6	70,2	27,6	35,8	22,4	46,4	34,0	56,8	80,4	621,8
2006	49,2	72,0	145,6	24,8	82,4	32,2	37,8	46,8	134,8	49,6	79,8	35,8	791,8
2007	59,0	112,6	67,4	35,6	80,6	84,4	48,4	69,6	35,4	34,6	30,4	60,8	718,8
2008	118,4	25,6	104,6	124,0	145,6	33,8	42,6	19,4	72,2	87,2	89,6	93,4	956,4
2009	76,8	20,0	35,8	150,6	28,8	53,6	63,6	117,4	22,4	38,2	124,8	78,0	810,0
2010	68,6	65,0	84,6	24,8	64,4	116,4	23,0	26,2	36,8	62,6	91,8	37,8	702,0
2011	25,8	34,0	28,2	15,2	56,0	84,0	62,6	43,2	13,4	48,4	36,0	125,4	572,2
2012	41,9	5,2	29,4	173,6	83,8	72,7	29,8	13,2	22,1	69,1	64,6	110,0	715,4
2013	106,9	86,7	79,3	82,3	122,1	107,7	8,7	36,2	96,9	117,4	103,8	69,4	1017,4
2014	118,4	129,8	54,2	40,0	72,2	96,8	72,8	73,0	38,8	33,0	85,2	41,2	855,4
Moy	74,7	54,4	68,2	82,7	78,1	61,7	50,9	57,9	52,9	68,9	73,6	70,7	
σ	33,7	30,4	39,0	54,5	34,2	31,0	30,3	42,0	33,7	36,3	32,6	26,5	

Outre la variabilité mensuelle des hauteurs d'eau précipitées (Tableau 3.1, Figure 3.3), une nette fluctuation de la pluviosité existe entre les cycles hydrologiques (Figure 3.4) vis-à-vis des lames d'eau précipitées annuellement.

Il est ainsi possible de définir des cycles excédentaires en eau et des cycles déficitaires, ces derniers étant symbolisés par les cycles 2004-2005 et 2010-2011 où les pluies ont été particulièrement faibles avec respectivement 614,4 et 554,6 mm d'eau, sachant que la hauteur moyenne interannuelle est de 788,2 mm. Ces cycles sont donc caractérisés par des conditions climatiques nettement différentes des autres. La présence de ces cycles déficitaires peut engendrer des erreurs dans la modélisation des débits de l'émergence épikarstique. A l'opposé, les cycles 2003-2004 et 2013-2014 sont les plus excédentaires.

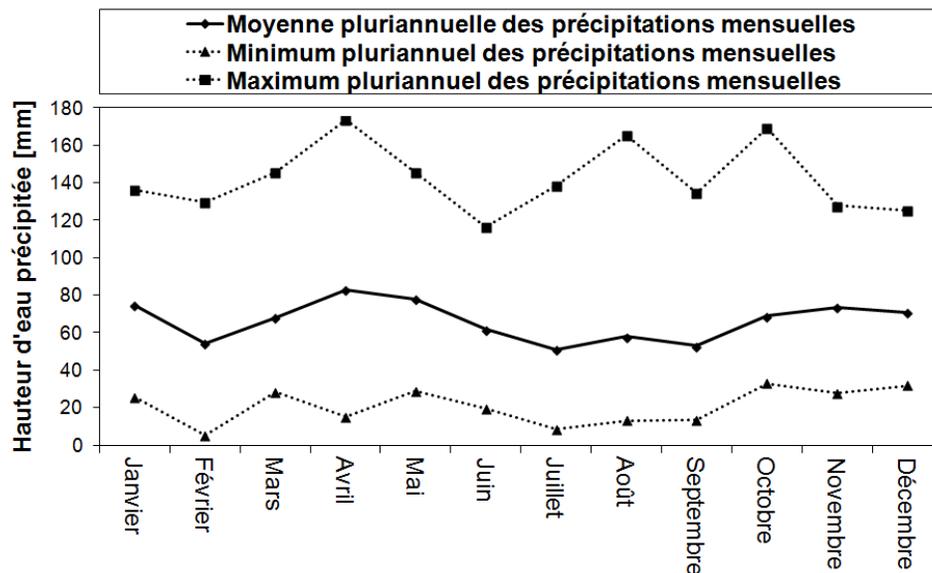


Figure 3.3 : Hauteurs d'eau minimales, moyennes et maximales, précipitées mensuellement sur le site de Lascaux sur une période s'étendant de 2002 à 2014

La quantité d'eau précipitée au cours d'une année va avoir des répercussions sur les volumes d'eau écoulés à l'émergence du SAS 1, point d'eau où les débits sont mesurés (Figure 3.5). Ces volumes sont présentés dans la Figure 3.6. Les enregistrements des débits lors des cycles 2009-2010 et 2012-2013 ont subi des défaillances techniques. Du fait de ces problèmes techniques, les débits suivant le cycle 2009-2010 seront communiqués en tant que témoins dans les modélisations (§ 3.3) mais aucun calcul, que ce soit dans les phases de calibration des modèles ou de validation, ne sera effectué sur ces périodes.

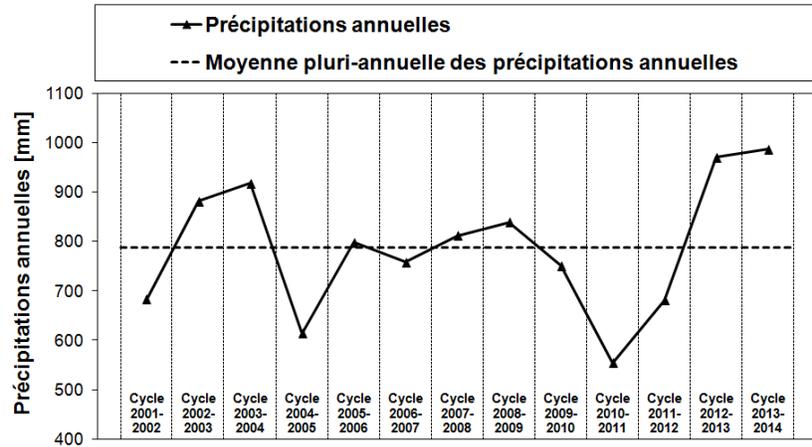


Figure 3.4 : Evolution des précipitations annuelles pour les cycles hydrologiques s'étendant de 2001 à 2014

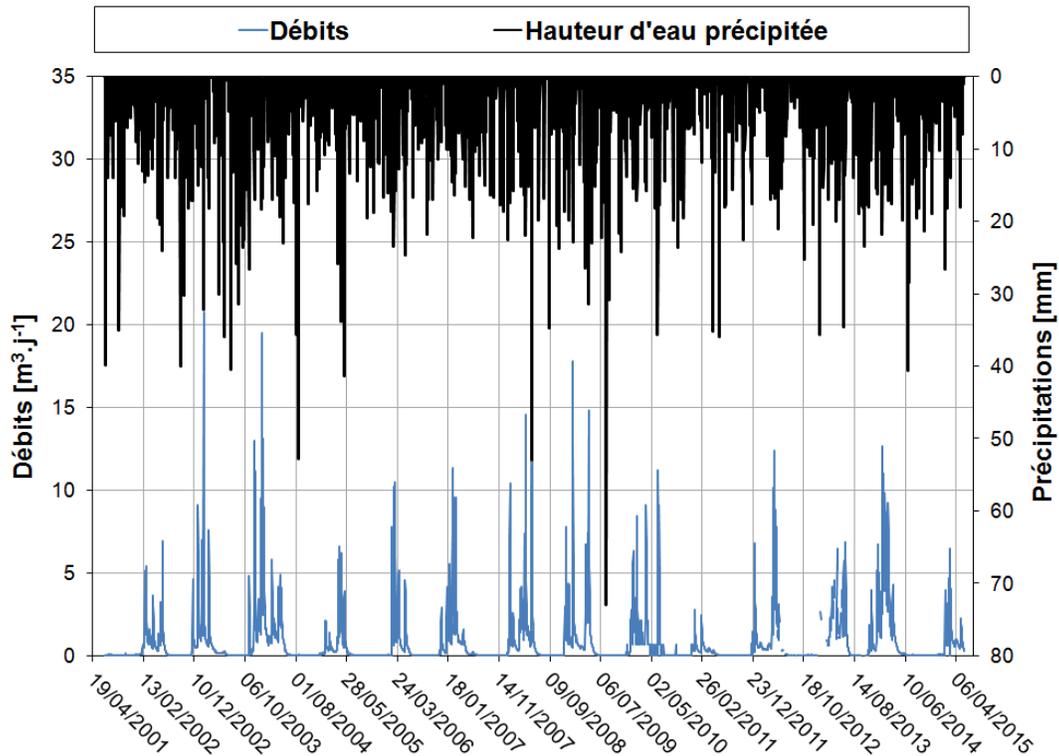


Figure 3.5 : Hydrogramme de l'émergence du SAS 1 du site de Lascaux

De manière générale, les augmentations et diminutions, dans les évolutions des hauteurs de pluies annuelles et des volumes écoulés au SAS 1, sont analogues. Cependant certains cycles se démarquent tel que celui de 2002-2003 pour lequel les hauteurs de pluies sont supérieures à la moyenne tandis que le volume annuel écoulé à l'émergence est parmi les plus faibles. Les

volumes à l'exutoire du système épikarstique ne sont pas uniquement en rapport avec la quantité annuelle de pluies mais aussi avec sa distribution temporelle. Des mois de novembre 2001 à juillet 2002, les précipitations sont distribuées mensuellement de manière relativement homogène à l'exception du mois de février 2002 où de forts événements pluvieux sont à noter. L'absence de fortes valeurs de hauteurs de pluies ne permet pas à l'eau de s'infiltrer dans le système épikarstique et, par suite, d'arriver à l'émergence.

Enfin il est possible de noter des débits totaux particulièrement faibles lors du cycle 2010-2011, remarque cohérente avec la très faible quantité d'eau précipitée durant l'année 2011.

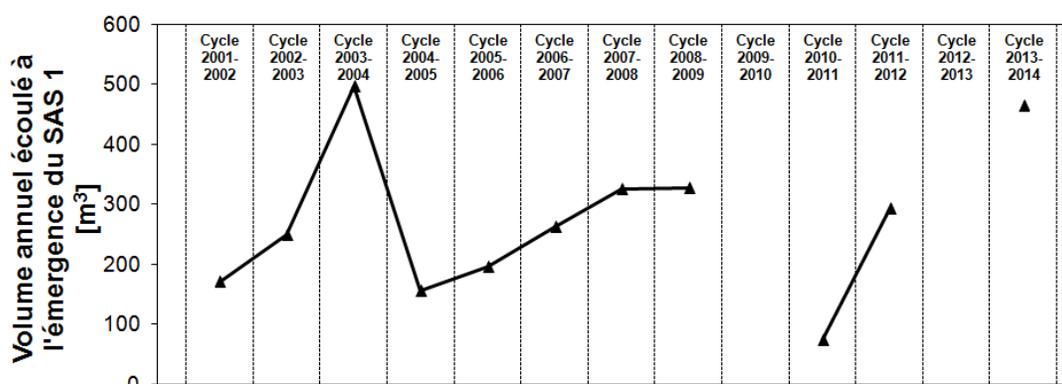


Figure 3.6 : Evolution des volumes annuels écoulés à l'émergence du SAS 1

3.1.3.2. L'évapotranspiration potentielle sur le site de Lascaux

L'évapotranspiration est un phénomène tant physique (évaporation) que biologique (transpiration) affectant les quantités d'eau dans le sol. Elle correspond donc à un autre paramètre essentiel pour l'établissement de la fonction de production des modèles réservoirs. Cependant, la détermination de sa valeur réelle – l'évapotranspiration réelle (ETR) – demeure complexe tant le nombre de variables – relatives à la demande biologique en eau, au stade de croissance végétatif, au climat, à la teneur en eau du sol – est important.

Pour pallier cet inconvénient, la notion d'évapotranspiration potentielle (ETP) a été introduite par Thornthwaite (1948). Elle correspond à la quantité d'eau qui pourrait être évapotranspirée pour une quantité et une disponibilité illimitée de l'eau dans le sol. L'ETP

représente donc une valeur maximale de l'ETR pour des conditions climatiques et de végétation données.

Sur la base de cette définition, de nombreuses méthodes d'estimation de l'ETP ont été développées dont celles s'appuyant sur la relation de Penman-Monteith (1965). Elle exprime une évapotranspiration de référence (ET_0).

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 \cdot u_2)} \quad (3.1)$$

Avec Δ la pente de la courbe de pression de vapeur ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n le rayonnement net ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$), G la densité de flux de chaleur du sol à la surface du sol ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$), γ la constante psychrométrique ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), T la température de l'air ($^\circ\text{C}$), u_2 la moyenne journalière de la vitesse du vent ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), e_s la pression de vapeur à saturation (kPa) et e_a la moyenne de la pression de vapeur réelle. Une explication détaillée de chaque paramètre et de leur calcul est disponible dans les travaux de Allen *et al.* (1998).

La grandeur ET_0 est établie pour une parcelle de 1 m^2 recouverte d'un gazon de $0,12 \text{ m}$ de haut ayant une résistance de surface de $70 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ et un albédo de $0,23$. Un ajustement de l' ET_0 en fonction de la nature de la végétation recouvrant la parcelle peut être effectué et conduit à calculer l'évapotranspiration des cultures (ET_c). Cependant, le coefficient correctif étant souvent inférieur ou égal à 1 (Allen *et al.* 1998), l'utilisation de l' ET_0 permet de déterminer la valeur maximale pouvant être atteinte par l'évapotranspiration en un lieu. Il est donc usuel d'assimiler l' ET_0 à l'ETP.

Le site de Lascaux n'est équipé d'une station météorologique, permettant de calculer l'ETP selon la formule de Penman-Monteith (équation (3.1)), que depuis 2012. Seules les données de températures sont disponibles pour les périodes antérieures. De ce fait, les données d'ETP déterminées avec cette relation ne sont accessibles, pour la période couvrant les années de 2001 à 2011, que pour la station de MétéoFrance de Gourdon, située à 50 km au Sud-Est du site d'étude. L'ETP de cette station est déterminée à partir de la formule de Penman-Monteith. Afin d'éviter toute confusion dans les appellations, dans la suite de ce document, l'ETP donné par

MétéoFrance à la station de Gourdon sera nommé « ETP Gourdon » et celui calculé par la formule de Penman-Monteith à Lascaux sera nommé « ETP Penman-Monteith ». L'éloignement de la station de Gourdon peut être un biais quant à la précision de l'ETP et, par extension, dans la modélisation des débits de l'émergence du SAS 1. Le développement ci-dessous propose donc un recours à l'utilisation de l'ETP de Gourdon en n'utilisant que des données mesurées sur le site de Lascaux.

Afin d'observer l'effet de l'utilisation des données de la station de Gourdon, en lieu et place de celles de Lascaux, les ETP de Lascaux ont été calculées pour les années 2012 à 2014 selon la formule de Penman-Monteith. Les deux chroniques de données sont présentées en Figure 3.7.

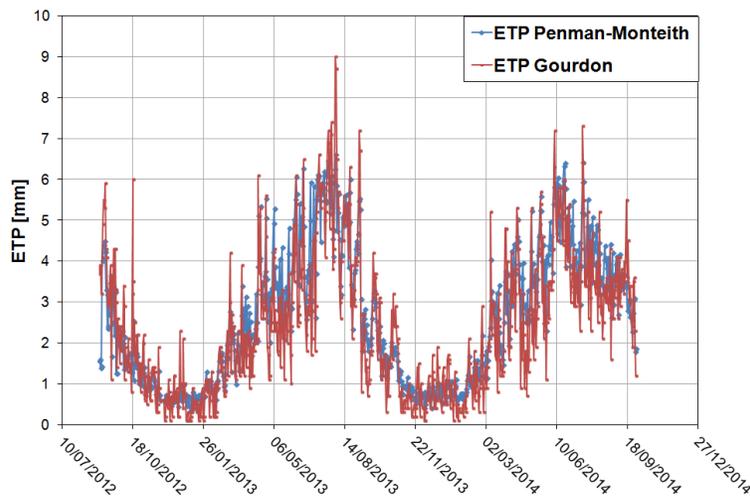


Figure 3.7 : Représentation des chroniques d'ETP déterminées sur le site de Lascaux par l'utilisation de la formule de Penman-Monteith et de celle issue de la station météorologique de Gourdon

Les deux chroniques d'ETP décrivent les mêmes tendances annuelles avec les plus fortes valeurs lors des périodes estivales et les plus faibles en hiver. Les valeurs d'ETP de la station de Gourdon semblent posséder de plus grandes variations que celles de Lascaux. Cela est notamment le cas de novembre à juin, période d'activation de l'écoulement du SAS 1. Les deux chroniques possèdent une forme sinusoïdale dont les plus basses valeurs sont atteintes en hiver. Afin de quantifier statistiquement les différences entre ces deux séries de données, la variabilité de chacune par rapport à une sinusoïde est étudiée. La détermination de cette sinusoïde est approchée par une étude dans le domaine fréquentiel, et non pas temporel, par une analyse par

transformée de Fourier. Sa mise en pratique permet d'identifier les fréquences les plus représentées dans le signal pour les convertir, par la suite et dans le domaine fréquentiel, en un ensemble de fonction sinus. Les ETP issues des mesures de la station de Gourdon ou des calculs selon l'équation (3.1) – avec les données de Lascaux – ne vont pas nécessairement être décrits par la même sinusoïde. La variabilité de chaque série de données est déterminée en fonction de la sinusoïde décrivant la série. Cependant, pour permettre une comparaison de ces variabilités, les sinusoïdes, bien que pouvant être différentes, sont construites à partir des mêmes fréquences propres. Les spectres fréquentiels des deux séries sont représentés en Figure 3.8.

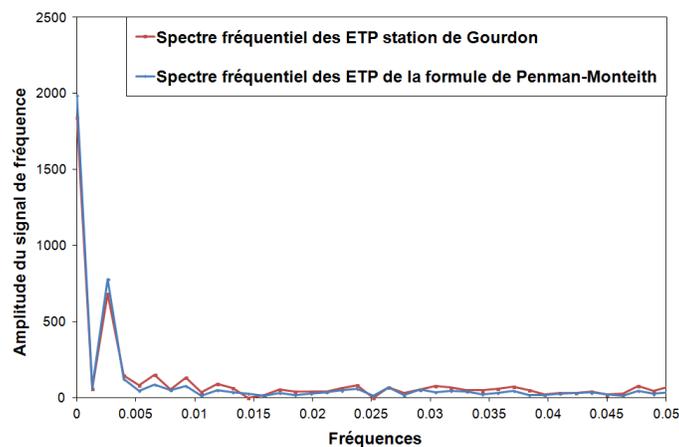


Figure 3.8 : Spectres fréquentiels des ETP issus de la formule de Penman-Monteith ou des mesures de la station météorologique de Gourdon. Les fréquences supérieures à $0,05 \text{ j}^{-1}$ ne sont pas représentées dans la mesure où le signal demeure à une amplitude inférieure à 100, et n'intervient alors pas dans la détermination de la sinusoïde recherchée.

Les deux signaux, dans le domaine fréquentiel, sont très proches débutant tous deux par un pic majeur $2,65 \cdot 10^{-3} \text{ j}^{-1}$ de fréquence soit une période de 378 jours. Ce pic est donc caractéristique de la tendance annuelle. Les amplitudes des pics dont les fréquences sont supérieures à $0,005 \text{ j}^{-1}$ sont négligeables comparées à celle du pic précédemment cité. De ce fait, seules les fréquences inférieures à $0,005 \text{ j}^{-1}$ seront considérées pour l'étude de la variabilité des chroniques.

En utilisant une transformée inverse et un filtre « passe bas » à $0,005 \text{ j}^{-1}$, il est possible de reconstituer le signal traduisant l'effet de saisonnalité de l'ETP. Qui plus est, en tenant compte, au contraire, de l'ensemble des fréquences supérieures à $0,005 \text{ j}^{-1}$, l'utilisation d'une transformée inverse de Fourier permet d'obtenir un signal temporel duquel est soustrait l'effet de saisonnalité de l'ETP (Figure 3.9). Ainsi ne demeure que la variabilité de ce signal.

Une analyse statistique a alors été faite pour déterminer la variabilité des signaux représentés en Figure 3.9. Ces résultats sont présentés dans le Tableau 3.2.

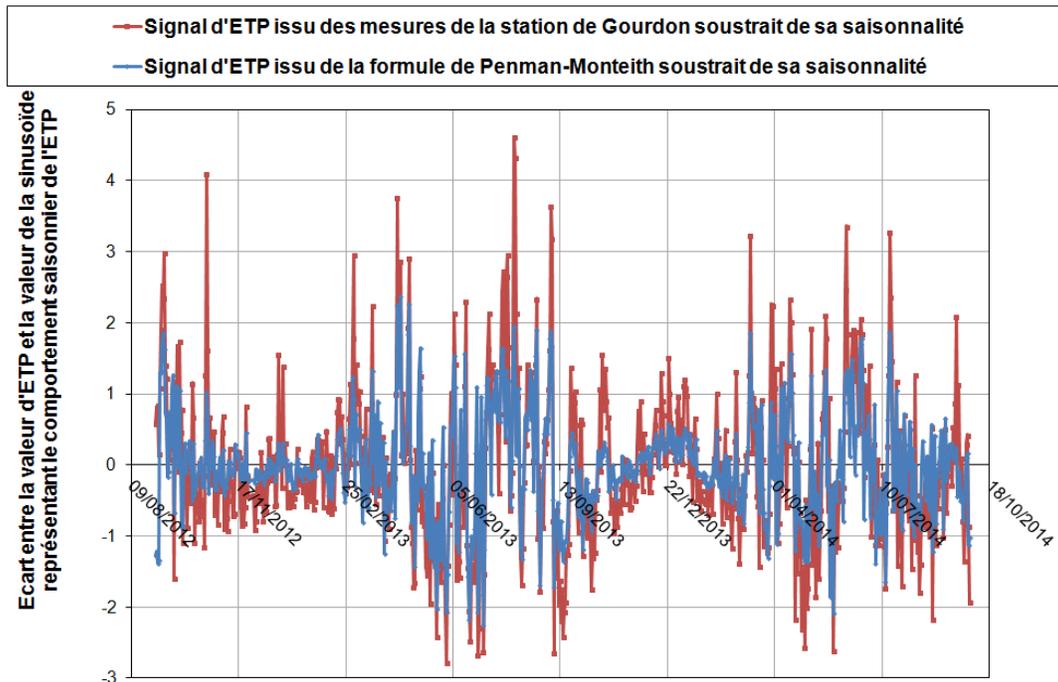


Figure 3.9 : Signaux d'ETP, déterminés à la station de Gourdon ou issu de la formule de Penman-Monteith à Lascaux, soustraits de leurs comportements saisonniers.

Tableau 3.2 : Analyse statistique de la variabilité des chroniques d'ETP, mesurées à la station météorologique de Gourdon ou selon la formule de Penman-Monteith, soustraites de leur comportement saisonnier d'août 2012 à septembre 2014.

		Minimum	Maximum	Variance	Ecart-type
Station météorologique de Gourdon	Variabilité totale de l'ETP	-2,78	4,62	1,11	1,06
	Variabilité pour un ETP < 2,5	-2,78	1,56	0,60	0,78
	Variabilité pour un ETP > 2,5	-1,68	4,62	1,33	1,15
Formule de Penman-Monteith	Variabilité totale de l'ETP	-2,25	2,38	0,50	0,71
	Variabilité pour un ETP < 2,5	-2,08	1,23	0,21	0,46
	Variabilité pour un ETP > 2,5	-2,25	2,38	0,75	0,87

Les chroniques possèdent les mêmes tendances annuelles. Pour les plus faibles valeurs d'ETP, les deux chroniques oscillent dans des gammes de valeurs similaires bien que les ETP de la station de Gourdon soient plus variables (Figure 3.9, Tableau 3.2). Les variations de l'ETP, par rapport à un comportement saisonnier sinusoïdal, sont plus importantes lorsque les ETP sont supérieures à 2,5 mm. De telles valeurs d'ETP sont généralement atteintes lors des périodes s'étendant d'avril à septembre. De juin à septembre, les valeurs d'ETP les plus extrêmes atteintes avec les mesures de la station de Gourdon ne le sont jamais avec la formule de Penman-Monteith (Figure 3.9). Les valeurs d'ETP déterminées selon cette formule semble donc, au regard de l'ETP mesurée à Gourdon, cohérentes et leur utilisation sera donc privilégiée car ces données sont déterminées en fonction de paramètres mesurés sur le site de Lascaux.

Cependant, les éléments permettant l'application de la formule de Penman-Monteith ne sont disponibles, sur le site de Lascaux, que pour les années 2012 à 2014. L'ETP, pour les années antérieures à 2012, ne peut donc être estimé par ce procédé.

Pour passer outre ce problème, l'ETP effectif sur le site de Lascaux a été déterminée en utilisant la méthode décrite par Oudin *et al.* (2005). Ces auteurs ont constaté que, dans l'équation (3.1), la température était l'une des seules variables mesurées *in situ* à avoir un poids significatif. Ils ont ainsi pris le parti de n'exprimer l'ETP qu'au travers de cette variable (équation (3.2)).

$$ETP = \begin{cases} \frac{R_e(T_a + K_2)}{\lambda \rho \cdot K_1}, & \text{si } T_a + K_2 > 0 \\ 0 & , \text{ sinon} \end{cases} \quad (3.2)$$

Avec R_e le rayonnement extraterrestre ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) ne dépendant que de la latitude et du jour Julien, λ le flux de chaleur latente (MJ.kg^{-1}), ρ la masse volumique de l'eau (kg.L^{-1}), T_a la température moyenne journalière de l'air ($^{\circ}\text{C}$), et K_1 et K_2 des facteurs à calibrer pour chaque site.

La calibration des paramètres K_1 et K_2 a été effectuée en prenant comme référence la chronique d'ETP déterminée sur le site de Lascaux, avec la formule de Penman-Monteith, de 2012 à 2014. Leurs valeurs optimales sont respectivement de 78,67 et 6,00. Les chroniques d'ETP du site de Lascaux selon les formules de Penman-Monteith ou de Oudin *et al.* (2005) sont représentées en Figure 3.10.

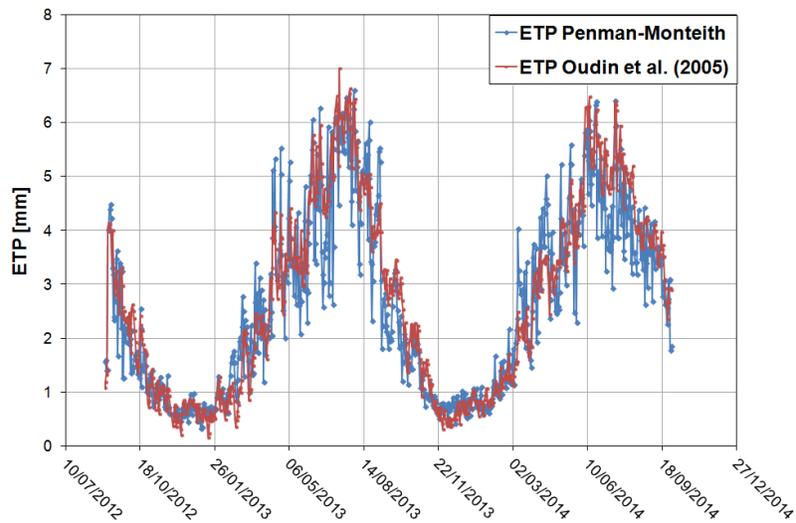


Figure 3.10 : Représentation des chroniques d'ETP déterminées sur le site de Lascaux par l'utilisation de la formule de Penman-Monteith et ou de celle de Oudin et al. (2005).

Une analyse statistique similaire à la précédente a été réalisée. Pour celle-ci, dans la transformée inverse de Fourier, seules les fréquences supérieures à $0,005 \text{ j}^{-1}$ sont prises en compte pour extraire le comportement saisonnier au signal d'ETP. Les variabilités des signaux d'ETP déterminés par les formules de Penman-Monteith ou de Oudin et al. (2005), soustraits de leur tendance saisonnière, sont représentées en Figure 3.11. Les résultats de l'analyse statistique pour déterminer la variabilité de ces signaux sont rassemblés dans le Tableau 3.3.

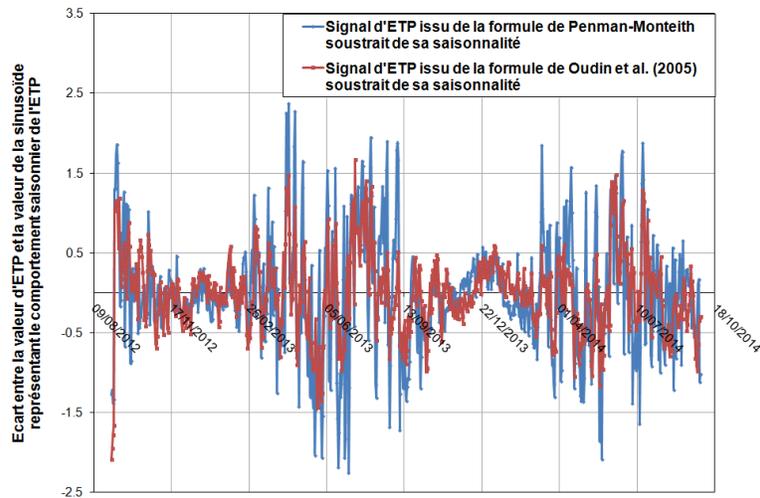


Figure 3.11 : Signaux d'ETP, déterminés à Lascaux par la formule de Penman-Monteith ou de Oudin et al. (2005), soustraits de leurs comportements saisonniers.

Tableau 3.3 : Analyse statistique de la variabilité des chroniques d'ETP, selon les formules de Penman-Monteith et Oudin *et al.* (2005), soustraites de leur comportement saisonnier d'août 2012 à septembre 2014.

		Minimum	Maximum	Variance	Ecart-type
Formule de Penman-Monteith	Variabilité totale de l'ETP	-2,25	2,38	0,50	0,71
	Variabilité pour un ETP < 2,5	-2,08	1,23	0,21	0,46
	Variabilité pour un ETP > 2,5	-2,25	2,38	0,75	0,87
Formule de Oudin <i>et al.</i> (2005)	Variabilité totale de l'ETP	-2,08	1,67	0,25	0,50
	Variabilité pour un ETP < 2,5	-2,08	0,83	0,14	0,37
	Variabilité pour un ETP > 2,5	-1,43	1,67	0,35	0,59

Une fois de plus les chroniques possèdent les mêmes tendances annuelles. Pour les plus faibles valeurs d'ETP, les formules de Penman-Monteith et Oudin *et al.* (2005) donnent des résultats oscillant dans les mêmes gammes de valeurs (Tableau 3.3). Cependant, les variations de l'ETP sont moins importantes avec la formule de Oudin *et al.* (2005). Les variations de l'ETP, par rapport à un comportement saisonnier sinusoïdal, sont plus importantes lorsque les ETP sont supérieures à 2,5 mm. De telles valeurs d'ETP sont généralement atteintes lors des périodes s'étendant d'avril à septembre. De juin à septembre, les plus fortes valeurs d'ETP sont atteintes avec la formule de Oudin *et al.* (2005) ; cette dernière ne permet pas de reproduire les plus faibles observables avec la formule de Penman-Monteith (Figure 3.11).

A l'instar des valeurs d'ETP de la station de Gourdon, l'utilisation de celles calculées par l'équation de Oudin *et al.* (2005) présente des limites quant à leur totale représentativité du site de Lascaux. Toutefois, le fait que les évolutions des ETP soient similaires à celles observées par la formule de Penman-Monteith, et que leurs valeurs soient proches, démontre que l'utilisation de la formule de Oudin *et al.* (2005), pour le calcul des ETP à Lascaux sur l'ensemble de la période d'étude, est acceptable.

Ainsi, dans la suite de ce travail, les ETP du site de Lascaux, pour la période s'étendant de 2001 à 2009, sont calculées en utilisant l'équation (3.2) et les températures de l'air mesurées à la

station météorologique située au sein de l’enclos protégeant l’accès à la grotte de Lascaux. La superposition entre les chroniques de l’ETP de Gourdon et celle de l’ETP nouvellement calculée, sur la période désirée, est représentée en Figure 3.12. Une fois de plus, les chroniques expriment les mêmes tendances dans leurs variations saisonnières et la chronique des ETP déterminées par la formule de Oudin *et al.* (2005) tend à moyenniser celle de la station de Gourdon, en n’atteignant jamais les valeurs extrêmes obtenues à la station de MétéoFrance.

Une analyse statistique similaire à la précédente a été réalisée. Pour celle-ci, dans la transformée inverse de Fourier, seules les fréquences supérieures à $0,004 \text{ j}^{-1}$ sont prises en compte pour extraire le comportement saisonnier au signal d’ETP. Les variabilités des signaux d’ETP de Gourdon et déterminés par la formule de Oudin *et al.* (2005), soustraits de leur tendance saisonnière, sont représentés en Figure 3.13. Les résultats de l’analyse statistique pour déterminer la variabilité de ces signaux sont rassemblés dans le Tableau 3.4.

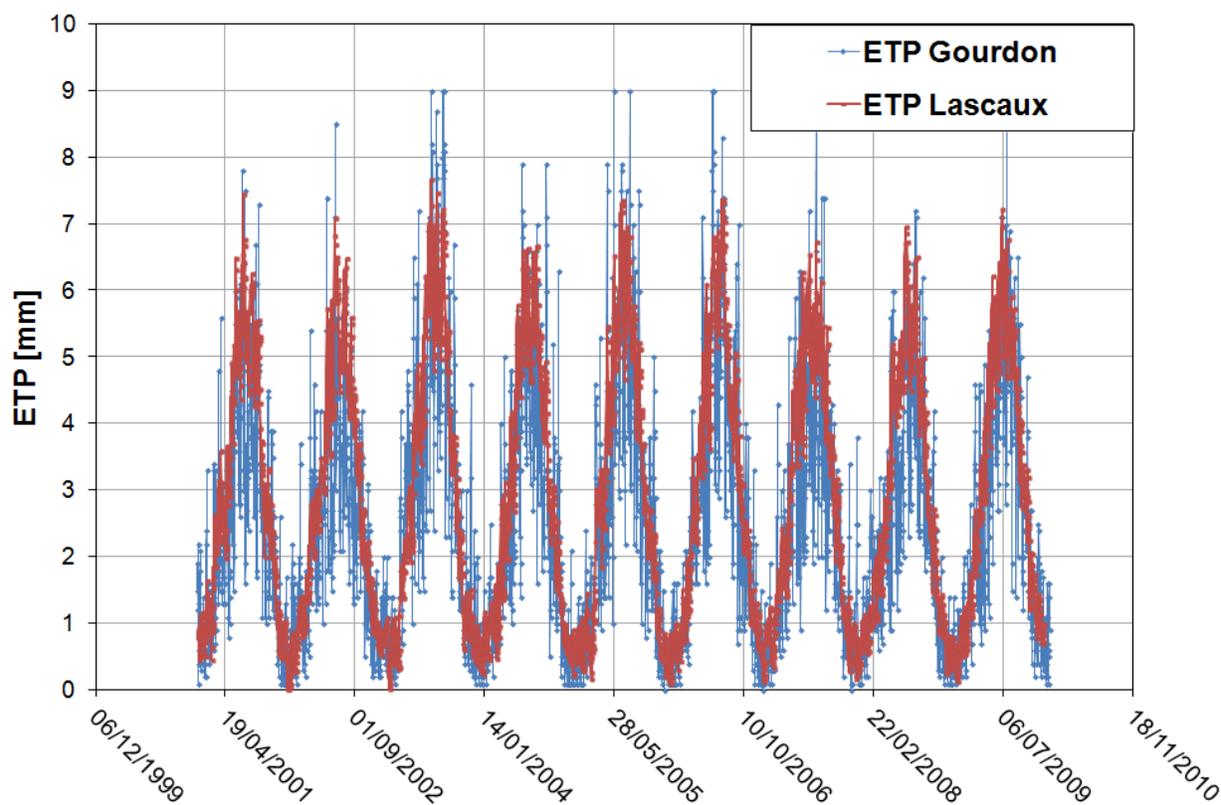


Figure 3.12 : Représentation de la chronique d’ETP de Gourdon et celle déterminée sur le site de Lascaux par l’utilisation de Oudin *et al.* (2005) pour la période s’étendant de 2001 à 2009.

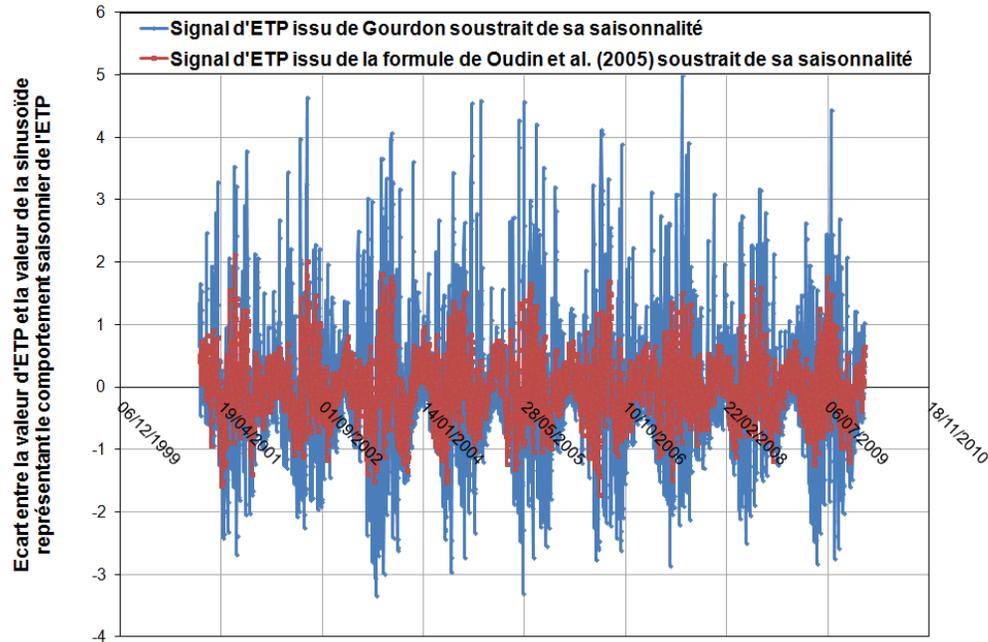


Figure 3.13 : Signaux d'ETP, de la station de Météofrance de Gourdon ou déterminé par la formule de Oudin et al. (2005), soustraits de leurs comportements saisonniers.

Tableau 3.4 : Analyse statistique de la variabilité des chroniques d'ETP, de la station de Gourdon ou selon le formule de Oudin et al. (2005), soustraites de leur comportement saisonnier de janvier 2001 à décembre 2009.

		Minimum	Maximum	Variance	Ecart-type
Station météorologique de Gourdon	Variabilité totale de l'ETP	-3,33	5,00	1,18	1,09
	Variabilité pour un ETP < 2,5	-3,33	1,71	0,62	0,79
	Variabilité pour un ETP > 2,5	-2,59	5,00	1,45	1,21
Formule de Oudin et al. (2005)	Variabilité totale de l'ETP	-1,71	2,12	0,29	0,54
	Variabilité pour un ETP < 2,5	-1,58	0,97	0,18	0,43
	Variabilité pour un ETP > 2,5	-1,71	2,12	0,39	0,62

La chronique d'ETP calculée par la formule de Oudin *et al.* (2005) est nettement moins variable que celle de la station météorologique de Gourdon (Tableau 3.4). Une fois de plus, les variations d'ETP pour les faibles ETP sont moins importantes que pour les fortes ETP.

Comme il a été mentionné précédemment, les chroniques d’ETP seront reconstituées à partir de la formule de Oudin et al. (2005). En cas d’absence de mesure de températures à Lascaux, du 15 novembre 2011 au 31 août 2012, la chronique d’ETP de Lascaux sera consolidée avec celle issue de la station de Gourdon.

3.2. Approche théorique de la structure du modèle réservoir de cette étude

Cette section présente les modèles réservoirs dans leurs aspects théoriques. Dans un premier temps, la structure du modèle mis en place par Fleury *et al.* (2007) – largement répandu de nos jours – est abordée. L’émergence du SAS 1 a fait l’objet d’une utilisation antérieure par Lopez (2009). Une comparaison avec une autre structure de modèle, employant cette fois les équations de Coutagne (1948), sera proposée à la suite de laquelle ces dernières équations seront appliquées pour les faire correspondre à une fonction de transfert d’un modèle réservoirs.

3.2.1. Modèles dont la fonction de transfert est décrite par deux réservoirs

L’utilisation de modèles réservoirs dans la modélisation des débits des systèmes karstiques s’est généralisée depuis les travaux de Fleury *et al.* (2007). Ils sont construits autour de deux fonctions : l’une de production et l’autre de transfert. Chacune d’elle est représentée par un réservoir spécifique régit par différentes équations. De nombreux modèles sont créés à partir de la formule de Maillet (§ 1.5.2.2).

La fonction de production est assimilable à un réservoir « sol ». Ses équations sont centrées sur des paramètres tant climatiques que caractéristiques du réservoir. Les hauteurs de pluie précipitées (P , en mm), l’évapotranspiration (ET , en mm) ainsi que la hauteur d’eau retenue dans le réservoir (H_{sol} , en mm), sont considérées. Ce réservoir est un réservoir à débordement : en dessous d’un certain seuil (H_{sol_max} , en mm), les quantités d’eau ne sont pas transmises au reste du

système. Cependant, ces quantités vont tout de même varier par l'intermédiaire de l'évapotranspiration qui va diminuer la hauteur d'eau dans ce réservoir. Dans le modèle de Fleury *et al.* (2007), les équations mises en jeu pour la fonction de production sont les suivantes :

$$H_{sol}(t) = \max[0; H_{sol}(t-1) + P(t-1) - ET(t-1) - S_{sol}(t-1)] \quad (3.3)$$

Avec :

$$S_{sol}(t) = \max[0; H_{sol}(t) - H_{sol_max}] \quad (3.4)$$

Avec S_{sol} (en mm) l'eau s'écoulant du réservoir sol pour alimenter le reste du système. Ce paramètre représente l'une des composantes de l'infiltration : le signal issu du sol. Il correspond également aux apports alimentant la fonction de transfert évoquée précédemment. Nous pouvons dès à présent noter qu'il est possible de diviser la nature du signal de pluies entrant dans le système sous trois formes :

- La pluie totale : lame d'eau précipitée et mesurée à la station météorologique
- La pluie efficace : lame d'eau de la pluie totale à laquelle est soustraite l'ETP
- La pluie infiltrée : lame d'eau issue du réservoir « sol » et disponible pour la fonction de transfert. Cette pluie « infiltrée » correspond à la part de l'infiltration issue du sol : le signal du sol (Figure 1.3).

Fleury *et al.* (2007) proposaient de distribuer la pluie infiltrée selon deux réservoirs – un lent et un rapide, les deux définissant la fonction de transfert – dont les coefficients de vidanges étaient différents. Les hauteurs d'eau en sortie de ces réservoirs étaient par la suite multipliées par une surface pour obtenir des débits.

Lopez (2009) a appliqué cette structure de modèle à l'émergence du SAS 1 de la grotte de Lascaux (§ 3.1.2) aux cycles 2005-2006 et 2006-2007. Cependant certains problèmes subsistaient à la modélisation avec une telle structure, tels que la non restitution de certaines crues.

Qui plus est, l'utilisation de ce type de modèle nécessite la calibration du coefficient de partage des eaux entre le réservoir lent et le réservoir rapide. Le choix de la valeur de ce paramètre peut avoir un impact significatif sur la restitution des débits qui en découlera (Figure

3.14). Considérons l'exemple d'un modèle réservoir dont le réservoir sol possède un seuil H_{sol_max} de 115 mm, des coefficients de vidanges lent et rapide respectivement de $0,017 \text{ j}^{-1}$ et $0,389 \text{ j}^{-1}$, et un coefficient de partage des eaux et une aire variables entre chaque modélisation mais fixes pour une même modélisation. La variation de la valeur du coefficient de partage des eaux, d'une modélisation à l'autre, va entraîner une modification de l'aire nécessaire à la restitution des débits. Dans l'exemple présenté (Figure 3.14), les valeurs de l'aire, selon le coefficient de partage des eaux, sont de 2 220, 1 800 et 1 340 m^2 . Plus la valeur de ce coefficient sera faible, plus l'aire nécessaire à la modélisation des débits sera faible.

Afin de compléter cette première approche de la modélisation des débits de l'émergence du SAS 1, la plate-forme de modélisation KARSTMOD (Jourde *et al.* 2015) a été utilisée. Elle permet la mise en place d'un modèle réservoirs de 1 à 4 réservoirs possédant divers attributs tels que la présence d'un seuil avant le débordement du réservoir sol, l'implémentation d'un débit de fuite, la libération des écoulements issus du réservoir sol/épikarst selon une loi d'hystérésis. L'ensemble des configurations de modèles pouvant correspondre au site d'étude a été envisagé. Toutefois ces modélisations présentaient des limites similaires à celles observées et développées dans le cas de la première modélisation proposée dans ce chapitre (§ 3.3.3.2), à savoir un manque d'apport d'eau par la fonction de production. Comme il l'a été mentionné précédemment, ce point sera plus largement discuté par la suite.

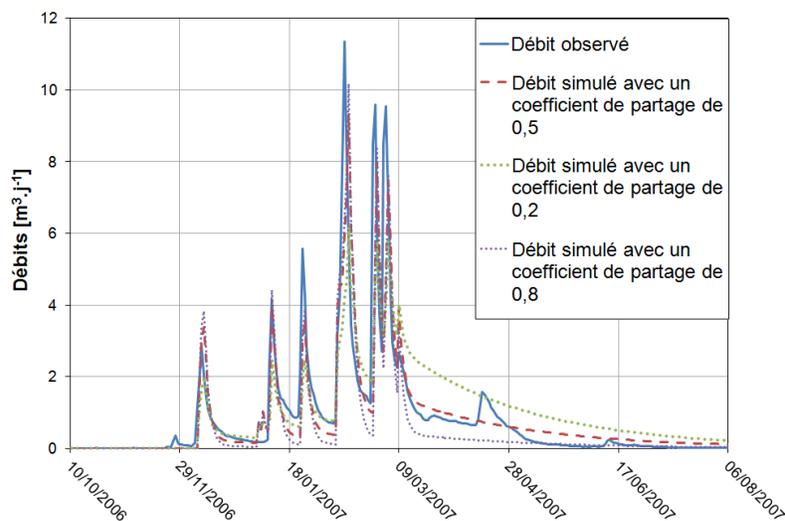


Figure 3.14 : Comparaison d'une modélisation des débits du cycle 2006-2007 à l'émergence du SAS 1 pour différentes valeurs de coefficient de partage des eaux. Pour chaque valeur de ce coefficient, l'aire est déterminée pour que la courbe des débits simulés soit la plus proche de celle des débits mesurés.

Dans le présent document, une modélisation basée sur les équations de Coutagne (1948) est proposée. Elle est basée sur un unique réservoir représentant la fonction de transfert ; elle permet donc de s'affranchir de la détermination du coefficient de partage des eaux. De plus, dans le but de prolonger le travail de Lopez (2009), la modélisation des débits s'effectuera non pas sur deux cycles mais sur huit cycles.

3.2.2. Développement des équations de Coutagne

Les équations de Coutagne (1948) ont été mises en place pour des applications initialement hydrologiques. Elles sont basées sur les travaux de Boussinesq (1904) et permettent de déterminer le débit d'un cours d'eau à la suite d'une crue en prenant en compte le débit en pointe de crue Q_0 et un coefficient de récession α .

L'hypothèse fondatrice de ces formules est, qu'à tout instant, le débit Q , lors d'une récession, est proportionnel à une puissance n du volume S présent dans le système (équation (3.5)) :

$$Q = K \cdot S^n \quad (3.5)$$

Avec K le coefficient de stockage de l'eau dans le système. La constante n est généralement déterminée sur l'intervalle $[0 ; 2]$.

De plus, le débit en récession étant égal à la variation du volume (équation (3.6)), il est possible d'exprimer l'équation (3.5) en fonction de l'équation (3.6) (équation (3.7)).

$$Q(t) = -\frac{dS}{dt} \quad (3.6)$$

$$\frac{dS}{dt} + K \cdot S^n = 0 \quad (3.7)$$

En posant $K = 1/\alpha$, l'équation différentielle (3.7) admet deux solutions en fonction de la valeur de n et qui peuvent être exprimées en fonction du débit Q :

➤ Pour $n = 1$:

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (3.8)$$

➤ Pour $n \neq 1$:

$$Q(t) = Q_0 \cdot [1 + (n-1)\alpha_0 t]^{n/(1-n)} \quad (3.9)$$

Avec α_0 le coefficient de récession en pointe de crue (en j^{-1}), associé au débit Q_0 (en $m^3 \cdot j^{-1}$), et α (en j^{-1}), le coefficient de récession applicable en tout instant t consécutif au pic de crue. Les paramètres α et α_0 sont liés (Coutagne 1948) par la relation (3.10).

$$\alpha(t) = \frac{\alpha_0}{1 + (n-1)\alpha_0 t} \quad (3.10)$$

En remplaçant le paramètre α_0 dans l'équation (3.9) par son expression dans l'équation (3.10), l'expression du débit à tout instant t devient :

$$Q(t) = Q(t-1) \cdot [1 + (n-1)\alpha(t-1) \cdot \Delta t]^{n/(1-n)} \quad (3.11)$$

L'équation (3.11) est une expression générale de l'évolution du volume d'eau dans le système en fonction du temps. En effet, pour une valeur de $n = 1$, la relation obtenue correspond à celle utilisée par Maillet (1905). Drogue (1972) estima, sur les débits d'un ensemble de sources, que $n = 3/2$ était la valeur statistiquement la plus représentative pour décrire la forme de la courbe de décrue, 58 des 100 sources étudiées étant associées à cette valeur. Toutefois, Singh (1969) et Padilla *et al.* (1994) ont constaté que, majoritairement, la valeur $n = 2$ permettait une meilleure description des courbes de décrues de leurs sources.

Les équations de Coutagne permettent une adaptation des modèles de décrues à de nombreux systèmes de par la calibration de la valeur des paramètres n et α_0 . De plus, elles expriment la fonction de transfert par un unique réservoir contrairement à des modèles nécessitant un réservoir lent associé à un réservoir rapide (Fleury *et al.* 2007). De ce fait, dans cette étude, ces relations seront employées.

3.2.3. Extension des équations de Coutagne à la modélisation par modèle réservoirs

L'étude proposée dans ce document propose une modélisation des débits d'une émergence par l'utilisation d'un modèle réservoirs basé, entre autre, sur les équations généralisées de Coutagne. Ce présent paragraphe détaille la structure du modèle employé.

Après avoir défini la lame d'eau percolant à travers le sol (S_{sol}) (§ 3.2.1), il devient alors possible de définir la hauteur d'eau (H_{res}) (équation (3.12)) ainsi que le volume d'eau (V_{res}) (équation (3.13)) dans le réservoir soumis aux formules de Coutagne.

$$H_{res}(t) = \max[0; H_{res}(t-1) + S_{sol}(t-1) - S_{res}(t-1)] \quad (3.12)$$

$$V_{res}(t) = \max\left[0; \frac{H_{res}(t)}{1000}\right] \times A \quad (3.13)$$

Avec A l'aire de l'impluvium du système et S_{res} les hauteurs d'eau en sortie du réservoir représentant la fonction de transfert. Ces hauteurs d'eau sont, par la suite, converties en débits en utilisant la relation (3.14).

$$Q_{sim}(t) = V_{res}(t) \times \alpha(t) \quad (3.14)$$

La hauteur d'eau et S_{res} sortant alors du système est :

$$S_{res}(t) = \max \left[0; \frac{Q_{sim}(t) \times 1000}{A} \right] \quad (3.15)$$

Les unités à appliquer dans les équations de (3.12) à (3.15), pour leurs utilisations telles qu'elles, sont données dans le Tableau 3.5.

Tableau 3.5 : Index des unités à utiliser pour l'application des formules (3.12) à (3.15)

	Unités
Hauteur d'eau (H_{res})	mm
Hauteur d'eau en sortie (S_{sol} / S_{res})	mm
Aire de l'impluvium (A)	m ²
Volume dans le réservoir (V_{res})	m ³
Coefficient de récession (α)	j ⁻¹
Débit simulé (Q_{sim})	m ³ .j ⁻¹

Padilla et Pulido-Bosch (2008) ont proposé un modèle issu des équations de Coutagne. Toutefois, certaines différences existent vis-à-vis du modèle développé dans cette partie. En effet, ces auteurs considèrent les paramètres Q_0 et α_0 comme constants tout au long des cycles et des années. De plus, lors des simulations, les récessions étaient le mieux retranscrites pour un paramètre n égal à 1. De ce fait, le paramètre α était lui aussi constant (équation (3.10)). Concernant la hauteur de pluie infiltrée dans le système, Padilla et Pulido-Bosch (2008) l'ont calculée en multipliant la hauteur de pluie précipitée moins l'évapotranspiration par un paramètre de pondération. Ces divers éléments ayant trait à la structure du modèle seront, dans ce présent document, traités différemment (§ 3.3).

3.2.4. Analyse du débit de l'émergence du SAS 1

L'émergence du SAS 1 est un écoulement épikarstique non pérenne. Dans cette partie, une modélisation de ses débits de 2001 à 2015 (Figure 3.5) est proposée. Le débit moyen, au cours de cette période, est de 0,74 m³.j⁻¹.

Dans le but d'appliquer un modèle réservoir à ce site, la première étape est l'analyse des décrues pour en extraire les paramètres Q_0 , n et α_0 nécessaires à l'utilisation des formules de Coutagne (§ 3.2.2). Drogue (1972) préconise, dans l'étude des décrues, de ne considérer que celles dont la durée est supérieure ou égale à 20 jours. Sur la période traitée, huit crues répondent à ce critère. Une neuvième, celle débutant le 18 janvier 2008, a été ajoutée, bien que son nombre de jours soit légèrement inférieur à 20, en raison des valeurs similaires des paramètres Q_0 , n et α_0 . Pour chaque décrue, les paramètres n et α_0 ont été calibrés pour que la courbe modélisée avec l'équation (3.9) soit la plus similaire à celle observée. Leurs valeurs, pour chaque décrue, sont consignées dans le Tableau 3.6.

La quasi-totalité des décrues du Tableau 3.6 sont caractérisées par un paramètre $n = 2$ à l'exception de la décrue débutant le 16 avril 2007. De ce fait, les Q_0 et α_0 de cette décrue, bien que semblant cohérents avec les valeurs des autres décrues, ne seront pas considérés par la suite. Les débits initiaux Q_0 et les coefficients α_0 prennent leurs valeurs respectivement dans les intervalles [1,37 ; 20,76] et [0,054 ; 0,579]. Globalement, plus le débit initial augmente, plus α_0 augmente. La Figure 3.15 exprime le paramètre α_0 en fonction du débit de pointe de crue Q_0 .

Tableau 3.6 : Date de début et de fin des décrues supérieures à 20 jours et valeurs des paramètres Q_0 , α_0 et n associés. La décrue du 18 janvier 2008 a été ajoutée bien que son nombre de jours soit légèrement inférieur à 20.

Date du pic de crue	Date de fin de décrue	Q_0 [m ³ .j ⁻¹]	α_0 [j ⁻¹]	n
04/02/2003	02/03/2003	20,76	0,579	2
27/01/2004	22/02/2004	8,98	0,208	2
15/02/2005	22/03/2005	1,37	0,054	2
01/04/2006	08/05/2006	5,16	0,212	2
09/12/2006	08/01/2007	2,88	0,183	2
16/04/2007	12/06/2007	1,57	0,081	1
18/01/2008	02/02/2008	10,44	0,395	2
07/02/2008	05/03/2008	2,17	0,090	2
26/05/2008	20/08/2008	19,60	0,301	2

Sur la Figure 3.15, à l'exception de deux décrues – celles débutant les 27 janvier 2004 et 26 mai 2008 – les points représentant les décrues se répartissent selon une tendance assimilable à un polynôme du deuxième degré d'équation :

$$\alpha_0 = -0.001 \times Q_0^2 + 0.0474 \times Q_0 + 0.0071 \quad (3.16)$$

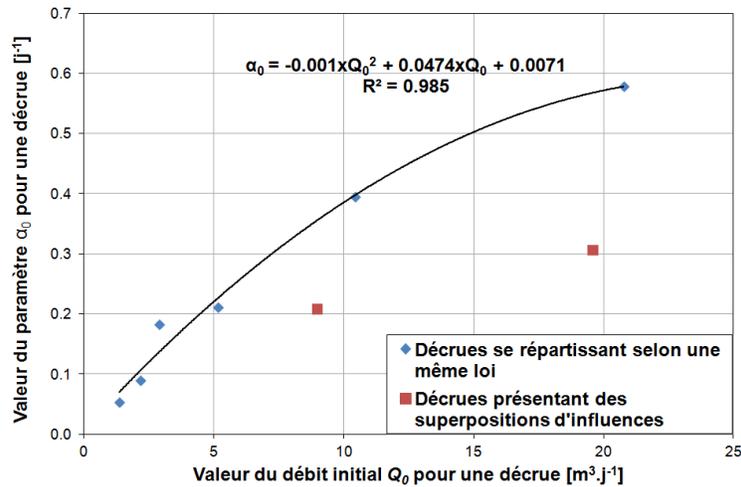


Figure 3.15 : Représentation du paramètre α_0 en fonction du débit initial Q_0

Lors d'une crue, plus le volume d'eau dans le système sera important, plus le débit résultant, pour un même coefficient de récession, sera important. La relation (3.14) indique que le coefficient de récession en pic de crue peut, lui-même, dépendre du volume dans le système. Plus le volume d'eau dans le système sera important, plus la quantité d'eau drainée par des zones les plus transmissives – qui ne pourraient être atteintes si le volume était plus faible – augmentera. L'accroissement des zones transmissives qu'empruntent les écoulements, entraînera alors des vitesses de transferts des eaux supérieures. Il s'en suit que les coefficients de récession en pic de crue seront plus importants.

La courbe de la Figure 3.15 semble tendre vers une asymptote proche d'un $\alpha_0 = 0,6$, valeur qui serait celle du coefficient de vidange maximal de ce système. En théorie, le paramètre α_0 est nul lorsque Q_0 l'est. La quantité « 0,0071 » de l'équation (3.16) a cependant été conservée afin de permettre, par la suite (§ 3.3), l'initialisation des calculs lors de la modélisation des débits. Deux décrues ne sont pas caractérisées par cette relation liant α_0 et Q_0 . Elles se sont produites immédiatement après des crues antérieures : seuls un à deux jours séparent deux crues

consécutives. Il est alors probable que le système soit encore sous l'influence du premier évènement de crue. Il y aurait alors superposition des influences et le coefficient de récession résultant ne serait pas représentatif du système.

Comme il a été évoqué précédemment (§ 3.2.3), Padilla et Pulido-Bosch (2008) ont considéré des valeurs uniques des paramètres α_0 et Q_0 . A la vue des intervalles de variations de ces derniers pour les débits de l'écoulement du SAS 1, cette hypothèse ne sera pas conservée dans ce travail (§ 3.3.3). Ainsi, à chaque pic de crue, la valeur de débit de pointe de crue sera ré-estimée et le coefficient α_0 recalculé à partir de l'équation (3.16).

3.2.5. La dépendance pluie-débit : utilisation du corrélogramme croisé

La pluie constitue le signal d'entrée dans le sol (Figure 1.3). Des variations de débits en sortie d'un système karstique, outre celles issues de la fonction de transfert, traduisent une modification des volumes d'eau infiltrés au cours du temps. Ainsi, une relation de dépendance existe entre les précipitations s'infiltrant sur l'impluvium d'un système et le débit en sortie de ce dernier.

Il convient alors de caractériser cette relation liant ces deux paramètres par le biais, par exemple, d'analyses corrélatrices. Le recours à ces outils de traitements des signaux en hydrologie et hydrogéologie a été généralisé par Box et Jenkins (1974), Delhomme (1976) et Mangin (1984). Dès lors, il est usuel d'étudier la corrélation entre deux variables en utilisant un corrélogramme croisé. Elle permet par la suite d'obtenir un temps de décalage entre l'influence du signal de précipitations sur le signal des débits. La connaissance de ce temps permet une meilleure conception du modèle utilisé pour la reconstitution des débits. En effet, plus ce temps de décalage entre des précipitations et les débits simulés par le modèle sera proche du temps entre une pluie et son influence sur les débits observés, plus les débits simulés pourront être en adéquation avec des débits observés.

Soient X et Y des processus représentant respectivement les variables d'entrée et de sortie d'un système. Les valeurs de ces paramètres – $\{x_1, x_2, x_3, \dots, x_n\}$ et $\{y_1, y_2, y_3, \dots, y_n\}$ – sont

considérées comme étant espacées d'un pas constant. La dépendance de Y à X est étudiée par la corrélation entre x_i et y_{i+k} , où k représente un décalage temporel entre les deux signaux ($k \in \mathbb{N}$). Il est alors possible de qualifier non seulement le décalage k de corrélation entre les deux séries mais aussi la valeur de la corrélation (r_{xy}) en fonction de ce décalage (équation (3.17)).

$$r_{xy} = \frac{C_{xy}(k)}{\sqrt{C_x(0) \times C_y(0)}} \quad (3.17)$$

Avec $C_{xy}(k)$ la fonction d'intercorrélation pour $k > 0$ (équation (3.18)) et $C_x(0)$ $C_y(0)$ les coefficients d'autocorrélation des variables X et Y pour $k = 0$ (équation (3.19)).

$$C_{xy} = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - x_m) \cdot (y_{i+k} - y_m) \quad (3.18)$$

Avec k prenant ses valeurs dans l'intervalle $[0 ; m]$ et m la troncature. Mangin (1984) recommande d'opter pour une valeur de m égale à $n/3$.

$$C_z(0) = \frac{1}{n} \times \sum (z_i - z_m)^2 = \text{var}(Z) \quad (3.19)$$

Avec Z la série considérée (X ou Y) et z les valeurs de ce paramètres (x ou y).

La valeur maximale du paramètre r_{xy} constituera le maximum d'intercorrélation entre les variables X et Y. La valeur de k pour laquelle r_{xy} est maximale correspond au décalage pour lequel les variables sont corrélées, ce qui, dans le présent travail, correspondrait au temps nécessaire à un évènement pluvieux pour entraîner une modification dans le débit d'une source. Ce temps est donc un temps de réponse du débit à une sollicitation pluvieuse.

Les hauteurs d'eau précipitée sur l'impluvium d'un système correspondent au signal d'entrée dans un système karstique. Toutefois, comme mentionné précédemment (§ 1.3.3, § 3.2.1), cette pluie totale peut être soumise à des phénomènes d'évapotranspiration que ce soit lors de son stockage dans le sol ou antérieurement. Compte tenu des modifications pouvant être engendrées

par l'ETP, une comparaison entre les temps de réponse en fonction de la pluie totale ou de la efficace, jusqu'à l'exutoire du SAS 1, est effectuée dans ce document (Tableau 3.7).

Tableau 3.7 : Temps de réponse et valeur maximale de la corrélation entre la pluie totale ou la pluie efficace et le débit à l'émergence du SAS 1

Cycle	Temps de réponse entre la pluie totale et le débit [en jour]	Valeur maximale de la corrélation entre la pluie totale et le débit [sans unité]	Temps de réponse entre la pluie efficace et le débit [en jour]	Valeur maximale de la corrélation entre la pluie efficace et le débit [sans unité]
2001-2002	2	0,35	2	0,30
2002-2003	1	0,35	1	0,37
2003-2004	1	0,44	1	0,44
2004-2005	2	0,57	2	0,54
2005-2006	2	0,54	2	0,53
2006-2007	2	0,41	2	0,43
2007-2008	1	0,61	1	0,59
2008-2009	1	0,44	1	0,43

Lopez (2009) avait déterminé des temps de réponse pour l'émergence du SAS 1. Toutefois, son étude ne couvrant pas l'intégralité de la période ici traitée, le Tableau 3.7 consigne des temps de réponse déjà calculés par Lopez (2009) adjoints des cycles permettant de compléter la période désirée, et ce, en considérant la pluie totale ou la pluie efficace.

Bien que l'ETP puisse engendrer des modifications dans le signal d'entrée du système karstique, cette grandeur n'influe pas sur les temps de réponse du débit à une sollicitation pluvieuse (Tableau 3.7). Qui plus est, les coefficients de corrélation, quel que soit le signal de pluie considéré, sont similaires.

3.3. Modélisation des débits de l'émergence du SAS 1

Dans cette section, une modélisation des débits du SAS 1 est proposée. Dans un premier temps les critères d'erreurs considérés pour la modélisation des débits seront présentés ainsi que l'algorithme d'optimisation des valeurs des paramètres recherchés (ces derniers seront précisés par la suite). Différents types de structures de modèles seront postérieurement exposés afin de définir une structure répondant le mieux aux attentes de reconstitution des débits. Pour chaque structure, une analyse complémentaire de l'infiltration sera effectuée, en fonction du type de signal de pluies considéré (§ 3.2.1), par le biais de l'aire nécessaire à la modélisation des débits. En écho aux dénominations utilisées pour caractériser le type du signal de pluies – pluies « totales », « efficaces » (hauteur de pluie soustraite de l'évapotranspiration appliquée au modèle) et « infiltrée » (hauteur d'eau issue du sol) – les aires qui leur sont associées seront qualifiées de « totales », « efficaces » et « d'infiltrations ». Ces aires seront calculées à partir du ratio du volume d'eau réellement écoulé depuis le début du cycle de calibration de l'émergence du SAS 1, jusqu'à la fin des écoulements, par rapport à la quantité d'eau issue d'un type de pluie (totale, efficace ou infiltrée). Dans ce document, il sera considéré que la période de calibration des modèles débute en septembre (§ 3.3.4.4).

3.3.1. Comparaison entre les valeurs observées et simulées : le critère d'erreur

La modélisation des débits d'une source peut s'effectuer sous de nombreuses formes (§ 1.5.2.2). Toutefois, une nécessité est commune à l'ensemble de ces méthodes : l'évaluation de la qualité de la simulation vis-à-vis des valeurs réellement observées. Bennett *et al.* (2013) ont décrit et synthétisé nombre de ces méthodes. L'estimation des erreurs de modélisation est couramment faite en utilisant le critère d'erreur de Nash-Sutcliffe (NS_{Erreur}) (Nash et Sutcliffe 1970, Fleury *et al.* 2007, Charlier *et al.* 2012, Hartmann *et al.* 2013). Ce critère (équation (3.20)) permet de décrire la variance du modèle vis-à-vis de celle des mesures réalisées. Cependant, dans la mesure où il compare la variance de deux séries de données, il n'est pas possible de comparer les valeurs de ce critère sur deux cycles hydrologiques différents. De plus, ce critère a tendance à

favoriser la conformité de la courbe des débits simulés, comparée à celle des débits mesurés, pour les fortes valeurs de débits au détriment des plus faibles.

$$NS_{\text{Erreur}} = 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (Q_{\text{obs}}(t) - Q_{\text{sim}}(t))^2}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (Q_{\text{obs}}(t) - \overline{Q_{\text{obs}}})^2} \quad (3.20)$$

Avec Q_{sim} la valeur du débit modélisé, Q_{obs} celle du débit observé, t le temps et n le nombre d'individus.

Une valeur de 1 de ce critère traduit une correspondance parfaite entre les valeurs modélisées et celles observées. Plus la valeur du critère diminue – celle-ci pouvant être négative – plus la qualité de la modélisation est médiocre.

Dans le présent document, la modélisation des débits se propose de retranscrire au mieux non seulement la forme générale de l'hydrogramme de l'émergence du SAS 1 mais aussi le volume d'eau sortant du système. Pour cela, le critère d'erreur sélectionné permettant l'optimisation des résultats sera celui de Nash-Sutcliffe mais sera complété par un critère basé sur une comparaison des aires sous les courbes des hydrogrammes. Ce critère est identifié sous le nom anglais de « Balance Error » (*BE*) et est décrit par l'équation (3.21). Il permet la comparaison des volumes écoulés simulés par rapport aux volumes écoulés mesurés en sortie du système. A l'inverse du critère de Nash, qui est basé sur la variance de la série de donnée, ce paramètre, peut être comparé sur différents cycles hydrologiques.

$$BE = 1 - \left| \frac{\sum_{t=1}^n Q_{\text{sim}}(t) - Q_{\text{obs}}(t)}{\sum_{t=1}^n Q_{\text{obs}}(t)} \right| \quad (3.21)$$

Une valeur de ce critère d'erreur proche de 1 représentera une modélisation parfaite des débits tandis que plus sa valeur sera faible, plus la modélisation sera éloignée de la réalité.

3.3.2. Algorithme recuit simulé

Le recuit simulé (« *simulated annealing* » en anglais) est un algorithme d'optimisation (Kirkpatrick *et al.* 1983) dérivé de l'algorithme mis en place par Metropolis *et al.* (1953). La conception de ces algorithmes est analogue au comportement des molécules lors du refroidissement d'un métal. En effet, des recherches dans le domaine de la métallurgie ont permis d'observer que la position des atomes lors d'un refroidissement brutal d'un métal n'était pas nécessairement la configuration permettant au composé d'avoir la structure la plus solide. Il atteint alors un minimum local d'énergie ne correspondant pas au minimum absolu d'énergie que le système peut rejoindre. Cependant, si le refroidissement s'effectue progressivement, la position des atomes tendra vers la configuration optimale et le minimum absolu d'énergie.

Par analogie avec le refroidissement d'un métal, si la recherche de la solution d'un système d'équations s'effectue à une « température constante »⁷, celle solution risque de correspondre à un optimum local et non à un optimum absolu. Le fait de diminuer progressivement « la température » permet de considérer l'ensemble des solutions et ainsi de converger vers l'optimum absolu.

Pour une température donnée, une solution du système est identifiée à laquelle est associée une énergie. Dans le cas d'une optimisation des valeurs des paramètres par une fonction coût, cette énergie équivaut à une erreur de modélisation (§ 3.3.1). Une nouvelle solution du système va être déterminée engendrant une variation ΔE de l'énergie. Si $\Delta E \leq 0$, la modification de la solution est acceptée. Dans le cas contraire, une probabilité d'acceptation $P(\Delta E)$ va être définie (équation (3.22)).

$$P(\Delta E) = \exp\left(-\frac{\Delta E}{k_B T}\right) \quad (3.22)$$

Avec k_B une constante (originellement la constante de Boltzmann) et T la température.

⁷ Par analogie avec le refroidissement d'un métal, le terme de « température » est employé. L'utilisation de ce terme est expliquée par la suite.

Parmi une distribution normale, un nombre entre 0 et 1 va être défini aléatoirement puis comparé à $P(\Delta E)$. S'il est inférieur à $P(\Delta E)$ alors la nouvelle solution est conservée sinon la solution initiale est maintenue. Le processus est alors reproduit durant N itérations. Une fois ces N itérations effectuées, la « température » est abaissée et le processus est reproduit. L'abaissement de la « température » va entraîner une diminution de la probabilité d'acceptation d'une variation d'énergie inférieure à zéro.

Cette méthode d'optimisation est une variante de la méthode Monte Carlo qui permet d'effectuer un tirage aléatoire d'une valeur d'un paramètre au sein d'un intervalle défini. L'utilisation du recuit simulé a deux avantages principaux comparée à la méthode sus-citée. Le premier est un gain dans le temps de calcul pour obtenir la valeur optimale du paramètre, ou du jeu de paramètres, recherché. Le second est lié à l'introduction de la probabilité d'acceptation. Elle permet de considérer les valeurs qui pourraient s'éloigner d'une amélioration du critère d'erreur afin de poursuivre la recherche d'autres solutions et ainsi réduire le risque de converger vers une solution correspondant à un minimum local de la fonction objectif et non absolu.

3.3.3. Application des équations de Coutagne à la modélisation des débits de l'émergence du SAS 1

3.3.3.1. Etablissement de la structure : modifications initiales et détermination du paramètre α_0

Une modélisation des débits de l'émergence du SAS 1 du site de Lascaux est à présent proposée. Il a pu être observé par l'analyse des corrélogrammes des pluies – totales ou efficaces – (§ 3.2.5) qu'un décalage de 1 à 2 jours existait entre l'occurrence de précipitations et leur influence sur le débit à l'exutoire. Dans le but de conserver une homogénéité du modèle de cycle en cycle, l'utilisation d'un jour de décalage entre les signaux d'entrée et de sortie du système a été choisie. Les deux équations des fonctions de production de Fleury *et al.* (2007) (équations (3.3) et (3.4)) et de transfert de Coutagne (équations (3.10) et (3.11)) sont basées sur une détermination de paramètres au temps t à partir des données identifiées au temps $t-1$. De ce fait, elles introduisent chacune un jour de délai entre les signaux d'entrée et de sortie. Afin de réduire

ce délai de 2 à 1 jour, les équations gouvernant la fonction de production sont modifiées (équations (3.23) et (3.24)) pour qu'une pluie à l'instant t induise une sortie en ce même instant t en fonction de la teneur en eau dans le réservoir « sol » à ce moment t ; et non plus au temps $t-1$ tels que Fleury *et al.* (2007) l'avaient formulé.

$$H_{\text{sol}}(t) = \max[0; H_{\text{sol}}(t-1) + P(t) - \text{ETP}(t) - S_{\text{sol}}(t)] \quad (3.23)$$

$$S_{\text{sol}}(t) = \max[0; H_{\text{sol}}(t-1) + P(t) - \text{ETP}(t) - H_{\text{sol_max}}] \quad (3.24)$$

La fonction de transfert de ce modèle est construite autour d'un réservoir fondé sur les équations de Coutagne telles que décrites dans le (§ 3.2.2), sur le calcul des débits exposé dans le § 3.2.3 et avec un paramètre α_0 variable (§ 3.2.4). La succession des phases de crues et de décrues d'un hydrogramme nécessite différentes méthodes pour la détermination de α_0 . Il est défini à partir de la valeur d'un débit de crue (équation (3.16)) et s'applique aux valeurs ultérieures tant qu'aucune entrée ne vient perturber le système.

Lorsque qu'une lame d'eau s'infiltré, le volume dans le réservoir régissant la fonction de transfert va augmenter. De ce fait, la valeur du paramètre α_0 augmentera elle aussi. Toutefois, dans ce travail de modélisation, le débit au temps t est la grandeur recherchée. Elle ne peut donc être utilisée pour calculer α_0 au temps t . En combinant les équations (3.14) et (3.16) il est possible d'exprimer le paramètre voulu en fonction du volume au temps t dans le réservoir décrit par la fonction de transfert $V_{\text{res}}(t)$ selon le polynôme suivant :

$$\left(-0.001 \times V_{\text{res}}(t)^2\right) \times \alpha_0(t)^2 + (0.0474 \times V_{\text{res}}(t) - 1) \times \alpha_0(t) + 0.0071 = 0 \quad (3.25)$$

La méthodologie de calcul du paramètre α_0 est alors la suivante. La détermination de sa valeur lors d'une augmentation du volume dans le réservoir régi par les équations de la fonction de transfert est effectuée, pour tout temps t , par le biais de l'équation (3.25). Au temps t suivant l'atteinte de la valeur maximale de volume d'eau dans le réservoir, ce paramètre est recalculé en utilisant l'équation (3.16) avec un débit Q_0 égal au débit précédemment déterminé (temps $t-1$). Le calcul systématique de α_0 lors d'une augmentation du volume d'eau dans le réservoir régi par les équations de la fonction de transfert peut entraîner l'obtention d'un coefficient de récession nettement plus faible que le précédent, ce qui ne serait pas représentatif de l'évolution de la

vidange du système karstique. De ce fait, dans le but d'éviter des « décrochages » brutaux dans les chroniques des coefficients de récession α , une condition supplémentaire est rajoutée (équation (3.26)) :

$$\alpha_0(t)_{\text{utilisé}} = \max[\alpha_0(t)_{\text{calculé}}; \alpha(t-1)] \quad (3.26)$$

Enfin, pour tout autre cas, la valeur du paramètre α_0 au temps t est égale à celle présente au temps $t-1$. Le coefficient de récession est alors calculé en utilisant l'équation (3.10). La structure sus-citée sera nommée, par la suite, « Modèle 1 ». Ce modèle de simulation des débits à l'émergence du SAS 1 de la grotte de Lascaux est inclus dans une procédure de modélisation exposée en Figure 3.16. La structure détaillée du Modèle 1 est représentée en Figure 3.17.

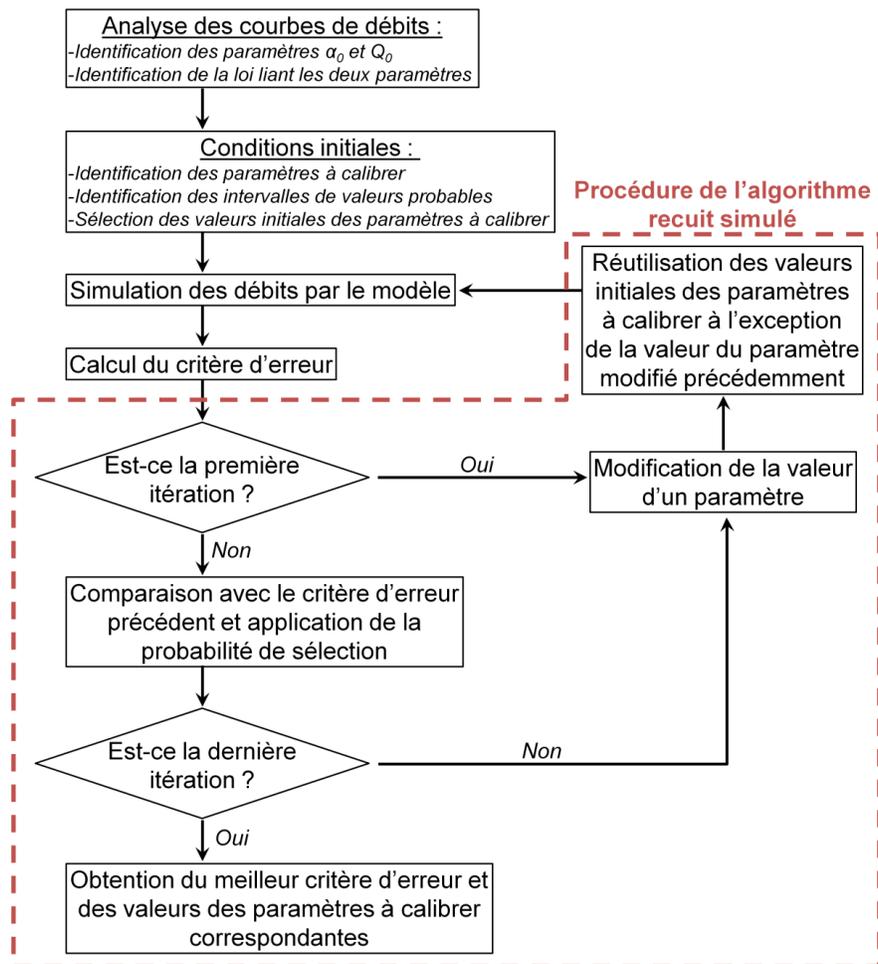


Figure 3.16 : Procédure de modélisation des débits de l'émergence du SAS 1

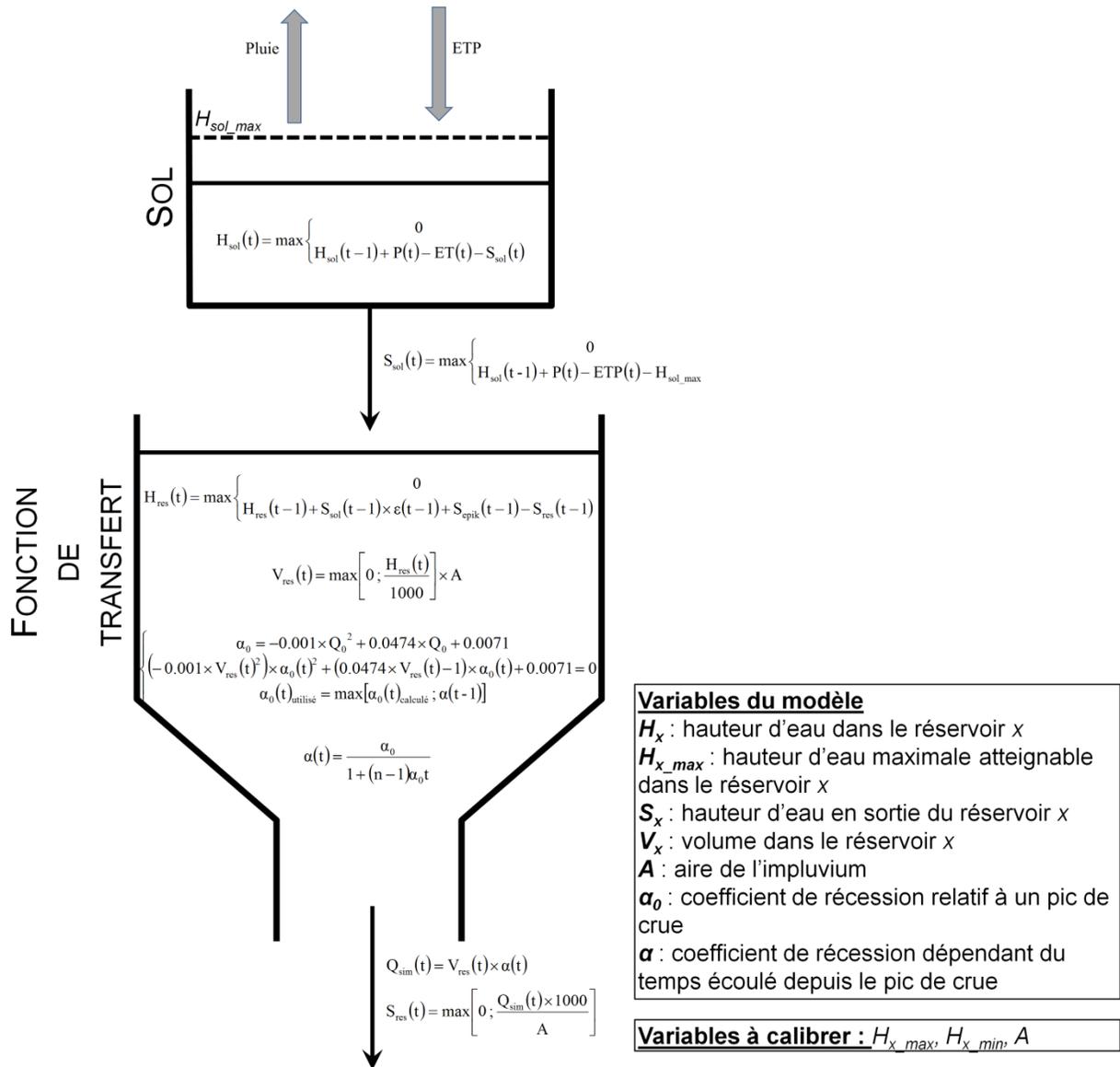


Figure 3.17 : Représentation schématique de la structure et des équations régissant le Modèle 1

3.3.3.2. Résultats des modélisations des débits par le Modèle 1

Le Modèle 1 a été appliqué en utilisant différents cycles de calibration. Pour chaque simulation, la hauteur maximale dans le réservoir « sol » (H_{sol_max}) et l'aire de l'impluvium (A) ont été calibrées selon des intervalles de variations indiqués dans le Tableau 3.8. Les valeurs des paramètres calibrés, quant à elles, sont présentées dans le Tableau 3.9. A ce Tableau 3.9 ont été

ajoutées les valeurs des aires « totales », « efficaces » et « d'infiltrations » (§ 3.3). Seuls les cycles 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007 (Figures 3.18 à 3.21) seront commentés. En effet, les débits de ces cycles, par leurs distributions et leurs volumes écoulés, sont considérés comme pouvant être représentatifs des autres cycles dans les résultats des simulations.

Tableau 3.8 : Intervalles de variations des valeurs des paramètres à calibrer lors de la phase de calibration avec le Modèle 1

Paramètre à calibrer	Intervalle de variation
H_{sol_max} [mm]	[1 ; 200]
Aire [m ²]	[500 ; 3000]

Un net contraste existe entre les premières parties des chroniques des débits simulés des cycles 2003-2004 (Figure 3.18) et 2005-2006 (Figure 3.20) – pour lesquelles le modèle reproduit relativement bien l'allure des débits observés – et les secondes parties – pour lesquelles aucune crue n'est décelée. La première crue du cycle 2003-2004 n'est pas simulée en raison d'un manque de hauteur d'eau dans le réservoir « sol ». La suite de la première partie de la chronique est caractérisée par une restitution de l'ensemble des crues observées avec, toutefois, des erreurs dans les amplitudes de ces dernières.

L'absence de débits simulés dans les secondes parties des chroniques est due à une incapacité de la fonction de production à générer de l'infiltration. Bien que des épisodes pluvieux se produisent au cours de ces périodes, le réservoir « sol » n'atteint pas H_{sol_max} et ne peut donc pas fournir un signal d'entrée à la fonction de transfert. Un abaissement de la valeur du seuil du réservoir « sol » conduirait, au contraire, à une multiplication de crues simulées mais non mesurées.

En observant la Figure 3.19, il est incontestable que le Modèle 1 n'est pas satisfaisant pour modéliser les débits de ce cycle. Les paramètres calibrés sont très différents des cycles décrits précédemment. Bien que H_{sol_max} soit nettement plus faible, cela ne permet pas de générer des pluies infiltrées suffisantes pour simuler des débits à l'émergence. La fonction production est, une fois de plus, l'élément limitant de la modélisation.

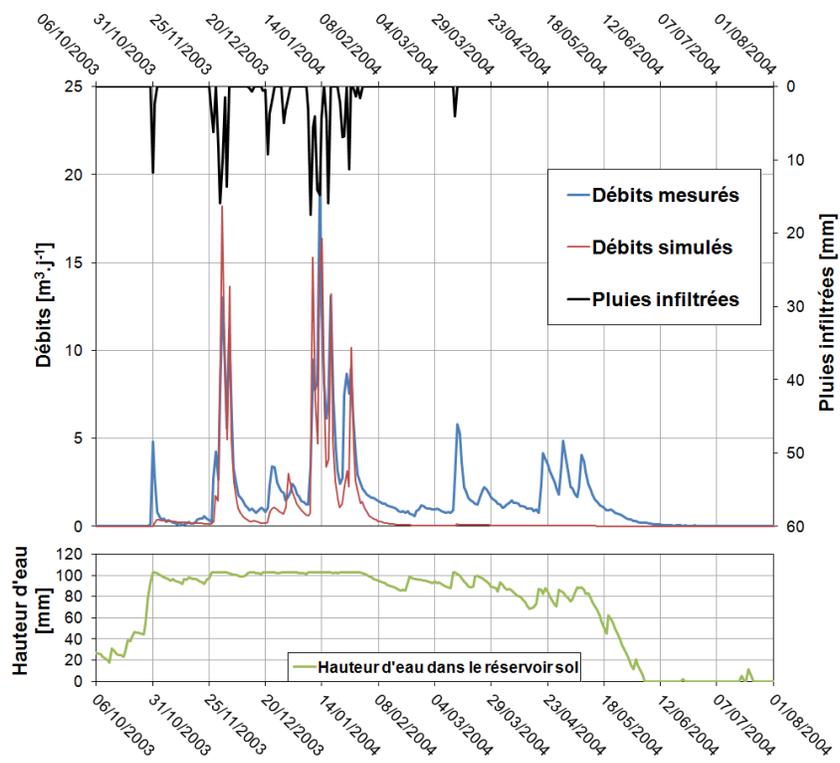


Figure 3.18 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2003-2004

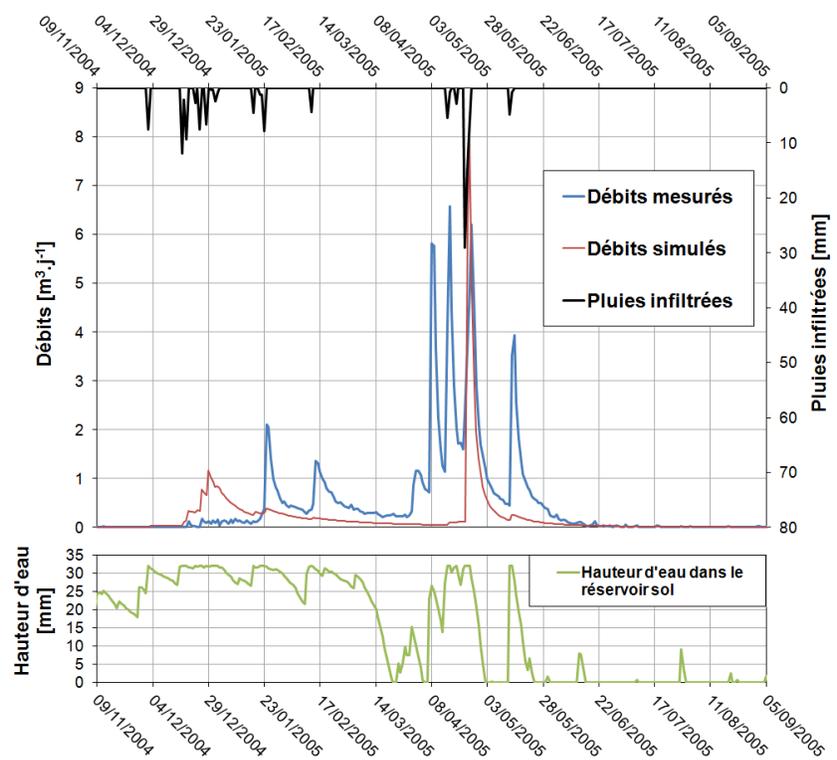


Figure 3.19 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2004-2005

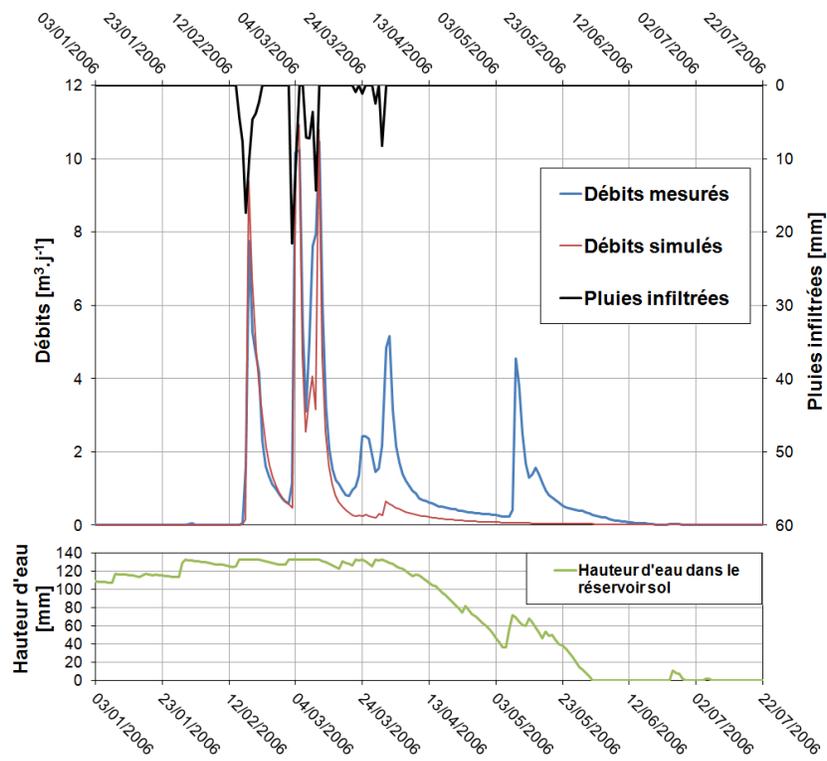


Figure 3.20 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2005-2006

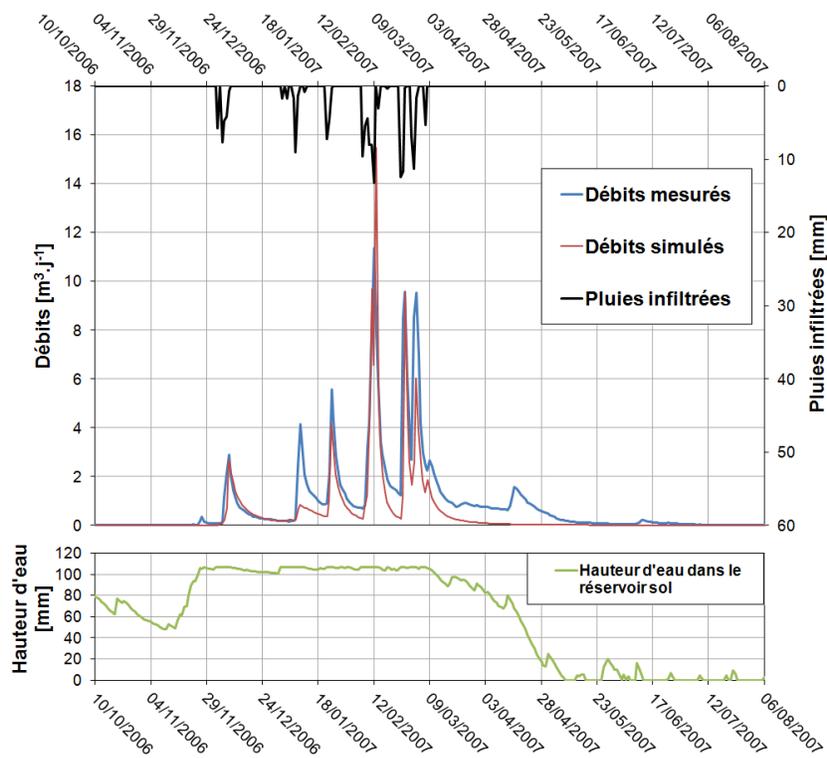


Figure 3.21 : Résultats de la simulation, par le Modèle 1, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2006-2007

Tableau 3.9 : Valeurs, pour chaque cycle de calibration, des paramètres à calibrer pour le Modèle 1 et des critères d'erreurs associés à la modélisation

Paramètre à calibrer	Cycle 2003-2004	Cycle 2004-2005	Cycle 2005-2006	Cycle 2006-2007
H_{sol_max} [mm]	103	32	133	107
Aire calibrée [m ²]	1 099	500	885	998
NS_{Erreur}	0,62	0,15	0,76	0,68
BE	0,48	0,43	0,58	0,58
Aire totale [m ²]	535	260	282	306
Aire efficace [m ²]	750	422	429	504
Aire d'infiltration [m ²]	2 271	1 154	1 513	1 722

Le fait que ce cycle puisse être caractérisé de déficitaire en précipitations – et par conséquent se distingue des autres – peut engendrer une limite dans les capacités du modèle à simuler les débits.

La Figure 3.21 permet de constater une fois de plus que le modèle précédemment proposé n'est pas apte à simuler correctement l'intégralité des crues observées. Les crues du 10 janvier et du 3 mars 2007 sont sous estimées tandis que celle du 13 février est surestimée. De nouveau, la crue finale du cycle (observée le 16 avril 2007) n'est pas simulée malgré la présence de précipitations sur le site.

L'inadéquation du modèle à la restitution des volumes écoulés est aussi visible en comparant les aires (§ 3.3) « totales », « efficaces » et « d'infiltrations » (Tableau 3.9). Tandis que les deux premières aires sont relativement proches pour un même cycle, l'aire « d'infiltration » montre que la mise en place d'un seuil H_{sol_max} dans le sol induit une augmentation significative de l'aire nécessaire pour atteindre, à partir de la pluie infiltrée, les volumes d'eau écoulés à l'exutoire. Plus la hauteur maximale dans le réservoir « sol » est importante, plus la lame d'eau en sortie de ce dernier est faible. Il en découle que l'aire nécessaire à la reconstitution des débits doit être importante.

Il est possible de noter que les valeurs des aires obtenues lors de la calibration du modèle sont inférieures aux aires « d'infiltrations » alors que le signal issu du réservoir « sol » (pour une valeur similaire du paramètre H_{sol_max}) est le même. L'aire issue de la modélisation par le

Modèle 1 est calibrée de manière à ce que les débits simulés correspondent au mieux aux débits observés. Toutefois, cette condition d'optimisation n'est pas basée sur une obtention de la meilleure restitution des volumes écoulés durant le cycle (critère *BE* inférieur à 0,60). Ceci explique alors que les aires « d'infiltrations » soient inférieures aux aires calibrées.

L'application du Modèle 1, modèle défini dans le § 3.3.3.1, montre que la fonction de production, telle qu'elle a été établie, ne permet pas de générer des pluies infiltrées en quantité suffisantes pour que les débits simulés le soient correctement. La raison en est une influence trop importante de l'évapotranspiration potentielle sur la hauteur d'eau dans le réservoir « sol ». L'ETP correspond à une valeur maximale de l'évapotranspiration s'appliquant sur le site. Il semble donc nécessaire d'appliquer des modifications sur l'évapotranspiration, par rapport à l'ETP, pour permettre la génération d'une infiltration à partir de la fonction de production. Il est possible, dès à présent, de noter que, dû fait de la faible pluviosité durant le cycle 2004-2005 (Figure 3.4), ce dernier présente un caractère atypique et ne pourra pas être modélisé de manière satisfaisante. La modélisation réservoir, qui plus est sur de nombreux cycles hydrologiques, tend à modéliser un comportement moyen des écoulements karstiques. Ainsi, la faible pluviosité durant le cycle 2004-2005 conduirait à des écoulements possédant des comportements particuliers et ne pouvant alors pas être convenablement modélisés. De tels comportements atypiques pourraient être en lien avec des saturations différentielles du sol ne permettant pas de maintenir une continuité hydraulique constante ou encore des percolations lentes dans le sol non prises en compte.

3.3.4. Etude de la fonction de production

3.3.4.1. Estimation de l'évapotranspiration effective sur le site de Lascaux

La génération du signal de sortie de la fonction de production décrite dans le § 3.3.3.1 n'est pas suffisante pour permettre une modélisation satisfaisante des débits de l'émergence du SAS 1. La raison en est une trop grande diminution, par l'ETP, de la hauteur d'eau dans le réservoir régi par cette fonction.

L'ETP représente la quantité d'eau qui pourrait être évapotranspirée pour une quantité et une disponibilité illimitées de l'eau dans le sol. Elle représente donc une valeur maximale de l'ETR pour des conditions climatiques et de végétation données.

Dans cette étude il semble impossible d'utiliser les données d'ETP, au lieu de l'ETR, comme cela a pu être le cas dans des études antérieures (Fleury *et al.* 2007, Streetly 2008, Tritz *et al.* 2011, Charlier *et al.* 2012). Il est nécessaire d'estimer l'évapotranspiration effective sur le site de Lascaux pour que les valeurs d'évapotranspiration appliquées au modèle tendent le plus possible vers une évapotranspiration réelle. Ceci aura pour conséquence la diminution de l'évapotranspiration et, par extension, une moins grande perte d'eau dans le réservoir « sol » due à ce paramètre.

Certains auteurs prennent en compte une relation linéaire entre ETP et ETR en fonction de la saturation du réservoir « sol » (Hartmann *et al.* 2012). Dans l'étude ici proposée, les estimations de l'évaporation effective seront effectuées en tenant compte de l'équation (3.27) dérivée d'une formule préalablement utilisée par Mintz et Walker (1993) et Tuttle et Salvucci (2012).

$$ET(t) = ETP(t) \times (1 - e^{-\beta \cdot H_{sol}(t-1)}) \quad (3.27)$$

Avec β un coefficient à déterminer (en mm^{-1}), $H_{sol}(t)$ et $ETP(t)$ respectivement la hauteur d'eau dans le réservoir « sol » (en mm) et l'évapotranspiration potentielle (en mm) au temps t .

L'équation (3.27) est fondée sur l'hypothèse d'une corrélation entre l'évapotranspiration et la quantité d'eau disponible dans le compartiment subissant ce phénomène et que cette quantité d'eau est elle-même fortement corrélée aux débits mesurés en sortie du système. Dans leur étude, Tuttle et Salvucci (2012) ne considèrent pas une hauteur dans un réservoir « sol », mais un volume dans un réservoir pouvant être impacté par l'évapotranspiration. Ce réservoir est assimilé à un réservoir contenant aussi bien les eaux du sol que des eaux souterraines sub-superficielles.

Dans le modèle présenté dans ce document, le fait que l'évapotranspiration n'ait d'influence que sur la quantité d'eau dans le sol est pris comme hypothèse.

L'estimation de l'évapotranspiration effective, présentée ci-dessus, a été implémentée dans le Modèle 1 afin de définir une nouvelle structure dès lors dénommée Modèle 2.

3.3.4.2. Etude de l'influence du paramètre β sur le signal annuel d'évapotranspiration

En préambule à l'application de la formule (3.27) dans le Modèle 2, une étude de l'influence du paramètre β , sur l'ETP du cycle de 2003-2004, est ici proposée. Pour ce faire, un réservoir « sol » théorique possédant un seuil de 100 mm, initialement rempli, est considéré. Six valeurs du coefficient β sont appliquées à l'ETP (Figure 3.22).

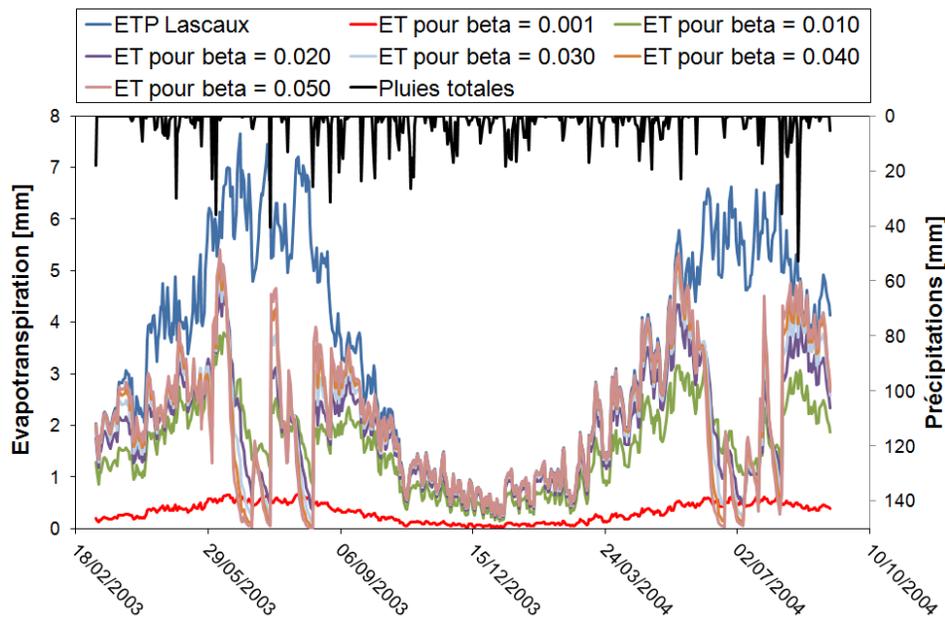


Figure 3.22 : Evolution de l'évapotranspiration en fonction de la valeur du coefficient β

Selon la valeur choisie pour ce coefficient, l'estimation de l'évapotranspiration (ET) peut être variable. Pour des valeurs de β inférieures à 0,010, les variations de l'ET, en fonction de β , sont importantes, tandis qu'elles sont nettement plus faibles pour des valeurs supérieures à 0,010, bien qu'existantes. La chronique correspondant à une valeur de β de 0,001 minimise à outrance les effets de l'ETP allant jusqu'à annihiler cette dernière en la maintenant constamment inférieure à 1 mm. Pour des valeurs de β supérieures à 0,010, l'ET prend les mêmes valeurs que l'ETP pour des périodes s'étendant d'octobre à mi-avril. Dès lors, l'ET possède des valeurs nettement inférieures à celles de l'ETP. Cela est le résultat de pluies printanières et estivales peu abondantes : celles-ci ne sont pas en mesure de combler l'extraction d'eau du réservoir sol par l'évapotranspiration. Il en découle une diminution de la hauteur d'eau dans le réservoir « sol »

provoquant une diminution, par l'équation (3.27), des valeurs de l'évapotranspiration. Ces dernières recommencent à augmenter lorsque les pluies deviennent plus fréquentes et permettent un remplissage du réservoir « sol ».

L'estimation de l'évapotranspiration effective a des effets sur la pluie infiltrée (§ 3.2.1) générée par le réservoir « sol ». Les chroniques de ces dernières, pour l'exemple théorique pris ici, sont présentées en Figure 3.23. En fonction de la valeur de β , une pluie infiltrée peut être produite à une intensité différente. Plus ce coefficient sera faible, plus la fréquence d'occurrence et la hauteur d'eau des pluies infiltrées seront grandes. Ainsi, l'application des valeurs de l'évapotranspiration effective plutôt que de l'ETP permettrait de déclencher des débordements du réservoir « sol » à des périodes où le Modèle 1 présentait des limites.

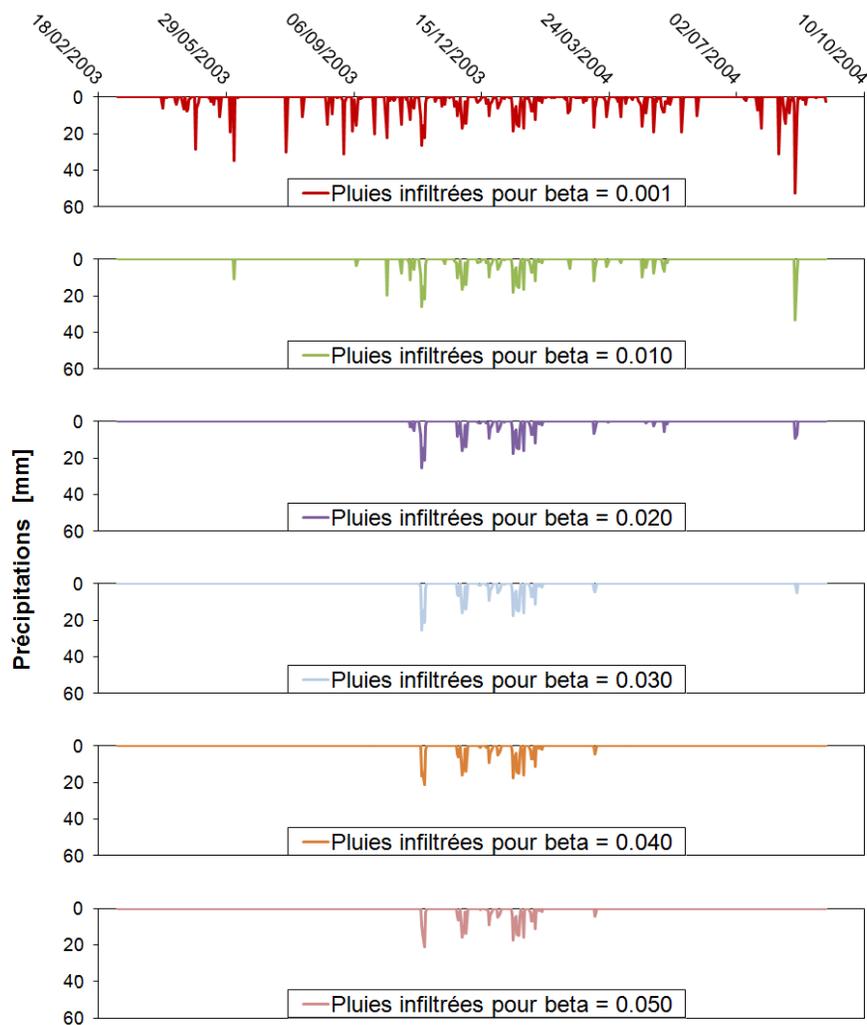


Figure 3.23 : Chroniques de pluies infiltrées pour un réservoir « sol » théorique possédant un seuil de 100 mm et pour divers coefficients β

3.3.4.3. Modélisation des débits du SAS 1 par le biais du Modèle 2

A l'instar du Modèle 1, le Modèle 2 a été appliqué en utilisant différents cycles de calibration (2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007). Pour chaque simulation (Figures 3.24 à 3.27), la hauteur maximale dans le réservoir « sol » (H_{sol_max}), l'aire de l'impluvium (A) et le paramètre β d'estimation de l'ET à Lascaux ont été calibrés selon des intervalles de variations des valeurs indiqués dans le Tableau 3.10. Les valeurs des paramètres calibrés, quant à elles, sont présentées dans le Tableau 3.11. A ce Tableau 3.11 ont été ajoutées les valeurs des aires « totales », « efficaces » et « d'infiltrations » (§ 3.3).

Tableau 3.10 : Intervalles de variations des paramètres à calibrer lors de la phase de calibration du Modèle 2

Paramètre à calibrer	Intervalle de variation
H_{sol_max} [mm]	[1 ; 200]
Aire [m ²]	[500 ; 3000]
β [mm ⁻¹]	[0,001 ; 0,050]

Tableau 3.11 : Valeurs, pour chaque cycle de calibration, des paramètres à calibrer pour le Modèle 2 et des critères d'erreurs associés à la modélisation

Paramètre à calibrer	Cycle 2003-2004	Cycle 2004-2005	Cycle 2005-2006	Cycle 2006-2007
H_{sol_max} [mm]	179	112	163	196
Aire calibrée [m ²]	1 016	500	666	866
β [mm ⁻¹]	0,005	0,007	0,002	0,005
NS_{Erreur}	0,75	0,49	0,76	0,72
BE	0,62	0,64	0,95	0,64
Aire totale [m ²]	535	260	282	306
Aire efficace [m ²]	640	318	322	405
Aire d'infiltration [m ²]	1 579	770	631	1 347

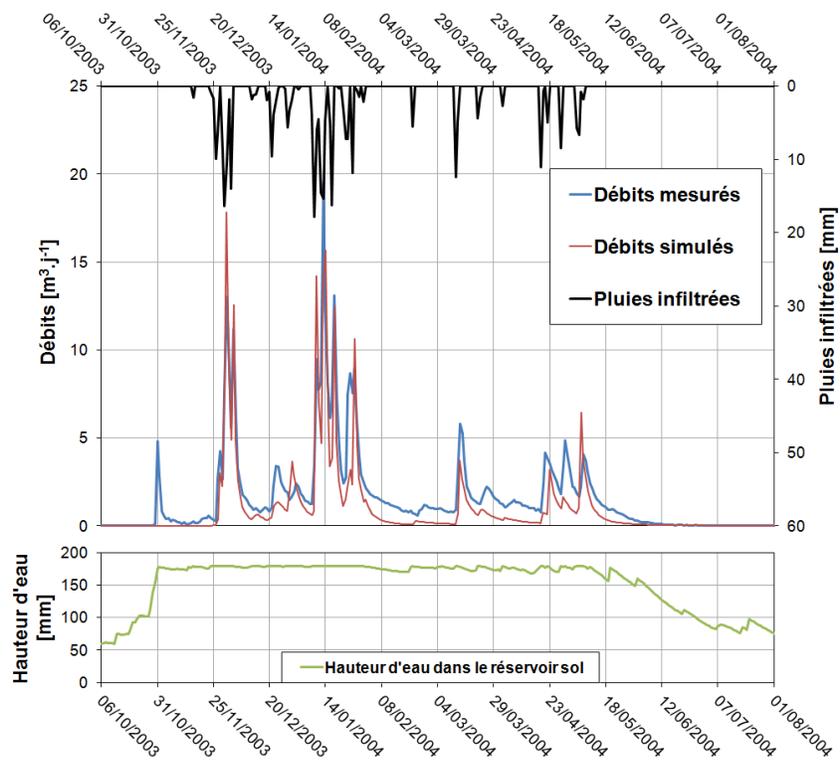


Figure 3.24 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2003-2004

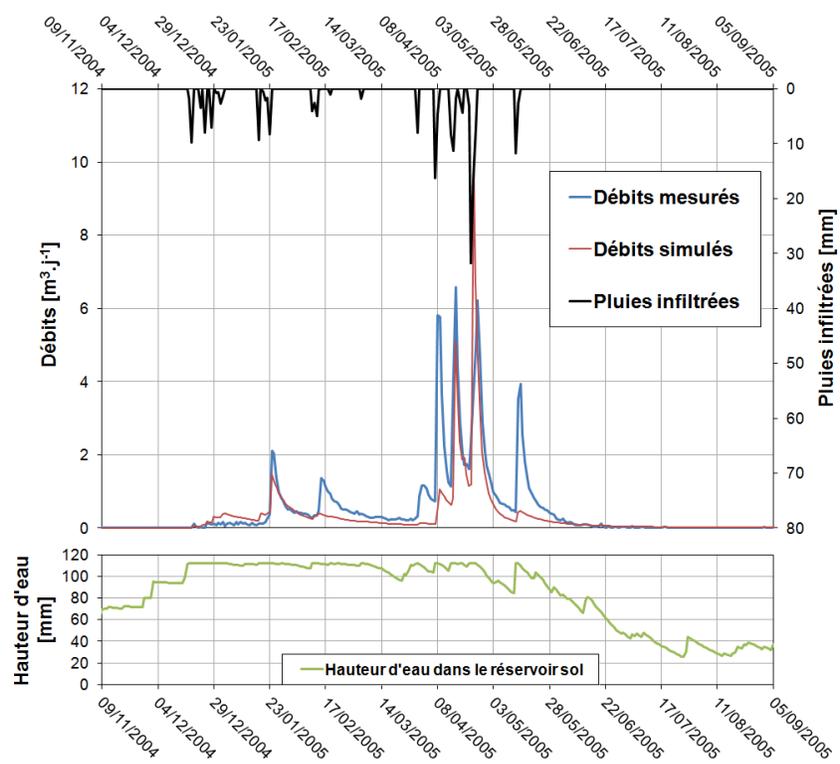


Figure 3.25 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2004-2005

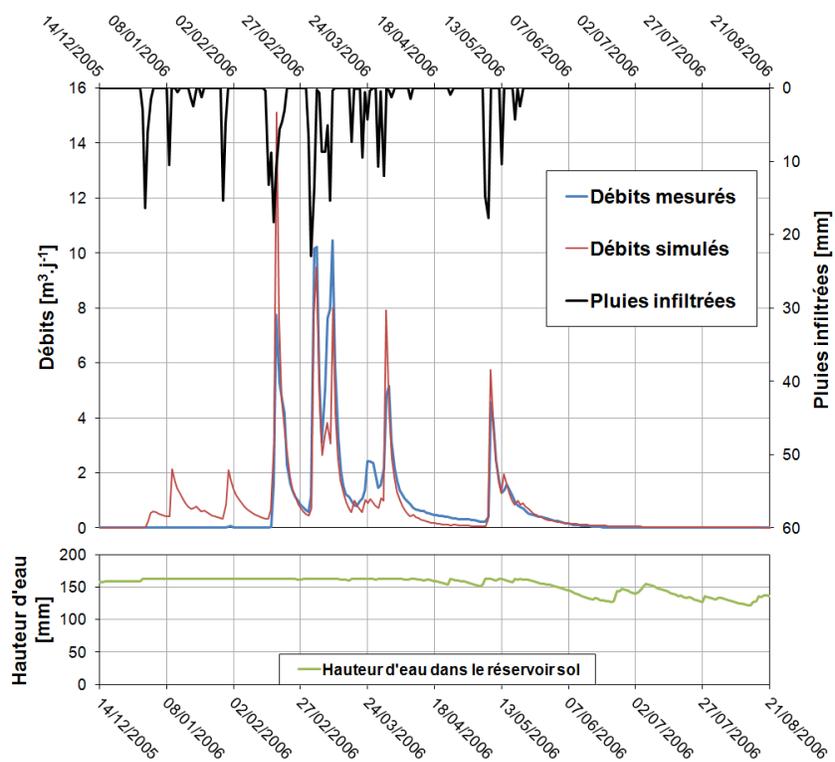


Figure 3.26 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2005-2006

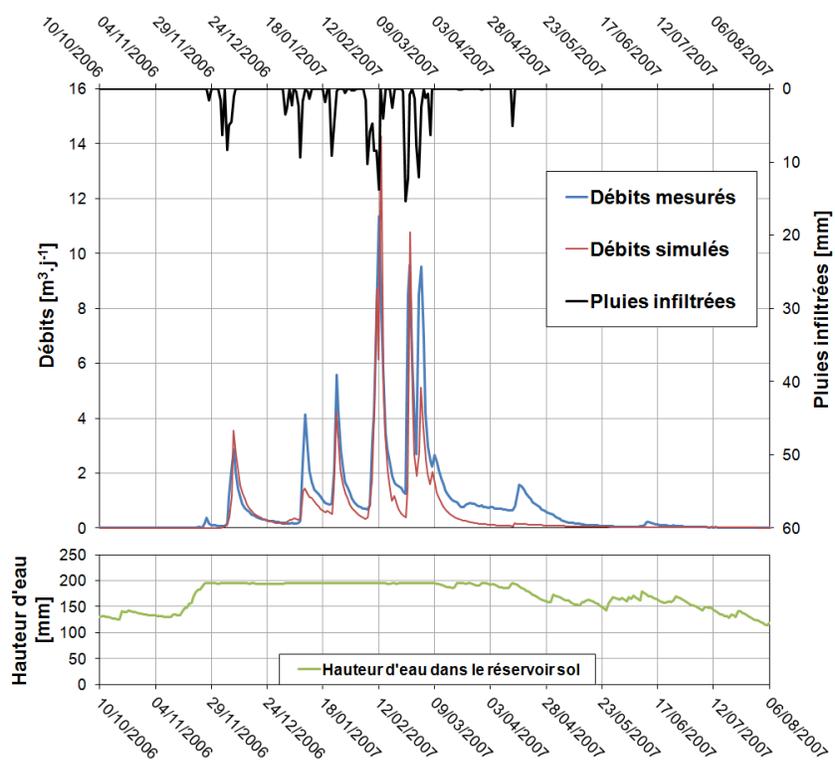


Figure 3.27 : Résultats de la simulation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2006-2007

La chronique représentant la simulation des débits du SAS 1 par le Modèle 2 pour le cycle 2003-2004 (Figure 3.24), possède, jusqu'à fin janvier 2004, une forme similaire à celle issue de la modélisation par le Modèle 1 (Figure 3.18). Toutefois, dans le cas du Modèle 2, l'intégralité des crues est cette fois modélisée, bien que leurs amplitudes ne soient pas encore correctes. Malgré une simulation des tarissements trop rapides à partir de février 2004, les modifications apportées par le Modèle 2, sur la fonction de production, et donc sur l'infiltration à travers le sol, sont indéniables au regard des modélisations des débits du Modèle 1.

Une fois de plus il est possible de constater une amélioration de la modélisation des débits du cycle 2004-2005 par le biais du Modèle 2 (Figure 3.25), comparée à celle du Modèle 1 (Figure 3.19), bien que celle-ci ne soit toujours pas satisfaisante. Les crues du 15 février et du 1 avril 2005 ne sont pas reproduites, celle du 26 avril est surestimée tandis que deux autres (8 avril et 15 mai) sont nettement sous évaluées.

La chronique des débits simulés du cycle 2005-2006 (Figure 3.26) possède un critère d'erreur identique à celui du Modèle 1 ($NS_{Erreur} \approx 0,75$). Toutefois, l'hydrogramme des débits simulés se présente différemment. En effet, deux crues sont simulées mais non observées en début de cycle. De plus, certaines crues modélisées possèdent des amplitudes sous-évaluées ou surévaluées. Contrairement au Modèle 1, la crue du 9 mai 2006 est, cette fois, parfaitement restituée par le Modèle 2.

L'ajout de l'estimation de l'ET effective permet de diminuer l'impact de celle-ci tant sur la hauteur d'eau dans le réservoir « sol » que sur la lame d'eau précipitée. De ce fait, les aires « totale », « efficace » et « d'infiltration » (§ 3.3) pour un même cycle sont plus proches avec une modélisation par le Modèle 2 (Tableau 3.11) qu'avec le Modèle 1 (Tableau 3.9).

Tout comme pour le Modèle 1, et à l'exception des cycles 2004-2005 et 2005-2006, les aires « d'infiltrations » des cycles sont supérieures, pour une valeur de H_{sol_max} identique, aux aires calibrées. Ceci est, une fois de plus, dû à une mauvaise restitution des volumes écoulés. Concernant le cycle 2005-2006, les aires sont similaires comme cela peut être confirmé par la valeur élevée du critère BE malgré la présence, en début de cycle, de crues simulées mais non

observées. Pour ce cycle, les volumes écoulés sont bien rendus. Le fait que l'aire « d'infiltration » soit inférieure à l'aire calibrée pour le cycle 2004-2005 est dû à une mauvaise modélisation de ce cycle.

Que ce soit avec le Modèle 1 (Figure 3.21) ou le Modèle 2 (Figure 3.27), les simulations des débits pour le cycle 2006-2007 sont quasiment identiques, comme en atteste la similarité des critères d'erreur. L'ultime crue du cycle, celle du 16 avril 2007 est extrêmement mal restituée : la fonction de production permet la génération d'une infiltration d'eau jusqu'à l'exutoire mais sa moindre proportion ne provoque qu'un léger sursaut du débit modélisé.

Parmi les quatre cycles décrits, ceux de 2003-2004 et de 2006-2007 sont les plus proches tant dans la qualité de la modélisation que dans les valeurs optimales des paramètres à calibrer.

Application des paramètres calibrés d'un cycle à l'intégralité de la chronique des débits de l'émergence du SAS 1

Les paramètres à calibrer dans le Modèle 2 (H_{sol_max} , Aire et β) peuvent être considérés comme décrivant des propriétés intrinsèques au système karstique ou à son impluvium. De ce fait, leurs valeurs doivent théoriquement demeurer fixes quel que soit le cycle considéré, la réponse en débit à l'émergence ne dépendant alors que des précipitations et de l'évapotranspiration. Une modélisation de la chronique des débits du SAS 1 a été effectuée en considérant les valeurs des paramètres à calibrer de chacun de quatre cycles mentionnés précédemment. Les critères d'erreur de ces modélisations sont reportés dans le Tableau 3.12.

Tableau 3.12 : Valeurs des deux critères d'erreur de la modélisation des débits du SAS 1, de 2001 à 2009, en fonction des valeurs calibrées des cycles 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007

	Valeurs des paramètres à calibrer égales aux valeurs des paramètres optimisés pour les cycles mentionnés ci-dessous			
	Valeurs calibrées à partir du cycle 2003-2004	Valeurs calibrées à partir du cycle 2004-2005	Valeurs calibrées à partir du cycle 2005-2006	Valeurs calibrées à partir du cycle 2006-2007
Critère de Nash	0,12	0,40	0,00	0,37
Critère BE	0,94	0,63	0,75	0,82

Quelles que soient les valeurs des paramètres considérés comme références, la modélisation de la chronique des débits du SAS 1 n'est pas satisfaisante (Tableau 3.12). Il est intéressant de constater que la valeur du critère de Nash de la modélisation des débits à partir des valeurs du cycle 2004-2005 est la meilleure, bien que le NS_{Erreur} de ce cycle, pris de manière isolée, soit le plus faible. Cela fait écho au point mentionné dans le § 3.3.1 à savoir que le critère de Nash est dépendant de la variance de la série de données et ne peut donc pas être comparé pour deux cycles différents. L'observation de la forme des débits simulés avec les données du cycle 2004-2005 n'est pas satisfaisante, la « bonne » valeur du critère de Nash ne traduisant pas alors la « bonne » forme du signal restitué. Une représentation de l'hydrogramme de l'émergence du SAS 1 (Figure 3.5) selon les valeurs du cycle 2006-2007 (Figure 3.28) est donc préférable. Les critères d'erreur associés à cette représentation sont de 0,37 pour le NS_{Erreur} et 0,82 pour le BE .

Comme cela a été évoqué précédemment, la modélisation des débits par le Modèle 2 n'est pas satisfaisante (Figure 3.28). Certaines crues ne sont pas modélisées tandis que de nombreuses autres possèdent une intensité très souvent surestimée. De plus, en raison d'un réservoir « sol » pouvant être rapidement saturé, des crues non mesurées sont modélisées. Cette situation se produit fréquemment à chaque début d'activation de l'émergence du SAS 1. Une saturation « trop importante » du réservoir « sol » est aussi la cause d'une dégradation de la modélisation du cycle 2003-2004 qui, dans la Figure 3.28, débute par une crue majeure absente si ce cycle est modélisé isolément.

Une diminution de cet effet pourrait être envisagée en augmentant le seuil maximal dans le réservoir « sol » (H_{sol_max}) et en diminuant, si nécessaire, la valeur du paramètre β pour maintenir la production d'une infiltration à travers le sol dans certaines périodes. Toutefois, opter pour une telle solution engendrerait un éloignement de la réalité « physique » du site. En effet, il n'est pas possible d'augmenter à outrance la hauteur maximale atteignable dans le réservoir « sol » et de s'affranchir de l'évapotranspiration ; la diminution du paramètre β conduisant à une diminution de l'évapotranspiration à appliquer au modèle (§ 3.3.4.2).

La principale limite du Modèle 2 est la « brutalité » des premiers évènements simulés sur chaque cycle ; il est donc nécessaire d'en atténuer l'impact sur les débits simulés. Pour ce faire, la structure du Modèle 2 doit être légèrement modifiée.

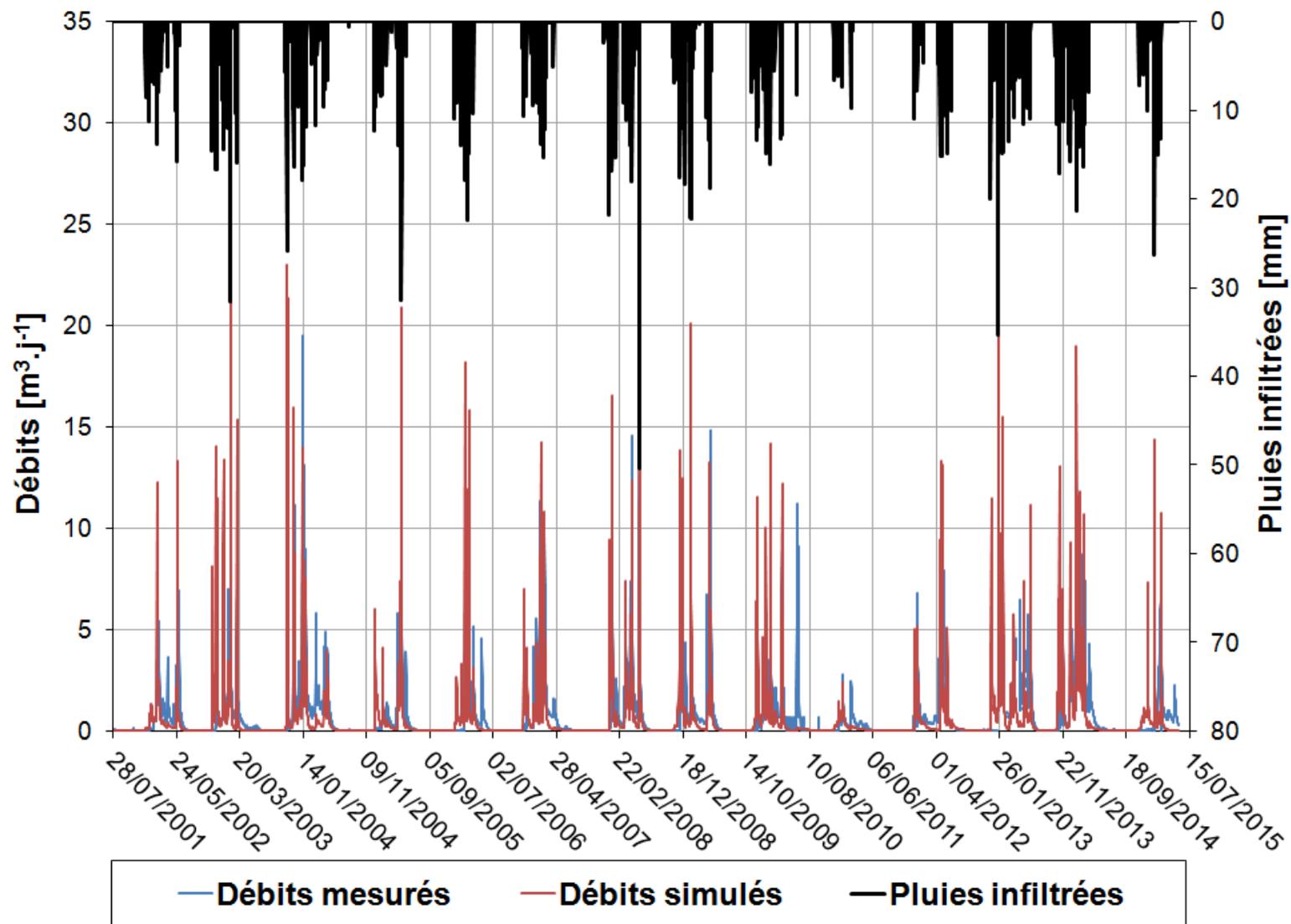


Figure 3.28 : Modélisation, par le Modèle 2, des débits de l'émergence du SAS 1 de 2001 à 2015, à partir des valeurs optimisées sur le cycle 2006-2007

3.3.4.4. Ajout d'un « nouveau module » au modèle : la saturation en eau dans le système épikarstique avant le déclenchement de l'écoulement

L'objectif recherché dans l'établissement de ce modèle est – avec un seul ensemble de paramètres à appliquer sur la totalité de la période comprise entre 2001 et 2015 – non seulement de restituer l'ensemble des évènements de crues observées (avec le minimum d'erreur sur leurs amplitudes) mais aussi de diminuer l'amplitude des premiers pics de crues de chaque cycle.

La conception du Modèle 2 considérait que l'intégralité de l'eau traversant le sol était disponible, le jour même, pour la modélisation des débits. Toutefois, de nombreux auteurs ont souligné l'importance de l'épikarst comme structure de stockage des eaux (Lastennet et Mudry 1997, Perrin *et al.* 2003, Aquilina *et al.* 2006, Williams 2008). L'implémentation de ce phénomène au Modèle 2 pourrait ainsi permettre d'abaisser les débits de débuts de cycles. C'est dans cette pensée qu'est établi le Modèle 3.

Comme mentionné dans le § 1.2.2, la karstification peut être issue d'un processus de fantômisation. Elle est alors associée à la présence d'une altérite autochtone composée de sables roux ou jaunes. Au cours de l'évolution historique de la karstification, et de la modification du gradient hydraulique appliqué au système karstique, cette altérite peut être évacuée par un effet de soutirage. Lors de leur étude, Bruxelles *et al.* (2014) ont noté la participation de phénomènes de fantômisation lors de la karstification affectant le système de Lascaux. Il en résulte que des altérites pourraient demeurer en différentes zones, fragmentant ainsi le calcaire sain. Qui plus est, sur le site de Lascaux, l'altération du calcaire est associée à un délitage de ce dernier sous forme de plaquettes, pouvant s'étendre sur une cinquantaine de centimètres de profondeur. Les espaces laissés par ce délitage sont alors comblés par des éléments d'origine superficielle tels que des sols, des matières organiques, des altérites remaniées, ou encore des formations de recouvrement quaternaire.

De par sa constitution, la zone épikarstique est fortement hétérogène, possédant alors de forts contrastes de perméabilités et de porosités. Les écoulements d'eau se concentreront préférentiellement dans les zones comblées par les altérites, ces dernières étant plus favorables à un transfert de pression, lorsqu'une continuité hydraulique est effective, que les calcaires sains.

Cette continuité hydraulique semble donc être un élément majeur au transfert de pression et à la circulation de l'eau dans le système. Elle est atteinte lorsque le système atteint un certain degré de saturation en eau.

Le nouveau module du modèle réservoir – identifié par la suite sous le nom de « module de saturation » – présenté ici, se propose de transcrire ce phénomène d'augmentation de la teneur en eau dans le système et de mise en place d'une continuité hydraulique dirigeant les écoulements vers des zones où leur transfert est plus propice.

L'ajout du module de saturation au Modèle 2 est effectué en incluant une étape de calcul supplémentaire, sous la forme d'un nouveau réservoir dans la structure du modèle, entre les réservoirs caractérisant le « sol » et celui permettant de générer le débit en fonction du volume d'eau dans le système. Il est pris comme hypothèses que le module de saturation :

- n'est pas sujet aux phénomènes d'évapotranspiration,
- assure dans un premier temps un rôle de stockage de l'eau,
- assure dans un second temps un rôle uniquement d'alimentation du système et non plus de stockage.

Les diverses contributions du module de saturation sont illustrées dans la Figure 3.29. En début de cycle, l'épikarst est considéré par simplification comme vide (Figure 3.29a). Il va être alimenté par des apports provenant du sol : des réserves d'eau s'accumulent alors dans l'épikarst (Figure 3.29b). Cependant, son état de saturation en eau n'est alors pas suffisant pour qu'un écoulement vers l'émergence se déclenche. Lorsqu'une certaine teneur en eau est atteinte – par la suite dénommée H_{epik_max} – l'écoulement débute (Figure 3.29c). Des zones contributives à l'écoulement sont alors ennoyées permettant d'établir une continuité hydraulique entre les infiltrations en sortie du sol et celles en sortie de l'épikarst : le transfert de pression au sein du système est alors effectif. De par la présence de cette continuité hydraulique (i.e. de ces zones favorables aux écoulements et aux transferts de pressions), les eaux préalablement stockées dans l'épikarst sont préférentiellement drainées vers ces zones transmissives : l'eau contenue dans l'épikarst va ainsi contribuer à l'alimentation de l'émergence (Figure 3.29d). Par hypothèse, cette participation des eaux de l'épikarst se fera selon une loi de Maillet (1905) fonction de la hauteur d'eau dans le réservoir représentant le module de saturation.

Le fait qu'une continuité hydraulique se soit établie depuis l'épikarst jusqu'à l'exutoire engendre une conduction de l'eau issue du sol directement vers les zones contributives enoyées permettant le transfert de pression. Par conséquent, les réserves de l'épikarst ne sont plus rechargées et, *a contrario*, se vidangent vers les zones transmissives : la teneur en eau de l'épikarst décroît donc (Figure 3.29d). Cette diminution provoque, *in fine*, une rupture de la connexion hydraulique entre l'épikarst et les parties du système situées en aval (Figure 3.29a). L'émergence n'est alors plus alimentée et le cycle de remplissage et de vidange de l'épikarst recommence.

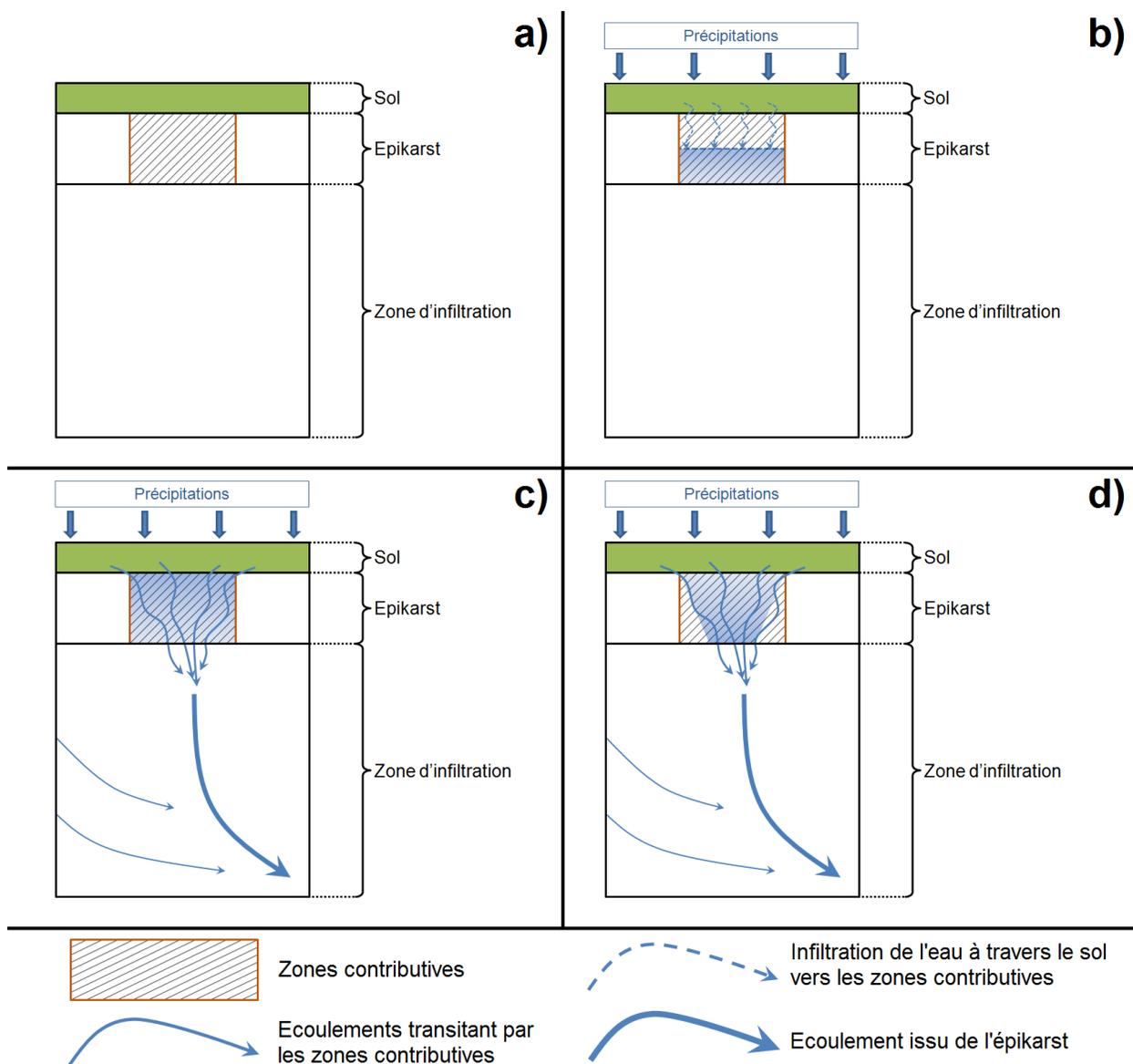


Figure 3.29 : Représentations conceptuelles du fonctionnement de l'épikarst dans le Modèle 3

La diminution de la teneur en eau du module de saturation suit, par hypothèse, une loi de Maillet. Cette loi étant définie à partir d'une fonction exponentielle, théoriquement, le réservoir représentant ce module ne devrait jamais être vide. Pour prendre en compte la rupture de continuité hydraulique entre l'épikarst et le système aval, un seuil inférieur de teneur en eau dans l'épikarst (H_{epik_min}) est considéré. Puisque l'épikarst est supposé ne pas être soumis à l'évapotranspiration, cette hauteur d'eau minimale H_{epik_min} est la plus faible hauteur d'eau (teneur en eau) que peut contenir ce réservoir. Ce nouveau réservoir est donc défini par les paramètres suivants :

- une hauteur d'eau dans le réservoir H_{epik}
- une hauteur d'eau minimale dans le réservoir H_{epik_min}
- une hauteur d'eau maximale dans le réservoir H_{epik_max}
- un coefficient de vidange des stocks d'eau vers les zones contributives α_{epik}
- un indice de continuité hydraulique entre l'épikarst et le système aval ε (similaire à celui mis en place par Tritz *et al.* (2011))

La hauteur d'eau dans le réservoir « épikarst » est définie selon l'équation (3.28) :

$$H_{epik}(t) = \min[H_{epik_max} ; \max[H_{epik_max} ; H_{epik}(t-1) + S_{sol}(t-1) \times (1 - \varepsilon(t-1)) - S_{epik}(t-1)]] \quad (3.28)$$

Avec S_{epik} la vidange, dans l'épikarst, des réserves d'eau du module de saturation calculées par la formule (3.29).

$$S_{epik}(t) = H_{epik_max} \times \alpha_{epik} \times \varepsilon(t) \quad (3.29)$$

Enfin, l'indice de continuité hydraulique ε est fonction des équations suivantes :

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon(t-1) = 0 \\ H_{epik}(t-1) < H_{epik_max} \end{array} \right\} \Rightarrow \varepsilon(t) = 0 \quad (3.30a)$$

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon(t-1) = 0 \\ H_{\text{epik}}(t-1) = H_{\text{epik_max}} \end{array} \right\} \Rightarrow \varepsilon(t) = 1 \quad (3.30b)$$

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon(t-1) = 1 \\ H_{\text{epik}}(t-1) > H_{\text{epik_min}} \end{array} \right\} \Rightarrow \varepsilon(t) = 1 \quad (3.30c)$$

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon(t-1) = 1 \\ H_{\text{epik}}(t-1) = H_{\text{epik_min}} \end{array} \right\} \Rightarrow \varepsilon(t) = 0 \quad (3.30d)$$

Compte tenu de la présence de l'indice de continuité hydraulique et de la possible alimentation des zones contributives par l'épikarst, l'équation (3.12) de la hauteur d'eau dans le réservoir décrivant la fonction de production doit être reformulée (équation (3.31)).

$$H_{\text{res}}(t) = \max[0; H_{\text{res}}(t-1) + S_{\text{sol}}(t-1) \times \varepsilon(t-1) + S_{\text{epik}}(t-1) - S_{\text{res}}(t-1)] \quad (3.31)$$

Le Modèle 3 est une amélioration du Modèle 2. Dans le but de clarifier le contenu de ce modèle, la Figure 3.30 résume sa structure et les équations qui lui sont appliquées.

L'implémentation et la conceptualisation de ce nouveau module conduit à un décalage de deux jours – et non plus d'un seul – entre l'occurrence d'une précipitation et son éventuelle influence sur les débits de l'émergence. Cela reste en cohérence avec les temps de réponses du débit à une sollicitation pluvieuse (Tableau 3.7) identifiés précédemment (§ 3.2.5).

Ce module permet de transcrire les capacités de stockage de l'épikarst, lui conférant une certaine capacité d'homogénéisation des eaux. Cela peut être confirmé par la stabilité, au cours d'un cycle, de la chimie des eaux de cette émergence en nitrates, sulfates et chlorures (Lopez 2009).

Définition des conditions initiales

L'émergence du SAS 1 est une émergence non pérenne. De ce fait, jusqu'alors, les hauteurs initiales dans les réservoirs régissant les fonctions de production et de transfert étaient considérées comme nulles. Cependant, dans le cas du Modèle 3, ce postulat ne peut être retenu

pour le module de saturation. En effet, il n'est pas possible, de prime abord, de définir la date à laquelle la hauteur d'eau qu'il possède aura atteint sa valeur minimale.

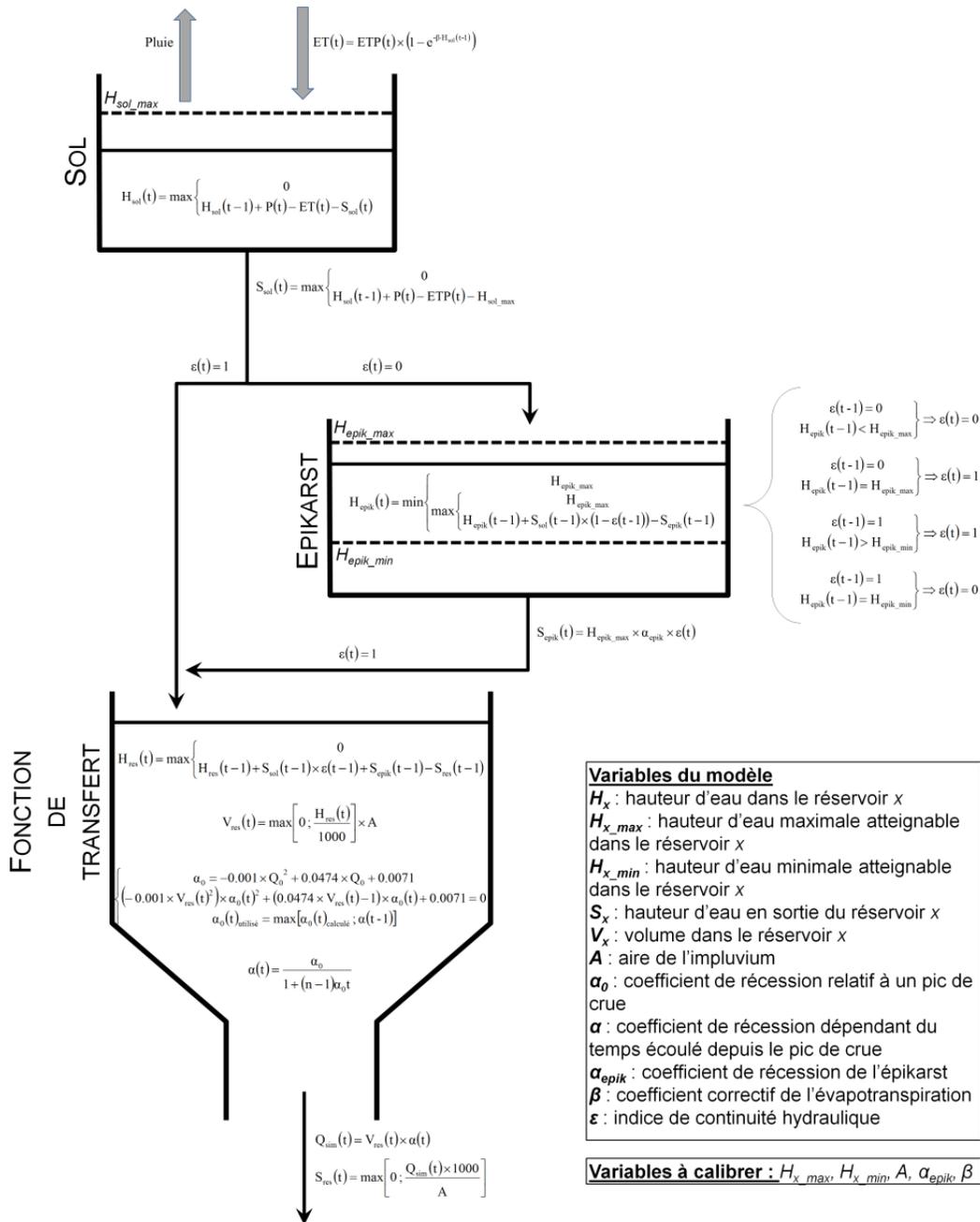


Figure 3.30 : Représentation schématique de la structure et des équations régissant le Modèle 3

Il est toutefois possible de déterminer, pour la phase de calibration, la hauteur dans le réservoir décrivant la saturation dans l'épikarst à un temps t en utilisant les débits du cycle

précédent. Pour ce faire, il est nécessaire de débiter la phase de calibration du modèle au dernier pic de crue du cycle précédant le cycle utilisé pour la calibration.

Soient les notations suivantes :

- cycle 1 : cycle précédant le cycle utilisé pour la calibration du modèle
- cycle 2 : cycle utilisé pour la calibration du modèle
- t_1 : la date du premier pic de crue du cycle précédant celui utilisé pour la calibration du modèle
- t_2 : la date de début de calibration du modèle

La date t_2 représente la date d'occurrence du dernier pic de crue du cycle 1 ; à ce moment, le réservoir « sol » possède une hauteur égale à H_{sol_max} et la hauteur d'eau dans le réservoir épikarst est supérieure à H_{epik_min} et est égale à :

$$H_{epik}(t_2) = H_{epik_max} \times e^{-\alpha_{epik} \times (t_2 - t_1)} \quad (3.32)$$

Le débit, et par extension le volume initial dans le réservoir soumis à la fonction de transfert, est considéré comme nul ; ceci pouvant entraîner un biais dans les calculs d'erreurs, ces derniers seront réalisés à partir de début septembre⁸, période correspondant au début du cycle de calibration.

3.3.4.5. Modélisation des débits du SAS 1 par le biais du Modèle 3

Afin de conserver la méthode de calibration utilisée précédemment, la Modèle 3 est calibré indépendamment sur quatre cycles différents : les cycles 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 et 2006-2007 (Figures 3.31 à 3.34). Les intervalles de variation des paramètres à calibrer sont donnés dans le Tableau 3.13, tandis que les valeurs des paramètres calibrés sont présentées dans le Tableau 3.14. A ce Tableau 3.14 ont été ajoutées les valeurs des aires « totales », « efficaces » et « d'infiltrations » (§ 3.3).

⁸ Quel que soit le cycle considéré, à cette période, le débit observé peut être considéré comme étant égal à zéro.

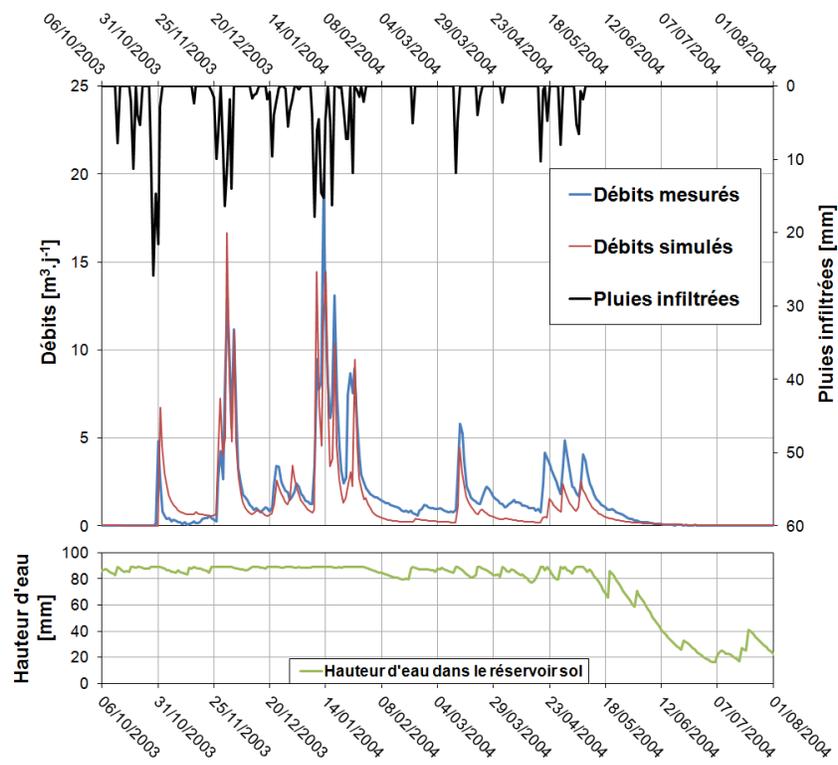


Figure 3.31 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2003-2004

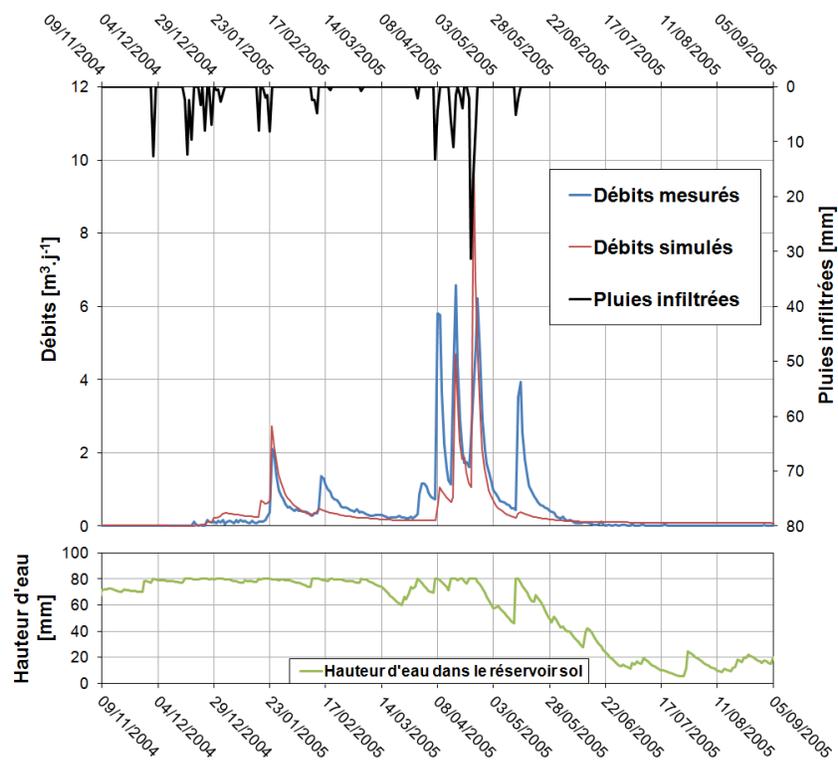


Figure 3.32 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2004-2005

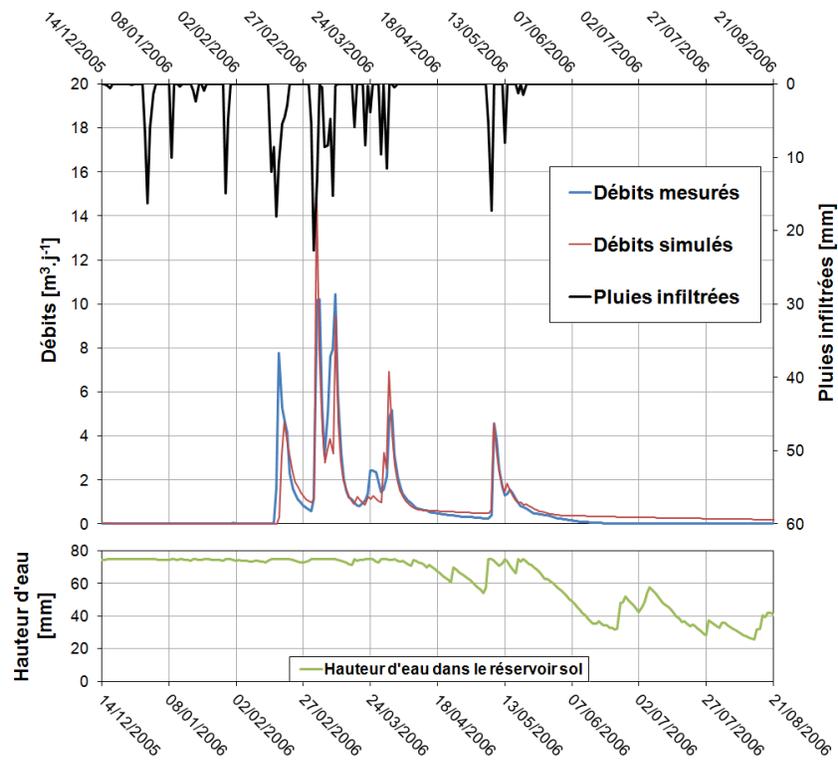


Figure 3.33 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2005-2006

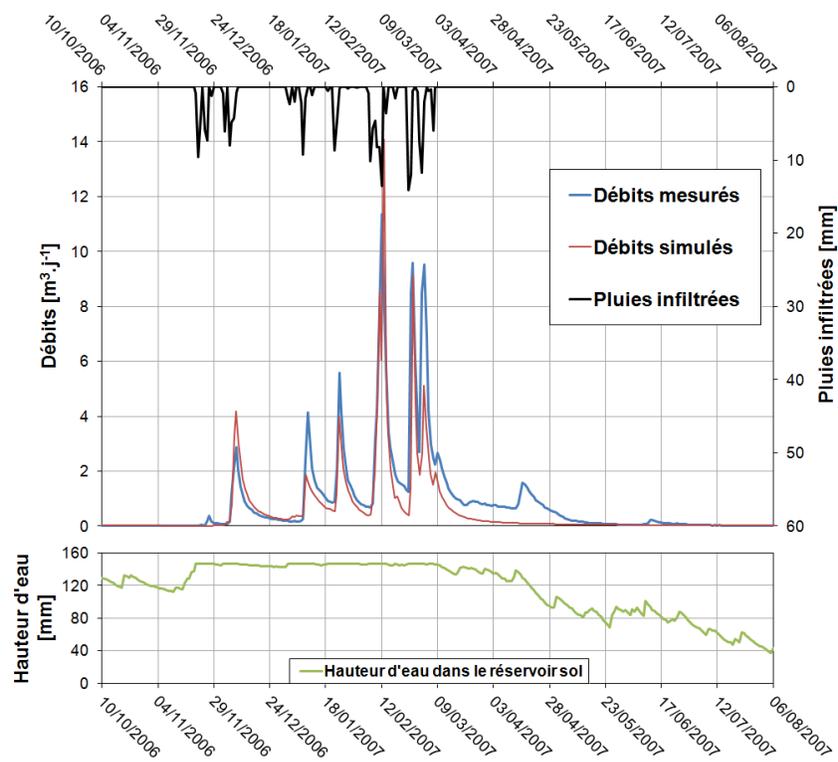


Figure 3.34 : Résultats de la simulation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 pour le cycle 2006-2007

La comparaison, entre les Modèles 2 (Tableau 3.11) et 3 (Tableau 3.14), des critères d'erreur et de la forme des chroniques des débits simulés permet de ne constater que de très légères différences. Il est intéressant de noter que les critères d'erreur sont, pour le Modèle 3, plus faibles que pour le Modèle 2.

Tableau 3.13 : Intervalles de variations des paramètres à calibrer lors de la phase de calibration du Modèle 3

Paramètre à calibrer	Intervalle de variation
H_{sol_max} [mm]	[1 ; 200]
Aire [m ²]	[500 ; 3000]
β [mm ⁻¹]	[0,001 ; 0,100]
H_{epik_min} [mm]	[1 ; 50]
H_{epik_max} [mm]	[1 ; 200]
α_{epik} [m.j ⁻¹]	[0,001 ; 0,100]

Tableau 3.14 : Valeurs, pour chaque cycle de calibration, des paramètres à calibrer pour le Modèle 3 et des critères d'erreurs associés à la modélisation

Paramètre à calibrer	Cycle 2003-2004	Cycle 2004-2005	Cycle 2005-2006	Cycle 2006-2007
H_{sol_max} [mm]	89	80	75	147
Aire calibrée [m ²]	894	500	588	858
β [mm ⁻¹]	0,011	0,014	0,007	0,011
H_{epik_min} [mm]	8	36	35	9
H_{epik_max} [mm]	78	111	192	36
α_{epik} [m.j ⁻¹]	0,011	0,004	0,009	0,008
NS_{Erreur}	0,69	0,37	0,75	0,72
BE	0,65	0,61	0,99	0,64
Aire totale [m ²]	535	260	325	306
Aire efficace [m ²]	648	331	335	426
Aire d'infiltration [m ²]	1 064	776	532	1 309

Le cycle 2003-2004 (Figure 3.31) n'est dissemblable que par des variations d'amplitudes ainsi que par la modélisation de la première crue, bien que celle-ci possède un étalement dans le temps supérieur à celui observé en réalité.

Les cycles 2004-2005 (Figure 3.32) et 2006-2007 (Figure 3.34) sont identiques entre les deux modèles avec les mêmes problèmes de modélisations de crues et d'amplitudes de ces dernières.

Enfin, les débits simulés du cycle 2005-2006 (Figure 3.33) semblent mieux restitués avec un début de cycle qui n'est plus parasité par des crues non mesurées.

Au-delà des simples résultats de la calibration, l'apport de la structure du Modèle 3 dans la simulation des débits se révèle lors de la modélisation de l'intégralité des débits de 2001 à 2015 (Figure 3.35). Les critères d'erreur de ces modélisations par cycle sont reportés dans le Tableau 3.15.

Tableau 3.15 : Valeurs des deux critères d'erreur de la modélisation des débits du SAS 1, de 2001 à 2009, en fonction des valeurs calibrées des cycles 2003-2004, 2004-2005, 2004-2005 et 2006-2007

	Valeurs des paramètres à calibrer égales aux valeurs des paramètres optimisés pour les cycles mentionnés ci-dessous			
	Valeurs calibrées pour le cycle 2003-2004	Valeurs calibrées pour le cycle 2004-2005	Valeurs calibrées pour le cycle 2005-2006	Valeurs calibrées pour le cycle 2006-2007
Critère de Nash	0,47	0,51	0,67	0,60
Critère BE	0,99	0,55	0,92	0,64

De manière analogue aux observations effectuées pour le Modèle 1, les aires « d'infiltrations » pour le Modèle 3 (Tableau 3.14) sont supérieures aux aires calibrées sauf pour le cycle 2005-2006 où elles sont équivalentes. Cette égalité est, une fois de plus, due à des volumes écoulés extrêmement bien restitués pour ce cycle (critère $BE = 0,99$). De manière générale, le fait que les aires « calibrées », « totales », « efficaces » et « d'infiltrations » (§ 3.3) soient plus proches dans le Modèle 3 (Tableau 3.14) que dans le Modèle 1 (Tableau 3.9) traduit une meilleure restitution des volumes au cours du cycle de calibration. La comparaison entre les volumes écoulés réellement à l'émergence du SAS 1 et ceux simulés par le Modèle 3, sur les cycles hydrologiques de 2001-2002 à 2014-2015, est présentée en Figure 3.36.

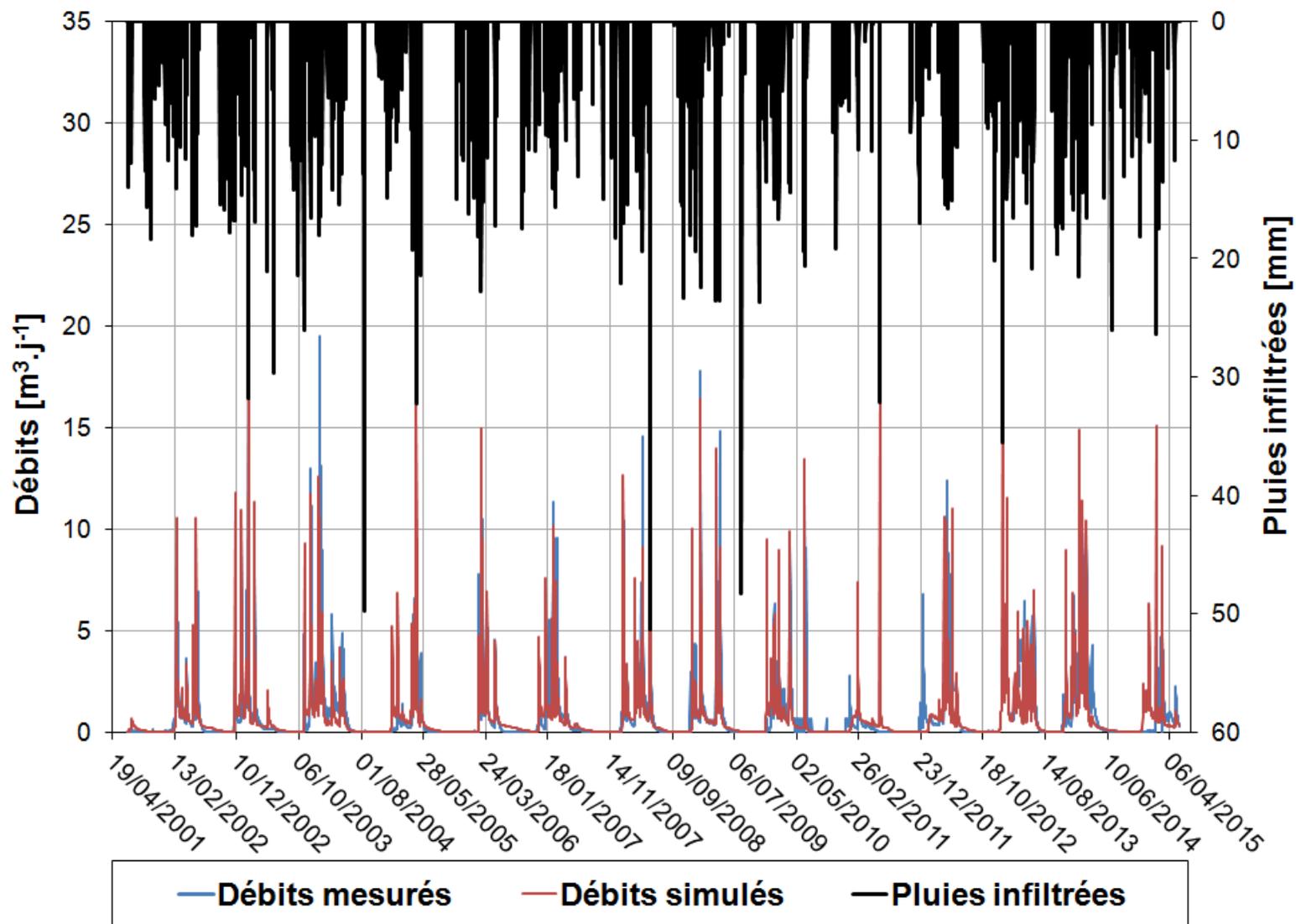


Figure 3.35 : Modélisation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 de 2001 à 2015 à partir des valeurs optimisées sur le cycle 2005-2006

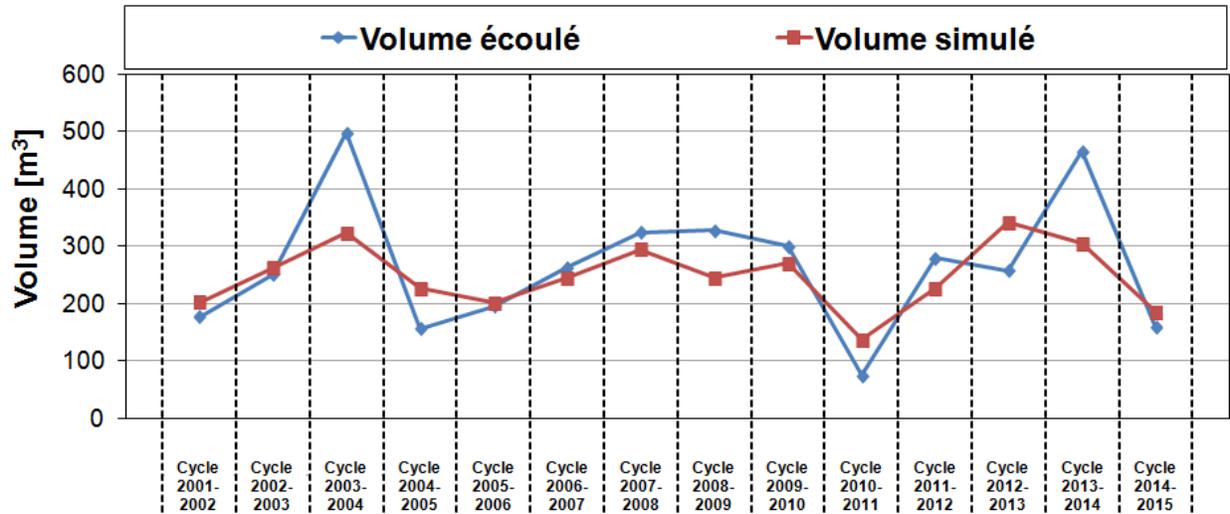


Figure 3.36 : Comparaison des volumes écoulés à l'émergence du SAS 1 et ceux simulés par le Modèle 3. Les valeurs des paramètres à optimiser ont été déterminées suite à une calibration sur le cycle hydrologique 2005-2006

Contrairement au cas du Modèle 2 (Tableau 3.12), pour le Modèle 3 (Tableau 3.15), les valeurs des paramètres calibrés pour le cycle 2005-2006 permettent d'obtenir les critères d'erreur les plus satisfaisants. Qui plus est, ce sont ces valeurs qui, outre les critères de qualité, vont permettre d'obtenir la représentation des débits simulés la plus fidèle par rapport aux débits observés (Figure 3.35). En comparaison avec la Figure 3.28, la Figure 3.35 permet de constater que le Modèle 3 restitue la presque totalité des crues observées antérieures à l'année 2010, bien que des amplitudes soient encore erronées. Une crue, le 9 mai 2003 est simulée mais non mesurée. Le cycle 2004-2005 demeure toujours nettement plus chaotique que les autres. Enfin, le tarissement à la fin du cycle 2005-2006 est légèrement surestimé.

Le cycle 2009-2010 est relativement bien modélisé bien qu'il débute par une crue simulée et non observée. Le modèle échoue à simuler les crues du cycle 2011-2012 et peine à reproduire celles de 2012-2013 et 2014-2015. En raison de l'absence de débit sur le cycle 2012-2013, aucune conclusion ne peut être effectuée. Les crues du cycle 2013-2014 sont reproduites malgré certaines amplitudes erronées.

Des phases de calibration ont été répétées sur le cycle 2005-2006 pour observer l'intervalle de variation des paramètres (Tableau 3.16). Les intervalles de variations des paramètres pour des

critères de Nash proches indiquent une certaine limite du modèle à converger vers une unique solution.

Tableau 3.16 : Intervalles de variation des valeurs des paramètres lors de la calibration sur le cycle 2005-2006 à l'aide du Modèle 3

Paramètre à calibrer	Gamme de variation
H_{sol_max} [mm]	[35 ; 150]
Aire [m ²]	[500 ; 863]
β [mm ⁻¹]	[0,004 ; 0,098]
H_{epik_min} [mm]	[4 ; 48]
H_{epik_max} [mm]	[45 ; 184]
α_{epik} [m.j ⁻¹]	[0,001 ; 0,015]
NS_{Erreur}	[0,70 ; 0,74]

3.3.4.6. Conclusions sur l'utilisation du Modèle 3

Le Modèle 3 s'est attaché à décrire la fonction d'infiltration dans le système. Pour cela, les fonctions de production et de transfert initiales ont été modifiées. Sur la première, une étude focalisée sur les effets de l'évapotranspiration effective et de son estimation a été abordée. Il en a résulté une diminution de l'ETP permettant la génération supplémentaire d'eau sortant du réservoir « sol ». Cette modification permet une amélioration notable de la modélisation des débits, fait qui a pu être constaté dès la transition entre le Modèle 1 et le Modèle 2.

Néanmoins, cette « amélioration » dans la fonction de production nécessite certaines précautions. En effet, elle exige une diminution de l'ETP qui peut sembler très importante (Figure 3.37). D'une ETP variant globalement entre 0,5 et 7 mm.j⁻¹, l'évapotranspiration estimée (ET) varie elle de 0,5 à 2 mm.j⁻¹. Un ensemble de mesures visant à déterminer l'ET réelle s'appliquant sur le site de Lascaux serait un élément essentiel dans l'estimation de l'ampleur de la diminution de l'ETP nécessaire à une bonne modélisation des écoulements. Cependant, ces mesures n'ont, pour le moment, pas été mises en place.

Une conséquence directe de cette diminution de l'ETP est la valeur de l'aire estimée de l'impluvium nécessaire à modéliser les débits. L'estimation d'une ET plus faible que l'ETP engendre de plus grandes hauteurs d'eau en entrée de la fonction de transfert. Plus les hauteurs

d'eau en entrée sont importantes, plus la surface nécessaire à la conversion en débits est faible. Ainsi, pour le Modèle 3, seuls 588 m² seraient nécessaires à modéliser les débits tels qu'ils l'ont été. Une fois de plus, cette surface semble faible. Schoeller (1962) avait estimé, par la méthode des chlorures, l'aire d'alimentation de l'émergence du SAS 1 approchant 2 000 m², soit plus de trois fois supérieure au résultat utilisé dans la modélisation pluie-débit présentée ici. Cette méthode est basée sur l'équation (3.33).

$$\text{Aire} = \frac{Cl_{\text{émergence}}}{Cl_{\text{infiltré}}} \times \frac{V_{\text{écoulé}}}{P} \times \left(\frac{P}{P-R} \right) \quad (3.33)$$

Avec Cl la concentration des eaux en chlorures, $V_{\text{écoulé}}$ le débit à l'émergence, P la hauteur de pluie précipitée et R la part de pluie ayant ruisselé. Dans l'étude de Schoeller (1962), l'indice « infiltré » correspond à la part de la pluie contribuant à modifier les débits de l'exutoire.

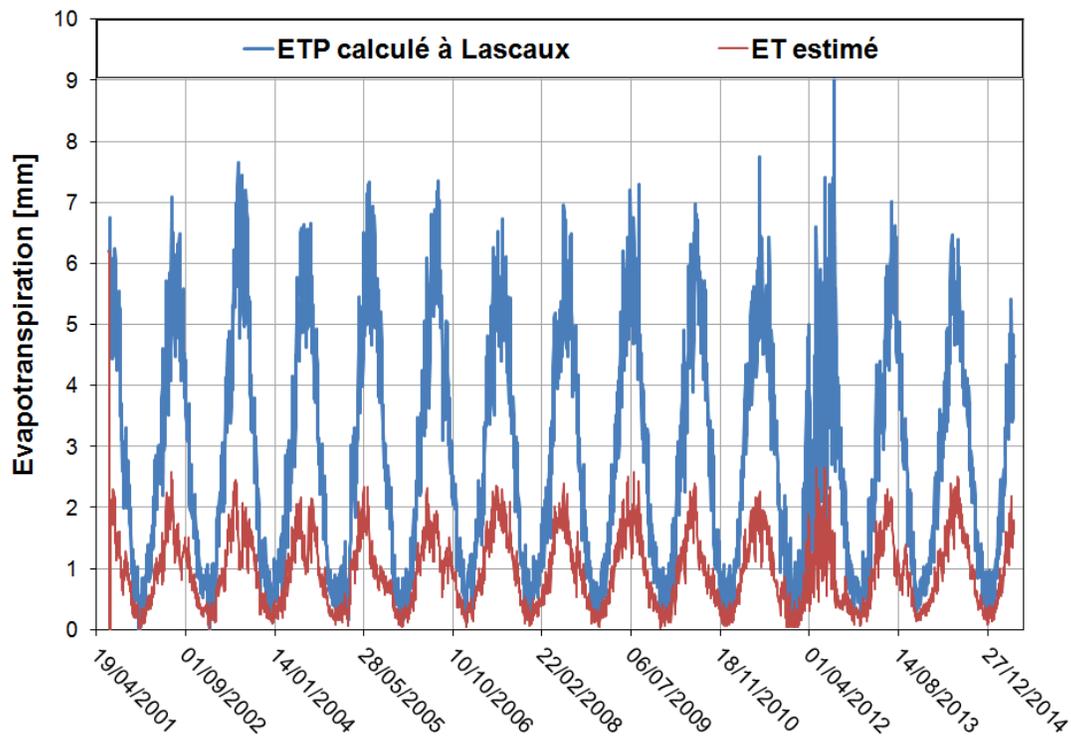


Figure 3.37 : Evolution temporelle de l'ETP calculée à Lascaux et de l'évapotranspiration (ET) estimée par le Modèle 3, à partir des valeurs optimisées sur le cycle 2005-2006

Cependant, Schoeller (1962) avait noté que cette méthode des chlorures pouvait présenter certaines limites : en l'employant, il obtenait une surface d'alimentation d'une source pouvant varier de 1 130 m² (valeur estimée par l'auteur trop faible) à 4 350 m² (valeur estimée par l'auteur trop haute). Outre les limites calculatoires de cette méthode, une autre remarque peut être faite. En effet, le Modèle 3 fait intervenir un module de saturation en eau de l'épikarst assurant, dans un premier temps, un rôle de stockage des eaux. Un mélange entre des eaux de pluie (possédant une certaine teneur en chlorure) et des eaux préexistantes dans l'épikarst ou dans le sol s'effectuent dans ce compartiment. Les eaux du sol ou de l'épikarst sont généralement plus concentrées en chlorures que les eaux de pluies. Dans l'équation (3.33), le paramètre $Cl_{infiltré}$ était associé par Schoeller (1962) à la teneur en chlorures dans la pluie. Il mettait alors en parallèle les signaux de pluie (considérés comme des signaux d'entrée du système) et les signaux de sortie du système à l'exutoire. Toutefois, les eaux à l'exutoire, lors d'un évènement pluvieux, vont être influencées essentiellement par des eaux du sol et de l'épikarst plus que par le signal de pluie. De ce fait, dans l'équation (3.33), le paramètre $Cl_{infiltré}$ ne correspondrait pas uniquement aux chlorures mesurés dans la pluie mais à un mélange entre les chlorures de la pluie et ceux, plus concentrés, des eaux de l'épikarst. La valeur de $Cl_{infiltré}$ serait alors supérieure à celle mesurée uniquement dans la pluie. Ainsi, l'aire estimée par cette formule devrait être plus faible. Néanmoins, il demeure que, sans plus d'informations à ce sujet, une aire d'environ 600 m² peut sembler faible.

Ce module de saturation est l'autre modification apportée par le Modèle 3 par rapport à une modélisation pluie-débit par un modèle à réservoirs traditionnel. Comme cela vient d'être évoqué, il retranscrit la nécessité du milieu d'atteindre une certaine teneur en eau avant d'engendrer un écoulement alimentant l'émergence.

Lors de l'analyse d'un cycle isolé, son implémentation ne modifie guère les résultats des simulations des débits. En effet, un cycle est souvent considéré au début des écoulements d'une source jusqu'à la fin de ces derniers. En l'absence de ce module, les paramètres à calibrer étant recalculés pour chaque cycle, une combinaison les liant permet, souvent, de passer au-delà des problèmes de génération de crues qui n'ont pas été mesurées. Ce point est nettement plus limitant si une application d'un même jeu de paramètres, à une succession de cycles, est effectuée. Des

crues simulées entre les cycles mais non observées en réalité, ainsi que des défauts dans les amplitudes, sont alors constatés.

Bien que les simulations de débits apportées par le Modèle 3 soient encourageantes dans la restitution des débits et la mise en lumière des mécanismes qui en sont responsables, et compte tenu des divers points mentionnés précédemment, il est nécessaire de ne considérer la modélisation des débits de l'émergence du SAS 1 que comme appartenant à un ensemble d'outils permettant un questionnement sur le fonctionnement d'un point d'eau et non comme dispositif abouti de prédiction et de description du fonctionnement d'un système épikarstique.

Malgré les limites du Modèle 3 précédemment énoncées, il est possible d'utiliser les résultats qu'il peut fournir pour déterminer la lame d'eau infiltrée annuellement au sein du système c'est-à-dire la lame d'eau ayant réussi à percoler à travers le sol et participant, *in fine*, à l'écoulement à l'exutoire du système. Pour chaque cycle, les lames d'eau précipitée et infiltrée annuellement, déterminées sur la même période de temps, sont présentées en Figure 3.38.

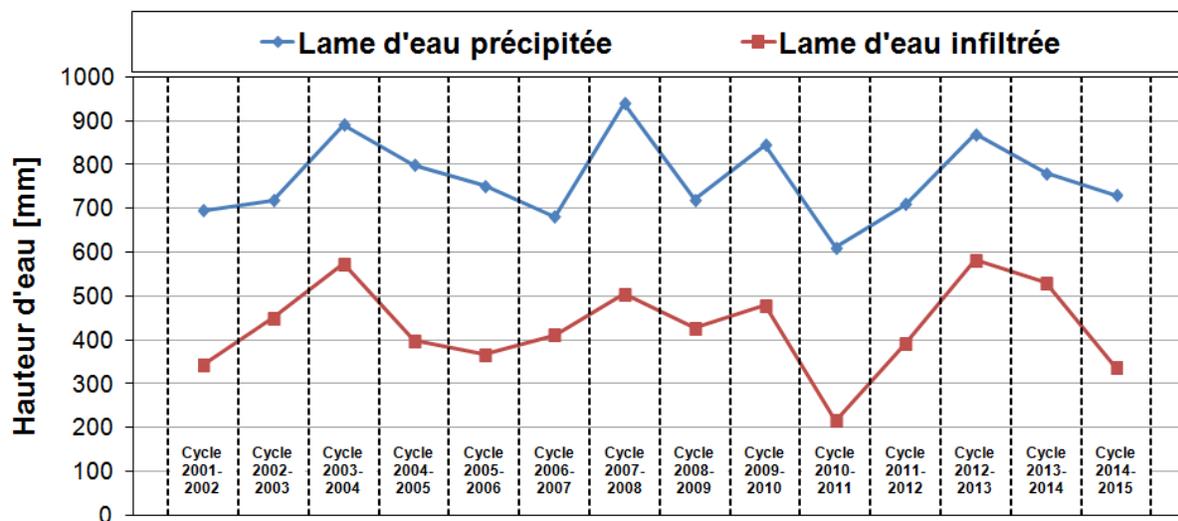


Figure 3.38 : Lames d'eau précipitées et infiltrées pour chaque cycle d'écoulement du SAS 1

La lame d'eau infiltrée représente en moyenne 55 % de la lame d'eau précipitée (de 35 % à 68 %). Ainsi, pour un épikarst situé dans un même contexte que celui de Lascaux – recouvrement par un sol possédant une végétation développée essentiellement composées de feuillus et de

conifères, couches superficielles caractérisées par un calcaire délité et des remplissages par des altérites autochtones – la lame d'eau infiltrée annuellement est en moyenne de 430 mm.

3.3.5. Calibration sur une plus longue série

Une étude qualitative est à présent effectuée pour juger de la nécessité de prendre une chronique de calibration plus longue pour que la modélisation des débits par le Modèle 3 soit améliorée. Pour cela seule une calibration est faite sur les débits de 2001 à 2009 suivie d'une vérification qualitative par observations de la courbe des débits simulés par rapport aux débits mesurés de 2010 à 2015.

La calibration est effectuée sur les mêmes paramètres et gammes de variations que la calibration décrite dans le § 3.3.4.5. Les valeurs des paramètres calibrés et les critères d'erreur associés sont présentés dans le Tableau 3.17. La courbe des débits simulés de 2001 à 2015 est représentée sur la Figure 3.39.

Tableau 3.17 : Valeurs des paramètres à calibrer pour le Modèle 3 et des critères d'erreurs associés à la modélisation pour une calibration effectuée sur les années 2001 à 2009

Paramètre à calibrer	Cycle 2001-2009
H_{sol_max} [mm]	92
Aire [m ²]	620
β [mm ⁻¹]	0,008
H_{epik_min} [mm]	42
H_{epik_max} [mm]	164
α_{epik} [m.j ⁻¹]	0,007
NS_{Erreur}	0,69
BE	0,81

En comparaison avec le Modèle 3 calibré uniquement sur un cycle (Tableau 3.14), la valeur du critère de Nash est meilleure dans le cas présent (Tableau 3.17) mais celle du critère BE est dégradée bien que demeurant acceptable. Un autre élément à noter est la différence dans les valeurs des paramètres une fois la calibration effectuée. Elles conservent cependant les mêmes ordres de grandeurs. Dans la configuration du Tableau 3.17, les premières crues ont tendance à

être retardées et d'amplitudes inférieures (donc moins erronées) que dans la Figure 3.35. Néanmoins, d'autres problèmes d'amplitudes de crues existent. Une fois de plus, à partir des années 2010, le modèle reproduit avec difficultés les débits observés, spécialement pour le cycle 2010-2011. Pour poursuivre la mise en parallèle des calibrations sur des longueurs de chroniques de débits différentes, une analyse des lames d'eau infiltrées a été faite (Figure 3.40).

Une légère différence, dans l'évolution de la lame d'eau précipitée entre les Figures 3.38 et 3.40, est due à la date à laquelle le jeu de paramètres appliqué au modèle impose ce dernier à définir le début d'un cycle (i.e. la date à laquelle le module de saturation peut commencer à se recharger). La différence majeure est dans les lames d'eau infiltrées. En effet, bien que les quantités de celles-ci conservent une évolution similaire à celle observées dans la Figure 3.38, les valeurs sont nettement plus faibles, généralement de 100 mm : la moyenne n'est ici que de 360 mm. En moyenne, pour les valeurs de paramètres données dans le Tableau 3.17, seulement 46 % de la lame d'eau précipitée s'infiltré vers le système épikarstique.

Le manque de connaissance sur une valeur représentative de l'infiltration limite la possibilité de conclure sur l'ensemble de valeurs des paramètres préférable. Toutefois, dans le cas du modèle calibré sur les années 2001 à 2009, l'aire optimale est plus importante et l'ET estimée plus faible.

Malgré un critère *BE* plus faible, le fait que l'aire soit plus importante et que l'ET soit plus importante tend à considérer que la lame d'eau infiltrée annuellement dans un épikarst, situé dans un même contexte que celui de Lascaux, pourrait posséder une valeur moyenne proche de 360 mm pour une période étudiée de 14 années.

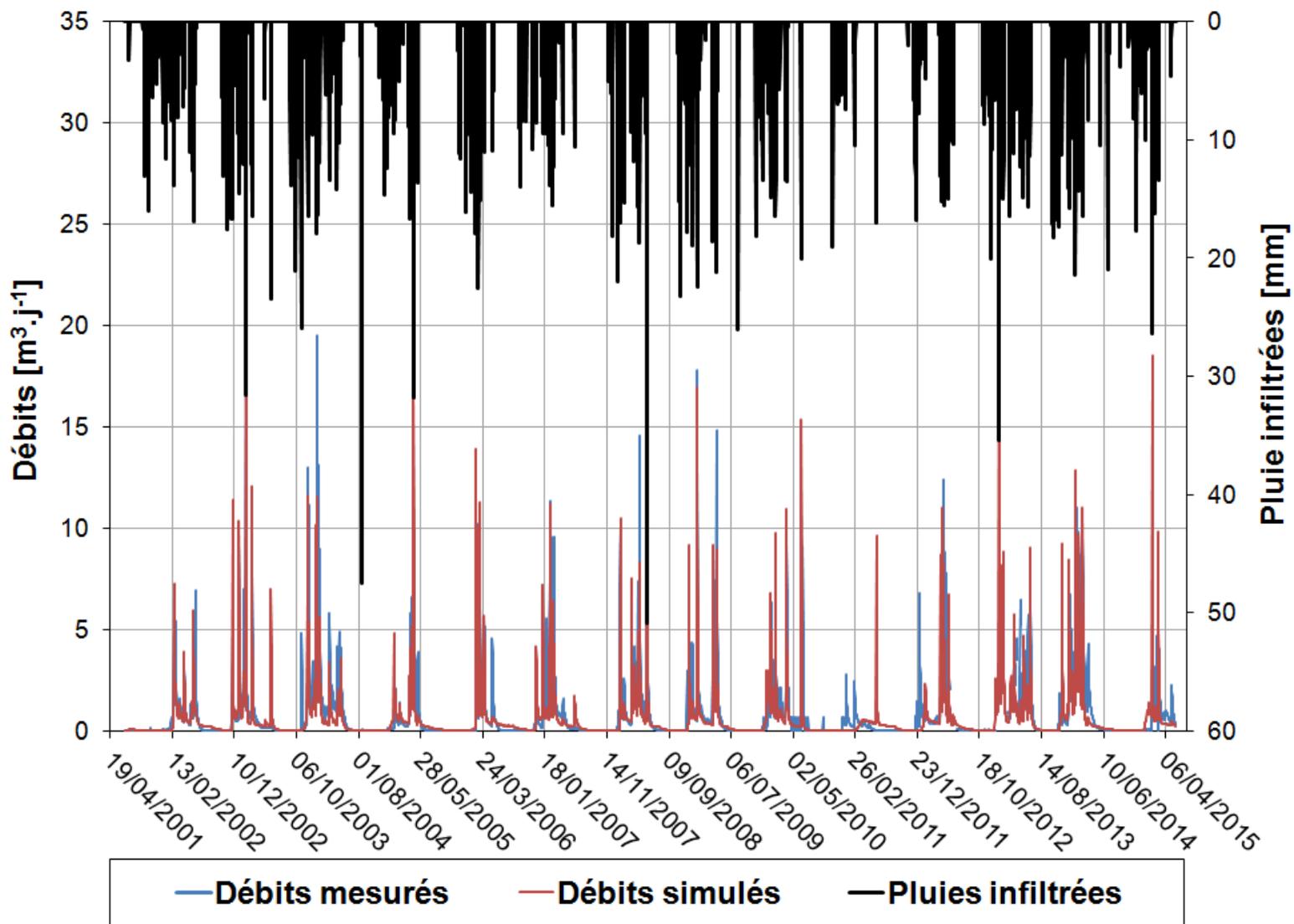


Figure 3.39 : Modélisation, par le Modèle 3, des débits de l'émergence du SAS 1 de 2001 à 2015 pour une calibration effectuée sur les années 2001 à 2009

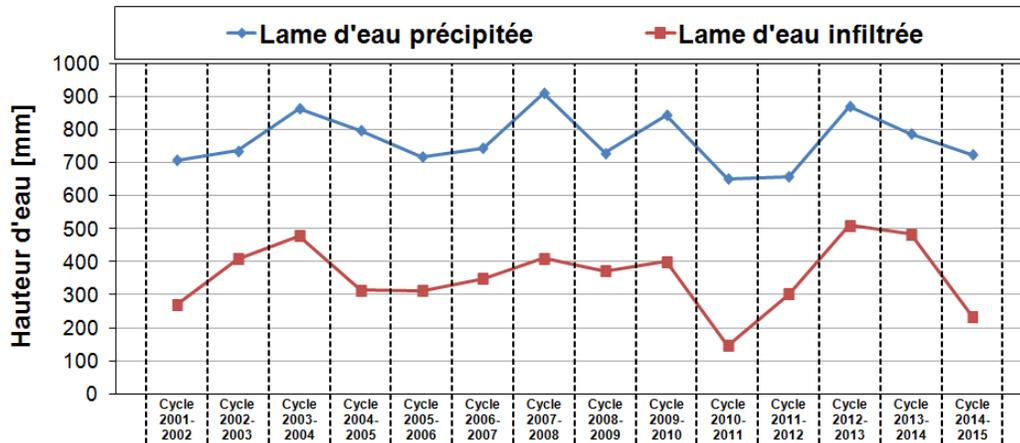


Figure 3.40 : Lames d'eau précipitées et infiltrées pour chaque cycle d'écoulement du SAS 1 déterminée à partir du Modèle 3 calibré sur les années 2001 à 2009

3.3.6. Synthèse des paramètres conditionnant l'existence d'une infiltration épikarstique

Le déclenchement d'un écoulement dans un système épikarstique et l'intensité du débit résultant d'une précipitation dépend de plusieurs paramètres dont certains sont aisément appréciables :

- La quantité de pluie tombée
- L'intensité de l'évapotranspiration
- La teneur en eau du sol
- La teneur en eau dans l'épikarst permettant le déclenchement d'un écoulement
- Le volume déjà présent dans le système épikarstique et disponible pour l'écoulement

La valeur du débit en un instant dépend de la combinaison des paramètres précédents. En considérant un cas théorique où, pour chaque situation, seul l'un des paramètres est variable et les autres étant constants et permettant un écoulement, il est possible de détailler les conditions suivantes :

- Plus la quantité de pluie précipitée sera importante, plus le débit sera important,
- Plus l'évapotranspiration sera importante, plus le débit sera faible,

- Plus la teneur en eau du sol sera faible, plus le débit sera faible,
- Plus la teneur en eau dans l'épikarst sera faible plus le débit sera faible,
- Plus le volume antérieur à la précipitation sera faible, plus le débit sera faible.

L'infiltration de l'eau dans le système karstique occupe donc une place centrale dans l'évaluation des débits d'une émergence épikarstique, celle-ci étant fortement conditionnée par les conditions climatiques du moment et antérieures. Ainsi, la distribution temporelle de la pluie tient une place prépondérante dans les volumes écoulés à un exutoire épikarstique non pérenne. Si une quantité de pluie annuelle est distribuée de manière homogène au cours de l'année, sans événement orageux majeur, l'eau précipitée et stockée dans le sol sera continuellement reprise par l'évapotranspiration et ne pourra pas s'infiltrer dans le système épikarstique.

Ce cas de figure est observable pour le cycle 2002-2003 de l'émergence du SAS 1 (§ 3.1.3.1) où, bien que les précipitations annuelles de 2002 et 2003 soient supérieures à la moyenne des quinze dernières années (Figure 3.4), les volumes écoulés sont faibles (Figure 3.6). Pour ce cycle, certains événements orageux, permettant entre autre l'augmentation de la teneur en eau du sol et de l'épikarst – condition requise pour débiter un écoulement – ne se produisent pas avant février 2002. Avant cette période, l'eau précipitée ne pouvait que rarement s'infiltrer à travers le sol, et ainsi augmenter la teneur en eau de l'épikarst, à cause de l'évapotranspiration. L'occurrence d'orages, et donc de grandes quantités d'eau précipitées, permet d'atteindre la saturation dans le sol et d'augmenter la teneur en eau dans l'épikarst. Le cycle se poursuit alors jusqu'en juin où la diminution des précipitations, couplée avec l'augmentation de l'évapotranspiration, conduit à une diminution des teneurs en eau du sol et à une absence d'infiltration dans le système.

La distribution temporelle des pluies est aussi la raison pour laquelle le pourcentage de lame d'eau infiltrée par rapport à la lame d'eau précipitée au cours d'un cycle peut varier d'un cycle à l'autre (§ 3.3.4.6, § 3.3.5).

3.4. Etude de la variabilité interannuelle de l'infiltration dans les systèmes karstiques par l'utilisation de la $P_{CO_2\text{ sat}}$

L'objectif de cette partie est l'étude de l'infiltration dans un système karstique d'un point de vue hydrogéochimique. Une analyse, par le biais de la méthode IS_c - P_{CO_2} , de l'évolution interannuelle de la $P_{CO_2\text{ sat}}$ des eaux de deux émergences d'un système karstique est effectuée. A l'issue de cette étape, des précisions sur les écoulements alimentant ces deux émergences et sur les raisons des évolutions des $P_{CO_2\text{ sat}}$ dans leurs eaux seront proposées.

3.4.1. L'émergence du SAS 1

Les eaux de l'émergence du SAS 1 ont fait l'objet de prélèvements de 2003 à 2007 et de 2012 à 2015. Leurs analyses ont été reportées dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ (Figure 3.41). Bien que le nombre de points utilisés pour établir les droites modèles G&D de chaque cycle puisse être considéré comme faible, ces derniers se répartissent suivant différentes $P_{CO_2\text{ sat}}$ en fonction des années (Tableau 3.18). De manière similaire à la $P_{CO_2\text{ sat}}$ moyenne des eaux, la température moyenne des eaux de chaque cycle varie en suivant les mêmes tendances d'augmentations ou de diminutions.

Les valeurs de $P_{CO_2\text{ sat}}$ sont influencées par celles de la température (§ 2.2.4.2). Il convient donc de se questionner sur ces modifications de $P_{CO_2\text{ sat}}$ entre les cycles : sont-elles dues à une simple modification de la température des eaux d'une année à l'autre ?

La variation de température moyenne des eaux (Tableau 3.18) maximale atteint $0,59^\circ\text{C}$ entre les cycles 2005-2006 et 2006-2007. Cependant, afin d'évaluer au mieux l'impact d'une augmentation (ou d'une diminution) de la température des eaux, celle-ci sera modifiée sur chacune des eaux de $-2,0^\circ\text{C}$ à $+2,0^\circ\text{C}$ pas incréments de $0,5^\circ\text{C}$. Pour ce faire, la fonction *REACTION_TEMPERATURE* du code de calcul PHREEQC (version 3.1.7) a été de nouveau utilisée. Les $P_{CO_2\text{ sat}}$, pour chaque cycle, des droites G&D de l'émergence du SAS 1 ont été recalculées pour chaque diminution (Tableau 3.19) ou augmentation (Tableau 3.20) de température.

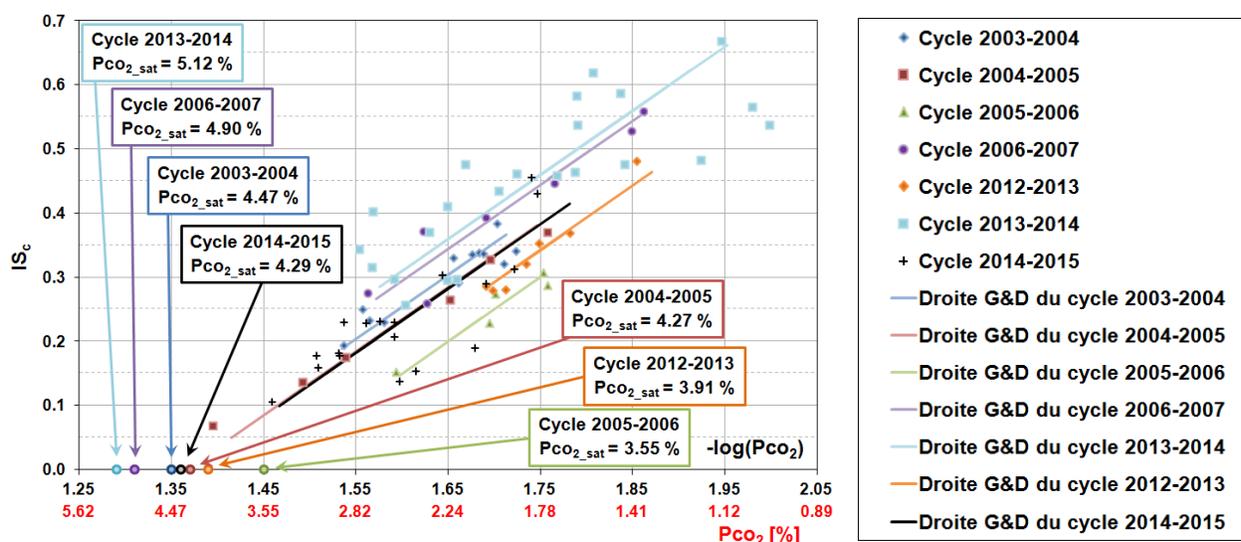


Figure 3.41 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des eaux des sources de l'émergence du SAS 1 pour des cycles d'activité débutant en 2003 et se finissant en 2015

Tableau 3.18 : Valeurs moyennes de $P_{CO_2_sat}$ et de températures des eaux de l'émergence du SAS 1 pour chaque cycle d'activité de ce point d'eau et nombre de points considérés pour calculer ces moyennes.

Cycle	$P_{CO_2_sat}$ [%]	Différence de $P_{CO_2_sat}$ entre les cycles [%]	Température moyenne des eaux [°C]	Variation de température entre les cycles [°C]	Nombre de points par cycle
2003-2004	4,50	-	12,50	-	13
2004-2005	4,31	0,19	12,27	0,23	6
2005-2006	3,55	1,01	12,02	0,25	5
2006-2007	4,94	1,64	12,61	0,59	7
2012-2013	3,91	1,03	12,14	0,47	8
2013-2014	5,12	1,21	12,50	0,36	23
2014-2015	4,29	0,83	11,97	0,53	18

Entre le premier et le deuxième cycle, les $P_{CO_2_sat}$ et températures moyennes des eaux varient respectivement de 0,20 % et de 0,23°C (Tableau 3.18). Une telle modification de la $P_{CO_2_sat}$ des eaux peut être expliquée uniquement par la température si celle des eaux du premier cycle (respectivement du deuxième cycle) est diminuée (respectivement augmentée) de 1°C (Tableaux 3.19 et 3.20). La variation de la $P_{CO_2_sat}$ n'est donc pas due à un effet de température comme cela a pu être constaté dans le cas de l'écoulement de la Gouttière à Cussac (§ 2.3.2.2). Un raisonnement similaire, et des conclusions identiques, peuvent être tenus pour les évolutions

de $P_{CO_2_sat}$ moyennes et de températures des eaux entre deux cycles successifs : les modifications de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de l'émergence du SAS 1 ne sont pas dues à un effet de température entre les cycles.

Tableau 3.19 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de l'émergence du SAS1 lors d'une diminution de leurs températures

Cycle	-2,0°C	-1,5°C	-1,0°C	-0,5°C	Sans correction
2003-2004	4,10 %	4,20 %	4,30 %	4,40 %	4,50 %
2004-2005	3,93 %	4,02 %	4,11 %	4,21 %	4,31 %
2005-2006	3,23%	3,31%	3,38%	3,46%	3,55%
2006-2007	4,51%	4,61%	4,72%	4,83%	4,94%
2012-2013	3,56%	3,65%	3,73%	3,82%	3,91%
2013-2014	4,67%	4,78%	4,89%	5,00%	5,12%
2014-2015	3,91%	4,00%	4,10%	4,19%	4,29%

Tableau 3.20 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de l'émergence du SAS 1 lors d'une augmentation de leurs températures

Cycle	Sans correction	+0,5°C	+1,0°C	+1,5°C	+2,0°C
2003-2004	4,50 %	4,60 %	4,71 %	4,82 %	4,93 %
2004-2005	4,31 %	4,41 %	4,51 %	4,61 %	4,72 %
2005-2006	3.55%	3.63%	3.71%	3.80%	3.89%
2006-2007	4.94%	5.05%	5.17%	5.29%	5.41%
2012-2013	3.91%	4.00%	4.09%	4.18%	4.28%
2013-2014	5.12%	5.24%	5.36%	5.48%	5.61%
2014-2015	4.29%	4.39%	4.49%	4.59%	4.70%

3.4.2. L'émergence de la Haute Fageotte

A l'image du raisonnement tenu dans le § 3.4.1, les eaux de l'émergence de la Haute Fageotte sont étudiées, en fonction du cycle hydrologique (s'étendant du mois d'octobre à celui de l'année suivante), dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ (Figure 3.42). Tout comme les eaux du SAS 1, elles ont fait l'objet de prélèvements de 2003 à 2007 et de 2013 à 2015. Une fois de plus,

bien que le nombre de points, utilisé pour établir les droites modèles G&D de chaque cycle, puisse être considéré comme faible, ces derniers se répartissent suivant différentes $P_{CO_2_sat}$ en fonction des années (Figure 3.42).

Contrairement à l'écoulement du SAS1, les $P_{CO_2_sat}$ des droites G&D des cycles sont nettement plus proches. Il en est de même pour les températures moyennes des eaux. Une fois de plus, l'influence de la température sur ces variations de $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux a été étudiée (Tableau 3.21). Compte tenu des écarts de températures moyennes des différents cycles, les températures des eaux de chaque cycle ne seront, cette fois, modifiées que de $-0,20^{\circ}C$ à $+0,20^{\circ}C$ par incréments de $0,05^{\circ}C$ (Tableaux 3.22 et 3.23). Les différences de $P_{CO_2_sat}$ par cycle issues de ces changements de températures sont négligeables. Il semble évident que les différences de valeurs des $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux ne sont pas dues à l'influence des différences de températures moyennes des eaux dans son calcul.

Pour les eaux de la source de la Haute Fageotte, un élément majeur est à prendre en compte dans l'étude de l'évolution de la $P_{CO_2_sat}$ des droites G&D : la dispersion des individus autour de ces dernières. Celle-ci est telle qu'une distinction des $P_{CO_2_sat}$ des trois premiers cycles est, en réalité, impossible. Seules les tendances à l'augmentation de la $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux pour le cycle 2006-2007 et à la diminution lors du cycle 2014-2015, par rapport aux autres cycles, peuvent être constatées.

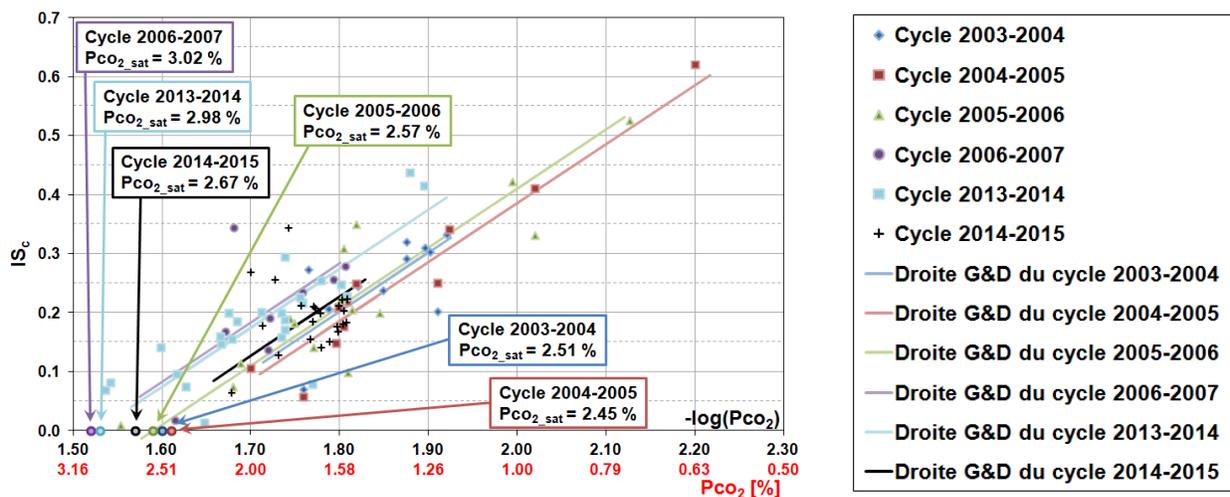


Figure 3.42 : Représentation dans un graphique $\{-\log(PCO_2) ; IS_c\}$ des eaux des sources de la source de la Haute Fageotte pour des cycles d'activité débutant en 2003 et se finissant en 2015

Tableau 3.21 : Valeurs moyennes de $P_{CO_2_sat}$ et de températures des eaux de la source de la Haute Fageotte pour chaque cycle d'activité de ce point et nombre de points considérés pour calculer ces moyennes.

Cycle	$P_{CO_2_sat}$ [%]	Différence de $P_{CO_2_sat}$ entre les cycles [%]	Température moyenne des eaux [°C]	Variation de température entre les cycles [°C]	Nombre de points par cycle
2003-2004	2,52	-	12,58	-	11
2004-2005	2,43	0,09	12,55	0,03	11
2005-2006	2,57	0,14	12,53	0,025	15
2006-2007	3,04	0,47	12,66	0,13	8
2013-2014	2,98	0,06	12,47	0,19	25
2014-2015	2,67	0,31	12,62	0,15	22

Tableau 3.22 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de la source de la Haute Fageotte lors d'une diminution de leurs températures

Cycle	-0,20°C	-0,15°C	-0,10°C	-0,05°C	Sans correction
2003-2004	2,50 %	2,51 %	2,51 %	2,52 %	2,52 %
2004-2005	2,41 %	2,41 %	2,42 %	2,42 %	2,43 %
2005-2006	2,55 %	2,55 %	2,56 %	2,56 %	2,57 %
2006-2007	3,01 %	3,02 %	3,02 %	3,03 %	3,04 %
2013-2014	2,95%	2,96%	2,97%	2,97%	2,98%
2014-2015	2,65%	2,65%	2,66%	2,67%	2,67%

Tableau 3.23 : Evolution des valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux de la source de la Haute Fageotte lors d'une augmentation de leurs températures

Cycle	Sans correction	+0,05°C	+0,10°C	+0,15°C	+0,20°C
2003-2004	2,52 %	2,53 %	2,54 %	2,54 %	2,55 %
2004-2005	2,43 %	2,43 %	2,44 %	2,44 %	2,45 %
2005-2006	2,57 %	2,58 %	2,58 %	2,59 %	2,59 %
2006-2007	3,04 %	3,05 %	3,05 %	3,06 %	3,07 %
2013-2014	2,98%	2,99%	2,99%	3,00%	3,01%
2014-2015	2,67%	2,68%	2,68%	2,69%	2,70%

3.4.3. Interprétation de l'évolution interannuelle de la $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux

Une évolution interannuelle de la $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux de l'émergence du SAS 1 existe (Figure 3.41). Une autre variabilité peut être observée au niveau de $P_{CO_2_sat}$ des eaux : celle intra-cycle. Le Tableau 3.24 présente les $P_{CO_2_sat}$ du SAS 1 par cycle (droite G&D de l'émergence), l'étendue et l'écart-type des $P_{CO_2_sat}$ des eaux par cycle d'activité de l'émergence.

Tableau 3.24 : Evolution interannuelle des $P_{CO_2_sat}$ de l'émergence du SAS 1 et valeurs des étendues et écart-types des $P_{CO_2_sat}$ de ses eaux par cycle d'activité de ce point d'eau

Cycle	$P_{CO_2_sat}$ du SAS 1	Etendue des $P_{CO_2_sat}$ des eaux du SAS 1	Ecart-type des $P_{CO_2_sat}$ des eaux du SAS 1
Cycle 2003-2004	4,50 %	0,85 %	0,23 %
Cycle 2004-2005	4,31 %	0,62 %	0,21 %
Cycle 2005-2006	3,55 %	0,36 %	0,13 %
Cycle 2006-2007	4,94 %	1,32 %	0,37 %
Cycle 2012-2013	3,91 %	0,52 %	0,15 %
Cycle 2013-2014	5,12 %	3,37 %	0,88 %
Cycle 2014-2015	4,29 %	1,89 %	0,51 %

A l'exception du cycle 2014-2015, à mesure que la $P_{CO_2_sat}$ du SAS 1 diminue, l'étendue et l'écart-type des $P_{CO_2_sat}$ des eaux de cette émergence décroissent eux aussi : plus la $P_{CO_2_sat}$ du SAS 1 sera élevée, plus cette émergence sera caractérisée par des eaux dont les $P_{CO_2_sat}$ pourront être variables. Le cycle 2014-2015 se différencie par des valeurs d'étendue et d'écart-type des $P_{CO_2_sat}$ des eaux du SAS 1 plus importantes que celles qu'elles devraient avoir si elles suivaient la tendance décrite précédemment. Une différence majeure existe entre les deux cycles 2013-2014 et 2014-2015 et les autres : le nombre de mesures disponibles. La fréquence d'échantillonnage sur ces deux cycles est plus importante, permettant ainsi de pouvoir distinguer des eaux avec une plus grande variabilité. Toutefois, la tendance précédente semble aussi s'appliquer en ne considérant que les deux cycles avec un grand nombre de prélèvements : celui s'étendant sur 2013-2014 a des grandes valeurs de $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux, d'étendue et d'écart-type des eaux.

Cette émergence est épikarstique. De par sa proximité avec le sol, zone de production de CO₂, il est probable que des variations climatiques aient une influence sur les variations annuelles. Pour étudier ce point, les moyennes des températures extérieures (T_{ext}) et des évapotranspirations potentielles (ETP) ainsi que les cumuls des pluies et des débits sont rassemblées dans le Figure 3.43. Que ce soit pour les moyennes ou les cumuls, les calculs ont été effectués entre la première montée en crue du SAS 1 (considérée comme l'activation de l'émergence) et le dernier pic de crue (dernier apport possible issu du sol).

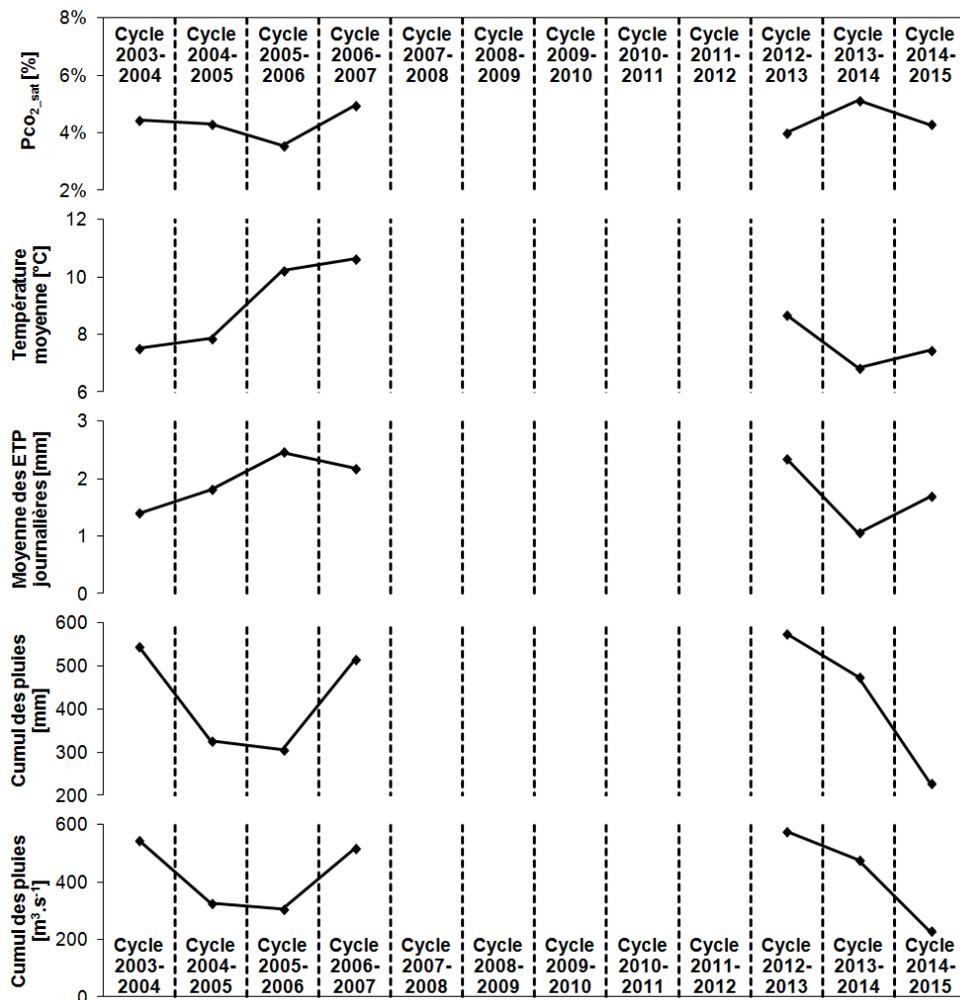


Figure 3.43 : Moyennes des températures extérieures et des ETP journalières et cumuls des pluies précipitées et des débits sur le site de Lascaux, par cycle hydrologique

Seules les évolutions inter-cycles des moyennes des ETP possèdent, sur l'intégralité des cycles étudiés, une corrélation avec les évolutions des P_{CO₂_sat} du SAS 1 (Figure 3.43). Cette

corrélation est inverse : lorsque la moyenne des $P_{CO_2_sat}$ des eaux du SAS 1 augmente entre deux cycles, celle des ETP diminue (et réciproquement).

Les autres variables ne possèdent pas de corrélation positive ou négative avec la $P_{CO_2_sat}$ du SAS 1 sur l'ensemble des cycles. L'évolution de leurs valeurs de cycle à cycle peut suivre les mêmes tendances (ou des tendances inverses) mais ces similarités (ou différences) dans les évolutions ne sont pas présentes sur l'ensemble des cycles.

Toutefois, dans l'étude proposée ici, le peu de données disponibles limite les observations et les conclusions sur l'influence de la température, de l'ETP, des pluies et du débit sur les évolutions interannuelles des $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux du SAS 1. Il serait très enrichissant, pour une mise en parallèle de ces variables, de raisonner sur des enregistrements de ces dernières en continues et non en globalité à l'échelle d'un cycle d'activation du SAS 1. Néanmoins, les données ponctuelles de $P_{CO_2_sat}$ des eaux disponibles obligent à raisonner de manière globale.

L'observation des évolutions interannuelles laisse cependant entrevoir une influence possible du climat sur les évolutions des $P_{CO_2_sat}$ des eaux d'un épikarst. Si tel était le cas, l'évolution des $P_{CO_2_sat}$ des eaux d'un épikarst pourrait être un indicateur sur les évolutions climatiques. L'hypothèse formulée ci-dessus suppose que l'évolution des $P_{CO_2_sat}$ est due à des phénomènes naturels et non à des possibles effets anthropiques (pollutions ponctuelles, pluies acides).

Il demeure alors le questionnement sur la variabilité des $P_{CO_2_sat}$ des eaux pour un cycle. Différentes $P_{CO_2_sat}$ au sein d'un même cycle peuvent être identifiées dans le cas où des « courts circuits » de masses d'eau possédant des signatures chimiques différentes peuvent exister dans le système (§ 4.4.6). Dans le cas du système de Lascaux, le degré d'organisation des écoulements est supposé invariant car appartenant au même compartiment. Ainsi, si des types d'eaux provenant de différents réservoirs doivent se manifester à l'exutoire du système, ils le seront quel que soit le cycle considéré (et non fonction de l'organisation du drainage). Cependant, le marquage en $P_{CO_2_sat}$ des eaux de ces compartiments peut varier au cours du temps comme cela vient juste d'être évoqué. Plus la $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux de l'émergence du SAS 1 diminue, plus la variabilité des $P_{CO_2_sat}$ des eaux faiblit (Tableau 3.24). Dans ce cas, les valeurs des $P_{CO_2_sat}$ des eaux à courts et à plus longs temps de transfert ont tendance à se rapprocher.

La Figure 3.44 présente l'évolution du CO_2 dans les calcaires situés sous des remplissages à proximité de la grotte de Lascaux entre juillet 2006 et décembre 2007. La mesure de CO_2 est

effectuée à trois mètres de profondeur. L'épaisseur des remplissages est estimée à un mètre. Il est possible de constater que les teneurs oscillent entre 1,5 et 4,5 % avec une moyenne de 2,95 %.

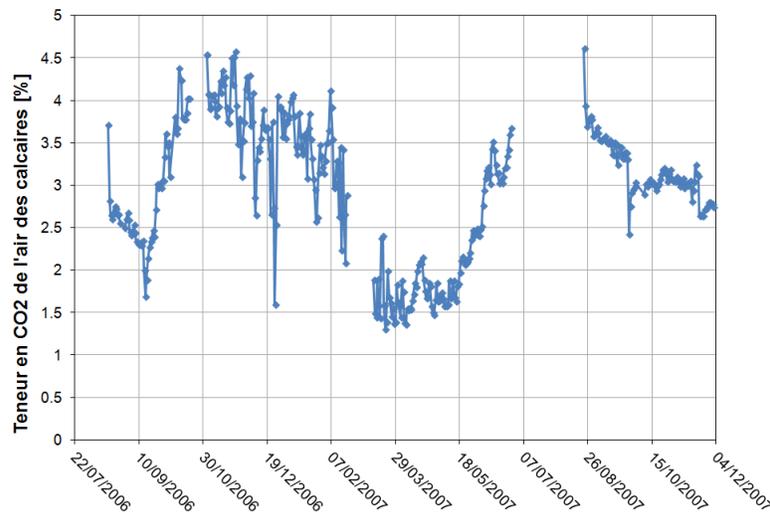


Figure 3.44 : Evolution temporelle des teneurs moyennes journalières du CO₂ dans l'air mesurées dans les calcaires sous des remplissages à proximité de la grotte de Lascaux entre juillet 2006 et décembre 2007. L'épaisseur des remplissages est estimée à un mètre et la mesure de CO₂ est faite à trois mètres de profondeur par rapport à la surface.

Les maxima sont essentiellement atteints à l'automne tandis que le minimum l'est au printemps. La $P_{CO_2_sat}$ de l'eau s'écoulant dans l'épikarst peut alors avoir un comportement similaire : les variations, au cours d'un cycle, des $P_{CO_2_sat}$ des eaux de l'émergence du SAS 1 pourraient être imposées par les variations de la P_{CO_2} de l'air du massif. Les valeurs maximales des oscillations des $P_{CO_2_sat}$ des eaux peuvent différer de cycle en cycle. En considérant des cycles de P_{CO_2} de l'air de l'épikarst similaires, en fonction de la date d'activation des écoulements de l'émergence du SAS 1, les valeurs les plus hautes de $P_{CO_2_sat}$ mesurées dans les eaux peuvent être légèrement variables. Tout comme les valeurs maximales de $P_{CO_2_sat}$ des eaux, les valeurs minimales sont dépendantes de la P_{CO_2} de l'air dans l'épikarst. Cependant, contrairement aux valeurs maximales pouvant varier en fonction, par exemple, des paramètres climatiques, il est possible de penser que les valeurs minimales de P_{CO_2} de l'air de l'épikarst tendent, pour l'ensemble des cycles, vers des valeurs proches et peu variables. La Figure 3.44 indique des valeurs minimales de P_{CO_2} de l'air de l'épikarst à 1,5 % à la profondeur à laquelle ont été effectuées les mesures. Dans l'épikarst, la P_{CO_2} de l'air peut augmenter en profondeur. En accord avec la Figure 3.41, il a été estimé que la valeur minimale de P_{CO_2} de l'air de l'épikarst qui a contribué à la minéralisation des eaux est de 3 %.

Ainsi, pour une $P_{CO_2_sat}$ de l'émergence faible – par exemple, 3,55 % pour le cycle 2005-2006 (Figure 3.41) – le contraste, entre les teneurs maximales et minimales des $P_{CO_2_sat}$ des eaux est faible. Plus la teneur maximale en CO_2 au cours d'un cycle sera importante, plus la variabilité des $P_{CO_2_sat}$ au cours de ce cycle sera importante.

Lopez (2009) avait constaté une relation entre l'écoulement du SAS 1 et la source de la Haute Fageotte. La première est une émergence épikarstique tandis que la seconde est alimentée aussi bien par une zone perchée saturée – se développant à la faveur du contraste de perméabilité des marnes du Coniacien inférieur – que par des apports épikarstiques issus des formations géologiques sus-jacentes. Les eaux de la source de la Haute Fageotte proviennent donc, en partie, d'un mélange avec des eaux de même type que celles caractérisant l'émergence du SAS 1.

En raison du mélange avec des eaux de la zone saturée, la signature chimique des eaux de type épikarstique est moins identifiable dans les eaux de la source de la Haute Fageotte. La contribution de l'un des deux pôles dépend de l'importance des précipitations affectant le système. Il en résulte des participations des eaux épikarstiques variables en fonction de la période considérée. Ces différences dans les quantités d'eaux d'origine épikarstique sont visibles, dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, par la dispersion des points autour des droites G&D (Figure 3.42).

Une telle dispersion, pour un même cycle, indique que le système de la Haute Fageotte n'est pas homogénéisant vis-à-vis des types d'eaux transitant en son sein. Le drainage est donc suffisamment développé pour permettre une circulation rapide des eaux de type épikarstique jusqu'à l'exutoire, et en quantité telle qu'elles deviennent prépondérantes dans les mélanges avec les eaux de la zone perchée saturée.

L'alimentation de la source de la Haute Fageotte par des eaux similaires à celles de l'émergence du SAS 1 est aussi visible dans les tendances d'évolution interannuelles des $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux (Figure 3.42). Bien que les cycles de 2003 à 2006 ne soient pas individualisables dans le cas de la source de la Haute Fageotte, une augmentation de $P_{CO_2_sat}$ de la droite G&D est observable pour le cycle 2006-2007. Celle-ci peut être rapprochée de l'accroissement de la $P_{CO_2_sat}$ moyennes des eaux entre les cycles 2005-2006 et 2006-2007 pour l'écoulement du SAS 1 (Figure 3.41). Un raisonnement similaire peut être tenu pour la

diminution de $P_{CO_2_sat}$ moyenne, entre les cycles 2013-2014 et 2014-2015, pour les eaux du SAS 1 et de la Haute Fageotte.

Concernant les cycles de 2003 à 2006, il est possible de penser que les droites G&D de la source de la Haute Fageotte ne sont pas différenciables en raison de valeurs trop proches des $P_{CO_2_sat}$ des eaux des pôles « épikarst » et « zone perchée saturée ». Le cycle 2006-2007 serait alors caractérisé par une $P_{CO_2_sat}$ du pôle « épikarst » suffisamment importante pour discriminer les eaux de ce cycle dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ (Figure 3.42).

Les eaux des deux points étudiés sur ce site vont donc subir des pressions analogues. L'ensemble sol/épikarst possède ses plus fortes valeurs de CO_2 lorsque la teneur en eau y est importante et lors des périodes chaudes (Amundson et Smith 1988, Lloyd et Taylor 1994, Raich et Schlesinger 1992, Kirschbaum 1994). De plus, l'augmentation de la $P_{CO_2_sat}$ des eaux est issue, en partie, de la dégradation de la matière organique des sols. Elle est constituée de différents composés tels que des éléments associés à des protéines, à des acides humiques et à des acides fulviques, dont les cinétiques de dégradations (et donc leurs capacités à enrichir l'eau en CO_2) vont être différentes. L'occurrence et la prédominance de l'un de ces composés sur les autres peut dépendre des conditions de saturation du sol (Tissier *et al.* 2013).

Il est alors envisageable que les conditions de production de CO_2 dans le sol – et par extension, la nature et la quantité de matière organique produite – aient été modifiées d'un cycle au suivant. Aucun indicateur précis pouvant témoigner d'un tel changement n'a pu être identifié pour le moment. Cette observation vient en complément des constatations de Massei *et al.* (2007) qui avaient noté une évolution dans la chimie des eaux des sources de Barton d'une année à l'autre. Dans leur étude, ces auteurs avaient souligné que ces évolutions étaient dues à des contributions de types d'eaux différents en fonction des années.

3.5. Conclusions de l'étude de l'infiltration dans un épikarst

La petite taille de ce système épikarstique couplée à la longueur des chroniques de débits disponibles, en font un site privilégié pour l'étude de l'infiltration en contexte épikarstique. Ce type d'analyse reste marginal. Qu'elles soient hydrochimiques ou hydrodynamiques, ces études

sont principalement appliquées à des systèmes de grandes tailles assurant une certaine homogénéisation des flux (système de Fontaine de Vaucluse, source du Lez, ...). En plus de sa petite taille, ce système se voit doter d'un autre attribut : le caractère non pérenne de ses écoulements.

Ce caractère temporaire des écoulements souligne la variabilité des transferts de pression au sein des systèmes épikarstiques. Il en ressort une importance primordiale des phénomènes de surface dans l'infiltration de l'eau jusqu'à une émergence. La pluie et l'évapotranspiration (reliée étroitement à la température) sont des paramètres fondamentaux qui peuvent conditionner cette infiltration. Une première approche de cette dernière tend à penser qu'une lame d'eau moyenne annuelle d'environ 360 mm (pour une période d'étude de 14 années) s'infiltré dans les calcaires de Dordogne situés dans des contextes similaires à ceux de Lascaux.

Une autre variabilité de ces systèmes a pu être mise en avant : celle de la composition chimique interannuelle des masses d'eaux se succédant à leurs exutoires. Cette dualité dans les variations hydrochimiques a pu être constatée par une étude des $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux d'une émergence épikarstique associée à une modélisation de ces débits. La variation interannuelle de cette $P_{CO_2_{sat}}$ pourrait être en lien avec la température, les précipitations et l'évapotranspiration. Des études sont actuellement menées, au laboratoire I2M-GCE de Bordeaux, sur le système épikarstique de Lascaux pour améliorer la compréhension des évolutions, des variations et des dynamiques du CO_2 dans l'épikarst.

Ainsi, il est essentiel d'évaluer au mieux ces paramètres climatiques, bien que leurs connaissances exactes puissent être complexes. Une mise en place de lysimètres pourrait apporter des éléments quant à l'estimation de l'évapotranspiration s'appliquant réellement sur les sites.

Il en résulte une grande importance de ce signal tant dans sa nature que dans son évolution. Cette dernière peut avoir des influences non négligeables dans la compréhension des écoulements émergeant d'une source de systèmes karstiques possédant une zone noyée.

Le signal issu du sol ainsi que le signal épikarstique, auxquels vient s'ajouter le signal de la zone de transmission (Figure 1.3), sont souvent confondus dans des modélisations sous le terme

d'infiltration. Toutefois, une telle association tend à masquer les phénomènes de stockage et de mélanges d'eaux pouvant prendre place dans l'épikarst. Cette limitation peut avoir des effets non négligeables dans des démarches de modélisations par couplages des transferts de pressions et de masses.

**CHAPITRE 4 : CARACTERISATION DU
FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES KARSTIQUES
A ZONE NOYEE : APPORT DE L'ETUDE DE
L'INFILTRATION ET DE L'UTILISATION DE LA
PRESSION PARTIELLE DE DIOXYDE DE CARBONE
A SATURATION**

Ce chapitre est dédié à la mise en application de la méthode IS_c-Pco₂ sur différents systèmes karstiques connus situés dans la périphérie du bassin d'alimentation de la célèbre source karstique de Fontaine de Vaucluse. Une attention particulière est portée à l'utilisation de la pression partielle de CO₂ à saturation (Pco_{2_sat}). L'objectif de cette partie est la détermination du fonctionnement karstique d'un système et de l'influence de l'infiltration.

Pour ce faire, une association de trois méthodes (analyse de distribution de fréquences, analyse en composantes principales, méthode IS_c-Pco₂) est employée. Les deux premières permettent d'obtenir des informations qualitatives sur les types d'eaux en présence dans le système tandis que la dernière permet de qualifier la succession de ces types d'eaux à l'exutoire ainsi que les conditions d'écoulement dans le système. La caractérisation du comportement karstique de l'écoulement dans un système permet de mieux appréhender la vulnérabilité d'un système, élément abordé à la fin de cette partie.

Dans un premier temps une description du site d'étude sera effectuée. S'en suivra une présentation théorique succincte des analyses de distributions de fréquences et en composantes principales. Les résultats seront ensuite décrits pour permettre, par la suite, leurs interprétations. Une application de la détermination du fonctionnement karstique par le biais de la Pco_{2_sat} sera ensuite abordée ainsi qu'une caractérisation de la vulnérabilité des systèmes à deux types de pollutions (ponctuelle ou continue).

Tout au long de ce chapitre le terme de « zone noyée » sera employé. Il renvoie à la partie saturée en eau du karst et présentant une continuité hydraulique spatiale, située à la base de la zone d'infiltration du système karstique, tel qu'il est usité par Bakalowicz (1999, 2005). Cet auteur, en guise de synonymes, utilise aussi celles de « karst phréatique » ou « karst noyé ».

Cette partie s'appuie sur des données issues d'une étude effectuée par Lastennet (1994) sur des émergences situées dans le Sud-Est de la France (§ 4.1). L'étude en question a été conduite durant les années 1991 et 1992. Dans le présent développement, les valeurs communiquées ne seront donc que celles relatives à cette période. Pour toute information complémentaire relative à la description du site, il est recommandé de consulter les documents rédigés par Puig (1987), Monier *et al.* (1991) et Lastennet (1994).

4.1. Localisation du site d'étude et contexte géologique

Le site d'étude se situe dans le Sud-Est de la France, s'étendant sur les terres des départements du Vaucluse (84) et de la Drôme (26).

Il est marqué par la présence du Mont Ventoux (1 909 mètres) dont l'extrémité du versant Nord est incisée par le lit du Toulourenc. Ce cours d'eau, constituant un niveau piézométrique de base local, recueille les eaux de nombreuses émergences locales dont certaines sont étudiées dans ce document (§ 4.3). En rive droite du Toulourenc s'élève la montagne de Bluye (1 602 mètres). La partie orientale du secteur étudié est formée du plateau d'Albion tandis que le plateau de Vaucluse marque la frontière Sud du site d'étude (Figure 4.1).

La végétation est caractérisée par une importante variété d'espèces – en raison des forts contrastes d'altitudes et d'ensoleillements – s'étendant des pins sylvestres et des chênes jusqu'aux associations d'arbustes plus connues sous le nom de garrigue. La diversité de cette flore est distinguée, à l'échelle régionale, en quatre étages – méditerranéen, subméditerranéen, montagnard et subalpin – assurant la transition entre une végétation rare et éparpillée, aux hautes altitudes, à une végétation plus abondante aux basses altitudes (Puig 1987). Deux de ces groupements d'espèces, les étages méditerranéen et subalpin, sont présents sur le Mont Ventoux respectivement sur les versants Sud et Nord.

Cette végétation disparate recouvre des sols de types lithosols, rendzines et sols rouges (Puig 1987). De plus, des efforts dans des activités de reboisement ont conduit à la constitution de sols bruns épais abritant une forte activité biologique (Lastennet 1994).

Les formations géologiques affleurantes couvrent une large période s'étendant du Trias au Pliocène. Le complexe Trias-Jurassique n'est identifiable qu'à l'Est et au Nord du site d'étude. Argilo-marneux à sa base, il revêt progressivement un faciès calcaire de plus en plus affirmé jusqu'au Portlandien (Monier *et al.* 1991).

Ce caractère carbonaté se retrouve essentiellement dans les formations du Crétacé où une alternance avec des formations moins perméables est visible. Trois grands ensembles hydrogéologiques sont alors dissociables :

1. **L'ensemble Berriasien – Valanginien – Hauterivien inférieur**, marqué par un faciès marneux et argileux, transitant, vers le sommet, vers des calcaires. La forte présence de formations peu perméables confère à cet ensemble le rôle de mur de l'aquifère du système hydrogéologique de la zone étudiée.
2. **L'ensemble Hauterivien supérieur – Barrémien – Bédoulien**, composé de calcaires de faciès Urgonien. Pouvant atteindre une épaisseur importante – jusqu'à 1 500 mètres au Mont Ventoux – ces formations se développent sur la majeure partie de la zone d'étude.
3. **L'ensemble Gargasien et Crétacé supérieur**, dont l'extension est limitée aux bordures de la zone d'étude. Il est caractérisé par une dominance des formations marneuses faisant office de couverture de certains systèmes karstiques dont celui de Notre Dame des Anges (§ 4.3).

4.2. Contexte climatique

La situation géographique du site d'étude, ainsi que la présence de massifs montagneux, imposent, localement, un climat pouvant être qualifié à la fois de Méditerranéen et de montagneux. Les saisons alternent alors entre des hivers et étés secs et des printemps et automnes pluvieux (Tableau 4.1). Dans ce paragraphe nous ne considérerons que quatre stations météorologiques identifiées comme qualifiant le mieux les hauteurs d'eau précipitées sur les impluviums des sources évoquées ultérieurement (§ 4.3). Ces stations sont celles d'Entrechaux (E.), de Malaucène (M.), de Saint Léger (SL.) et de Saint Christol (SC.).

Les précipitations mensuelles sont relativement semblables d'une année à l'autre (Tableau 4.1). Le mois de septembre 1992 est cependant atypique tant les hauteurs d'eau précipitées sont importantes. Il est associé à un fort orage, le 22 septembre 1992, ayant provoqué l'inondation de la commune de Vaison-la-Romaine. Cette perturbation n'a impliqué qu'une partie restreinte de la zone d'étude. Ainsi, seuls 65,4 mm d'eaux précipitées ont été mesurées à Saint Christol tandis que cette valeur s'élève à 300 mm d'eau à Entrechaux.

Ce type d'évènements ponctuels et locaux, bien que généralement d'intensité plus faible, est caractéristique du climat de cette partie de la France. Ils sont essentiellement responsables des différences dans les hauteurs d'eau mensuelles précipitées lorsque deux années sont comparées.

Tableau 4.1 : Cumul mensuel des hauteurs d'eau précipitées aux stations météorologiques d'Entrechaux (E.), de Malaucène (M.), de Saint Léger (SL.) et de Saint Christol (SC.) lors des années 1991 et 1992

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
E. 1991	26,3	37,1	127,5	28,7	12,9	40,9	52,0	20,5	108,9	158,0	79,2	11,7
E. 1992	32,7	29,4	66,7	22,7	58,4	157,4	36,3	123,0	359,3	118,4	47,0	34,7
M. 1991	25,9	44,1	109,8	26,8	38,3	27,2	52,0	24,6	101,6	183,6	72,8	8,3
M. 1992	31,7	36,8	58,0	16,1	53,3	186,1	44,2	88,3	262,0	113,0	52,1	32,3
SL. 1991	28,6	57,5	175,0	36,4	9,2	50,5	45,4	11,6	177,8	162,8	167,7	21,0
SL. 1992	46,3	45,5	91,3	23,7	75,3	168,7	50,9	80,2	152,9	237,2	67,1	58,1
SC. 1991	25,6	59,2	145,6	25,8	27,3	51,0	14,4	17,7	235,6	146,0	121,2	15,3
SC.1992	56,9	37,0	92,9	29,5	57,8	183,4	48,0	119,6	84,4	130,7	67,0	43,6

D'un point de vue historique, la station météorologique de Carpentras est celle, proche de la zone étudiée, possédant, en 1992, la plus longue série chronologique avec des enregistrements effectifs depuis 1964. Sur cet intervalle de temps, la moyenne des précipitations annuelles est de 633,4 mm. Il est possible, de nouveau, de constater la présence de différences de hauteurs d'eau précipitées en fonction de la position géographique de la station. Ainsi, le cumul moyen des hauteurs d'eau à la station d'Entrechaux pour les années 1991-1992 était de 894,9 mm, et le cumul moyen, sur la période 1991-1992, pour les quatre stations mentionnées dans le Tableau 4.1, était de 919,4 mm d'eau.

Tout comme des différences de hauteurs d'eau précipitées peuvent exister en fonction de l'altitude de la station météorologique, des gradients de températures mettent en lumière une influence de l'élévation du relief : dans le cas de la température, plus l'altitude est élevée, plus la température sera faible. Toutefois, afin de donner une valeur caractéristique du site d'étude, celle de 13,05°C – valeur relevée à la station de Vaison-la-Romaine – sera considérée (Lastennet 1994).

4.3. Description des sources étudiées

Sources étudiées

Le plateau de Vaucluse et ses abords sont caractérisés par une multitude d'émergences. Dans cette étude seules trois sources (Notre Dame des Anges, Font Marin et Groseau) d'impluviums de tailles similaires (proche de 20 km²) et une source épikarstique (Saint Trinit) sont retenues (Figure 4.1). Elles sont situées en périphérie du bassin d'alimentation du système karstique de Fontaine de Vaucluse. L'émergence de ce dernier est la plus importante de France avec un débit moyen de 20 m³.s⁻¹.

Les eaux de ces sources possèdent un faciès bicarbonaté-calcique dépourvu de tout trait dolomitique ; les concentrations en magnésium demeurent inférieures à 7 mg.L⁻¹. Les systèmes de Notre Dame des Anges et de Font Marin sont de type Vauclusien.

La source de Notre Dame des Anges (Figure 4.1) se situe dans les calcaires Barrémien et Bédoulien. Son exutoire principal se situe à 290 mètres d'altitude. Il est constitué par plusieurs griffons, dont deux sont équipés d'un déversoir triangulaire. Cependant, seules des mesures instantanées de débits sont disponibles. A l'aplomb de cette sortie, le drain karstique terminal a été reconnu par des spéléologues jusqu'à une profondeur de 100 mètres. Le débit moyen de cette source oscille entre 80 et 100 L.s⁻¹, excepté lors de la crue du 22 Septembre 1992 où le débit a été estimé entre 5 000 et 10 000 L.s⁻¹. L'altitude de l'impluvium de ce système est comprise entre 580 et 760 mètres NGF.

Le système de Font Marin se développe tant dans les formations carbonatées du Barrémien que dans les marnes du Valanginien et les calcaires marneux de l'Hauterivien inférieur qui forment le mur de l'aquifère. Le caractère marneux des formations est associé à l'unité paléogéographique du Vocontien (Nord) tandis les calcaires sont plus enclins à s'exprimer au niveau de la plate-forme Provençale (Sud). L'exutoire de ce système est situé à 440 mètres d'altitude, sur la rive droite du Toulourenc, en amont de la source de Notre Dame des Anges. Il

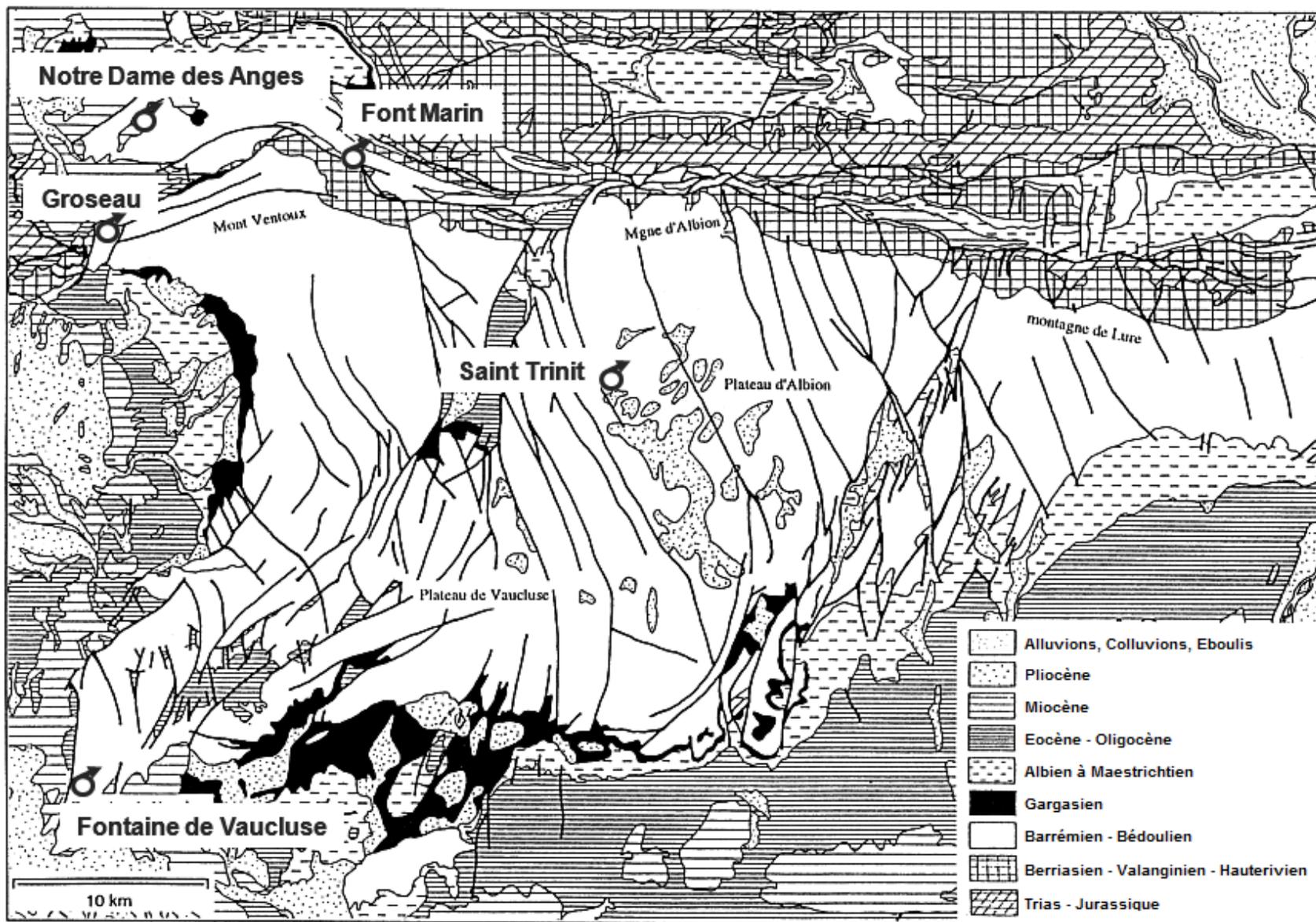


Figure 4.1 : Localisation du site d'étude dans le Vaucluse et des sources associées (d'après Couturaud 1993)

possède un débit moyen variant de 70 à 90 L.s⁻¹. A l'instar de Notre Dame des Anges, l'altitude de la surface d'alimentation de ce système est estimée entre 530 et 710 mètres NGF.

La source du Groseau est l'émergence d'un système karstique à comportement fissuré localisé, en contexte de front de chevauchement, dans les calcaires Barrémien et Bédoulien. D'une altitude de 400 mètres, cette source draine le versant Ouest du Mont Ventoux. Son débit, peu variable dans le temps, a une moyenne comprise entre 50 et 60 L.s⁻¹. Contrairement aux deux systèmes précédents, sa zone d'alimentation possède une élévation supérieure, entre 1 020 et 1 120 mètres NGF.

La dernière source étudiée sur ce site du Vaucluse est la source de Saint Trinit. Il s'agit de l'exutoire d'un système de taille modeste dont le débit est inférieur à 1 L.s⁻¹. Les eaux jaillissent dans une fontaine après s'être écoulées, au sein d'une conduite, dans des conditions pouvant être diphasiques. Les eaux de cette source sont donc marquées par un fort dégazage. Cette source est située à 830 mètres d'altitude au sein des calcaires Barrémien et Bédoulien du plateau d'Albion. L'altitude de son impluvium est comprise entre 900 et 950 mètres NGF.

Matériel et méthode

Les sources évoquées ci-dessus ont fait l'objet, de décembre 1990 à décembre 1992, de prélèvements hebdomadaires à bimensuels. Ces échantillonnages pouvaient être plus fréquents dans le cas d'évènements ponctuels et particuliers tel que celui ayant provoqué les inondations de Vaison-la-Romaine. Après une filtration à 0,45 µm, les eaux ont été conditionnées dans des flacons HDPE de 60 mL et conservées à 4°C. Les échantillons des cations ont été acidifiés avec de l'acide nitrique (HNO₃) afin de diminuer le pH des eaux à une valeur inférieure à 2.

Les concentrations des cations (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺) ont été déterminées en utilisant un spectrophotomètre d'absorption atomique par flamme IL 257. La précision de détection dépend de chaque élément considéré :

- Ca^{2+} : $\pm 0,4 \text{ mg.L}^{-1}$
- Mg^{2+} : $\pm 0,1 \text{ mg.L}^{-1}$
- Na^+ : $\pm 0,04 \text{ mg.L}^{-1}$
- K^+ : $\pm 0,02 \text{ mg.L}^{-1}$

Les teneurs des eaux en silice ont été déterminées par dosage avec un spectrophotomètre CECIL type CE 292 par analyse d'un complexe silico-molybdique bleu. La précision associée à cette mesure est de $\pm 0,2 \text{ mg.L}^{-1}$.

Les concentrations des anions ont été identifiées par chromatographie ionique (appareillage Dionex) à une précision de $0,1 \text{ mg.L}^{-1}$. Les bicarbonates ont été mesurés sur le terrain par titration avec un acide sulfurique (H_2SO_4) N/50 (précision de 0,5 %). Enfin le pH et la température ont, eux aussi, été mesurés au moment des prélèvements en utilisant un pH-mètre Bioblock Scientific 93301 ; les incertitudes sur ces deux paramètres sont respectivement de 0,05 unité pH et $0,1^\circ\text{C}$.

4.4. Détermination du fonctionnement d'un système karstique par l'association de trois méthodes : apport de la $\text{Pco}_2_{\text{sat}}$

Dans ce paragraphe, une association de trois méthodes de caractérisation des eaux est proposée afin de caractériser le fonctionnement de systèmes karstiques. L'analyse de distribution de fréquences et l'analyse en composantes principales seront, dans un premier temps, abordées dans la théorie de leurs utilisations (§ 4.4.1 et § 4.4.2). Les résultats de l'application de ces techniques et de la méthode $\text{IS}_c\text{-Pco}_2$ sur les eaux des sources du Vaucluse seront ensuite présentés (§ 4.4.3, § 4.4.4, § 4.4.5). Enfin la combinaison de ces méthodes (§ 4.4.6) permettra la détermination du fonctionnement des systèmes karstiques ainsi que la qualification de la vulnérabilité de ces derniers à des pollutions (§ 4.4.7). Comme énoncé précédemment, cette étude concerne quatre sources. Seuls des chimiogrammes de la source de Notre Dame de Anges seront communiqués dans le corps de texte (Figure 4.8), celle-ci faisant l'objet d'une analyse plus approfondie. Les chimiogrammes correspondant aux autres sources sont communiqués en annexes (Annexes 2.1 à 2.3).

4.4.1. L'analyse de distribution de fréquences de conductivités électrique (ADF)

De nombreux facteurs peuvent influencer sur la circulation des eaux dans les karsts (§ 1.4). De par les hétérogénéités liées aux systèmes karstiques, une classification leur a été attribuée par Bakalowicz et Mangin (1980). Elle place l'efficacité du drainage des systèmes – i.e. le développement du réseau karstique utilisé par les eaux – au centre des attentions. Ainsi les systèmes seront déclinés en diverses gammes allant des systèmes à comportement fissuré à très karstique. La chimie des eaux des systèmes à comportement fissuré ne varie que peu, révélant d'importantes capacités d'homogénéisation des eaux de ces systèmes. A l'opposé, la chimie des eaux des émergences des systèmes à comportement très karstique sera marquée par une succession et une prédominance de plusieurs types d'eaux ou de mélanges entre types d'eaux en différentes proportions.

L'analyse des distributions de fréquences (ADF) des conductivités électriques (Figure 4.2), permet de mettre en évidence le type de comportement de l'aquifère. Une chimie ne variant pas sera caractérisée par un unique pic de fréquences de conductivités. Plus le nombre de modes sur la courbe de distribution de fréquences croît, plus le système est considéré comme possédant un comportement très karstique. Chaque mode décrira alors un type d'eau particulier transitant au sein des conduits karstiques. Une fois de plus, cela souligne les faibles capacités d'homogénéisation des systèmes très karstifiés.

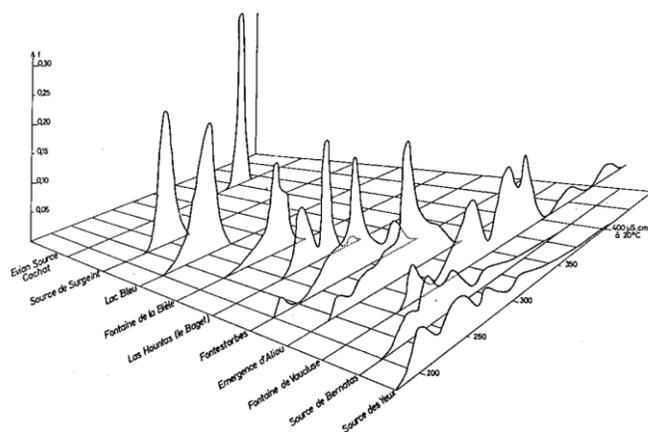


Figure 4.2 : Distribution des fréquences de la conductivité des eaux de sources d'aquifères carbonatés (Bakalowicz et Mangin 1980)

Cette méthode a été éprouvée par Bakalowicz et Mangin (1980) en considérant (Figure 4.2) tant des aquifères poreux (Evian) ou fissurés (sources de Surgeint et du Lac Bleu) – décrits par des distributions unimodales – que des systèmes fortement karstifiés (Fontaine de Vaucluse) matérialisés par des distributions plurimodales.

Elle possède les avantages d'être relativement simple d'utilisation et aisément déclinable à d'autres applications. Dans le premier cas, nous pouvons citer l'étude de Andreo *et al.* (2002) qui se sont appuyés sur la distribution de fréquences des conductivités pour identifier des conditions de circulations proches de milieux poreux ou proches de circulations en conduits. Massei *et al.* (2007) ont pris le parti d'aller au-delà de cette représentation. Pour ce faire, ils ont décomposé la distribution de fréquences des conductivités en une somme de distributions gaussiennes. Chacune de ces distributions normales représente un type d'eau homogène transitant au sein du système. En partant de cette hypothèse, ces auteurs ont déterminé la participation de chaque type d'eau à l'écoulement total annuel. Ils ont pu constater une variation de ces proportions, lors d'un cycle hydrologique, selon les années. Cette méthode d'interprétation des distributions de fréquences a été, par la suite, employée à de nombreuses reprises (Fournier *et al.* 2007, Mudarra et Andreo 2011, Barbera et Andreo 2012, Caetano Bicalho *et al.* 2012).

4.4.2. L'analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) permet de mettre en lumière les relations et les corrélations entre diverses variables pouvant aussi bien correspondre à des paramètres mesurés que calculés. Cette méthode repose sur la variation des valeurs des échantillons sur les paramètres considérés. Plus la variation des échantillons sur la variable est importante, plus cette variable sera exprimée dans l'ACP. Les variables et les individus sont représentés dans un plan factoriel muni d'axes nommés facteurs.

Les échantillons, vis-à-vis des paramètres, peuvent prendre leurs valeurs sur des intervalles pouvant présenter des ordres de grandeurs différents. Afin de s'affranchir de ces dissemblances,

l'ACP est réalisée à partir de données normalisées : les données sont soustraites de leurs moyennes et divisées par leurs écart-types (données centrées réduites). De par cette normalisation, dans le plan factoriel, les variables se répartissent sur l'intervalle $[-1 ; 1]$ aussi bien sur l'axe des abscisses que sur celui des ordonnées. Un cercle, dit cercle de corrélation, peut être défini comme étant le cercle interceptant les axes des abscisses et des ordonnées aux points « -1 » et « 1 ». Plus une variable se situe à proximité de ce cercle, plus les variations des individus sur celle-ci revêtent de l'importance dans l'interprétation de l'ACP.

Lorsque deux variables (ou plus) sont localisées dans la même zone du plan factoriel, elles possèdent une corrélation positive entre elles. A l'inverse, lorsqu'elles sont opposées dans ce plan factoriel, elles sont négativement corrélées.

Puisque l'ACP est établie par les variations des échantillons, plus une variable est prédisposée à désigner les échantillons dont les variations sont fortes sur cette variable, plus elle est mise en avant par l'ACP. De ce fait, l'ACP peut être un outil d'identification de groupes de points possédant des variations similaires sur une variable. Par extension, dans l'hypothèse où les variations observées sont dues à une évolution naturelle des eaux, elle permet de discerner différents types d'eaux.

L'ACP a été de nombreuses fois employée pour décrire les eaux systèmes karstiques (Karimi *et al.* 2005, Fournier *et al.* 2007, Mudarra et Andreo 2011, Mudarra *et al.* 2011, Dassi 2011).

4.4.3. Etude des sources du Vaucluse par une ADF

Les sources étudiées sont caractérisées par un faciès bicarbonaté-calcique. La minéralisation est alors essentiellement due aux concentrations des ions calcium et bicarbonates. Ainsi, dans cette étude, le paramètre représenté dans les distributions de fréquences ne sera pas la conductivité (Bakalowicz et Mangin 1980) mais la minéralisation totale dissoute (« total dissolved solids (TDS) »). Afin de conserver un élément de comparaison entre les différents systèmes karstiques, seuls ceux dont l'impluvium est de taille similaire (Notre Dame des Anges,

Font Marin et Groseau) seront soumis à l'ADF (Figure 4.3) ; les données sur le système de Saint Trinit ne seront donc pas traitées dans l'ADF.

L'ADF est fortement dépendante de l'intervalle de classes considéré. Un intervalle trop faible engendrerait une multiplication des modes de la courbe sans que ceux-ci n'aient de réelles significations. *A contrario*, un intervalle de classe trop large masquerait des variations qui, pourtant, existeraient. Cette imprécision est une limite majeure de cette méthode. Pour une utilisation optimale de celle-ci, il est donc préconisé d'avoir, en premier lieu, une compréhension, bien qu'approximative, des systèmes karstiques étudiés. La valeur la plus préférable d'intervalle de classe de TDS pourra alors être évaluée. Pour les sources du Vaucluse, elle a été estimée à 10 mg.L^{-1} .

Les distributions de fréquences de la minéralisation totale dissoute des eaux des sources du Vaucluse sont caractérisées par différentes lois de distribution (Figure 4.3). Celle de la source du Groseau est une courbe unimodale s'étendant entre 296 et 316 mg.L^{-1} . Plus de 75 % des eaux de ce système sont compris entre 296 et 306 mg.L^{-1} .

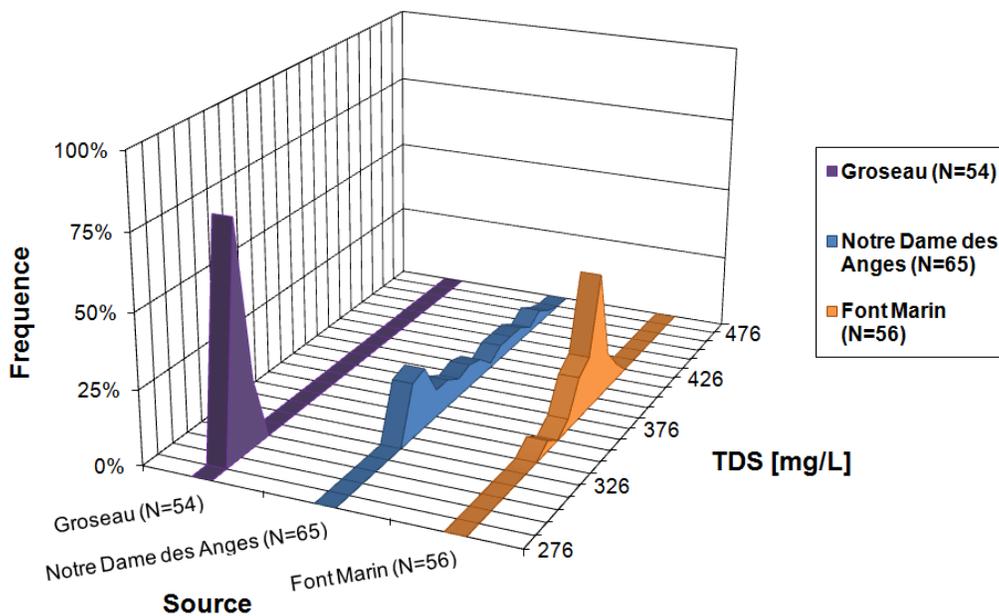


Figure 4.3 : Représentation des distributions de fréquences de la minéralisation totale dissoute (TDS), selon des classes de valeurs de 10 mg.L^{-1} , pour les eaux des sources du Groseau ($N = 54$), de Notre Dame des Anges ($N = 65$), et de Font Marin ($N = 56$)

Les eaux des sources de Notre Dame des Anges et de Font Marin ont des distributions plurimodales. Celles de Notre Dame des Anges en donnent un parfait exemple : elles se répartissent sur le plus large intervalle de classes de TDS, débutant à 336 mg.L⁻¹ et aboutissant à 476 mg.L⁻¹. Le mode principal est compris entre 336 et 356 mg.L⁻¹ et regroupe approximativement 40 % des eaux. Le reste des eaux, de minéralisations supérieures, est représenté par des modes secondaires de plus modestes fréquences. Globalement, trois à quatre modes peuvent être distingués.

Enfin, la courbe de distribution de fréquences des minéralisations des eaux de l'émergence de Font Marin possède une forme atypique décrite par un pic majeur et un étalement de la courbe vers les faibles minéralisations. Cet étalement de la courbe peut correspondre à l'influence, sur la chimie des eaux de l'exutoire, d'un autre type d'eau de minéralisation différente par rapport au mode principal, raison pour laquelle la distribution des eaux de Font Marin peut être considérée comme plurimodale. Le pic principal, quant à lui, présent entre 396 et 426 mg.L⁻¹, représente 60 % des eaux.

4.4.4. Etude des sources du Vaucluse par une ACP

L'ACP est réalisée à partir de 175 échantillons prélevés de décembre 1990 à décembre 1992 (65 de Notre Dame des Anges, 56 de Font Marin, 54 de Groseau) et 6 variables (concentrations en bicarbonates, magnésium, silice et chlorures, IS_c et Pco_{2_eq}). Les échantillons d'eaux de la source de Saint Trinit ne sont que projetés dans l'espace factoriel et ne contribuent pas à son établissement. En effet, les variations des eaux de cette source sont fortes sur l'ensemble des paramètres considérés. Une analyse de l'ACP ne serait alors pas possible si ces individus étaient utilisés pour la création de l'espace factoriel ; les dispersions des échantillons des autres sources ne seraient alors plus visibles. De plus, 5 individus de la source de Saint Trinit (de septembre à début octobre 1991) possèdent des concentrations anormalement élevées en chlorures (Annexe 2.3), dues à une pollution des eaux de la source (Lastennet, 1994). Ces points ne seront pas projetés dans l'ACP.

Ainsi qu'il a été mentionné précédemment (§ 1.5.1), les éléments chimiques peuvent fournir des informations sur l'origine des eaux et les processus qui l'ont affectée. Les bicarbonates, l' IS_c et la P_{CO_2} décrivent les équilibres calco-carboniques. Les chlorures ont une origine, lorsqu'elle est naturelle, météorique. A la suite d'une précipitation, les processus d'évaporation vont entraîner une augmentation de la concentration de cet élément dans le sol. De ce fait, ils peuvent être considérés comme un marqueur de la contribution d'eaux superficielles. En l'absence de dolomite (Batiot *et al.*, 2003), le magnésium est un indicateur du temps de séjour. De par sa faible constante de dissolution (Parkhurst et Appelo 1999), la silice peut également être considérée comme un traceur des eaux à long temps de séjour dans les systèmes.

Les résultats de l'ACP sont représentés par l'espace des variables (Figure 4.4) et l'espace des individus (Figure 4.5). Le premier plan factoriel (F1-F2) est celui permettant la meilleure interprétation de l'ACP dans le cas présent ; il explique 73,45 % de la variance totale.

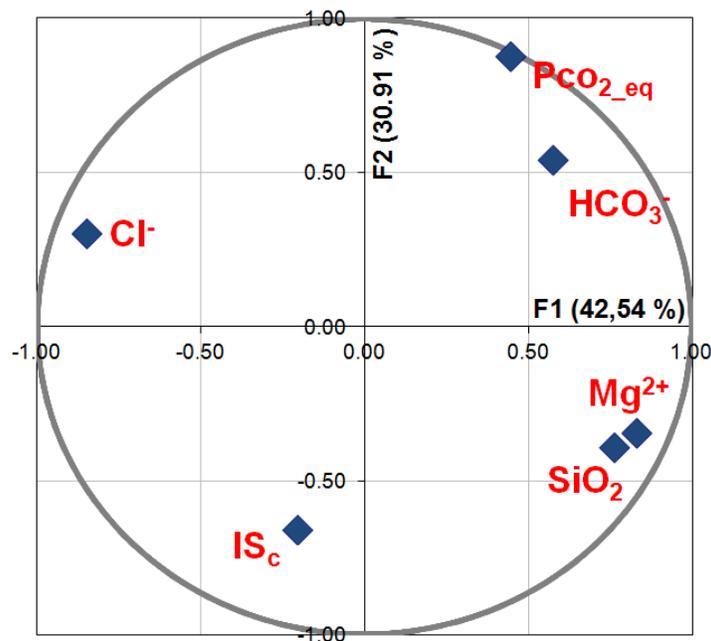


Figure 4.4 : Espace des variables, dans le plan factoriel F1-F2, établi à partir des échantillons d'eaux des sources de Notre Dame des Anges ($N = 65$), de Font Marin ($N = 56$) et du Groseau ($N = 54$) (1991-1992)

L'axe F1 (Figure 4.4) est construit par HCO_3^- , Mg^{2+} et SiO_2 dans sa partie positive, et Cl^- dans sa partie négative. Les temps de résidence de l'eau dans les systèmes sont donc exprimés au travers de cet axe. Dans sa partie positive, les eaux tendent à avoir un long temps de séjour tandis

que, dans sa partie négative, la participation d'eaux sub-superficielles (à faible temps de séjour) augmente. Le second axe (F2) souligne l'opposition entre la $P_{CO_2_{eq}}$, dans la partie positive de l'axe, et l' IS_c dans sa partie négative. Il représente les équilibres calco-carboniques et les conditions de dégazage.

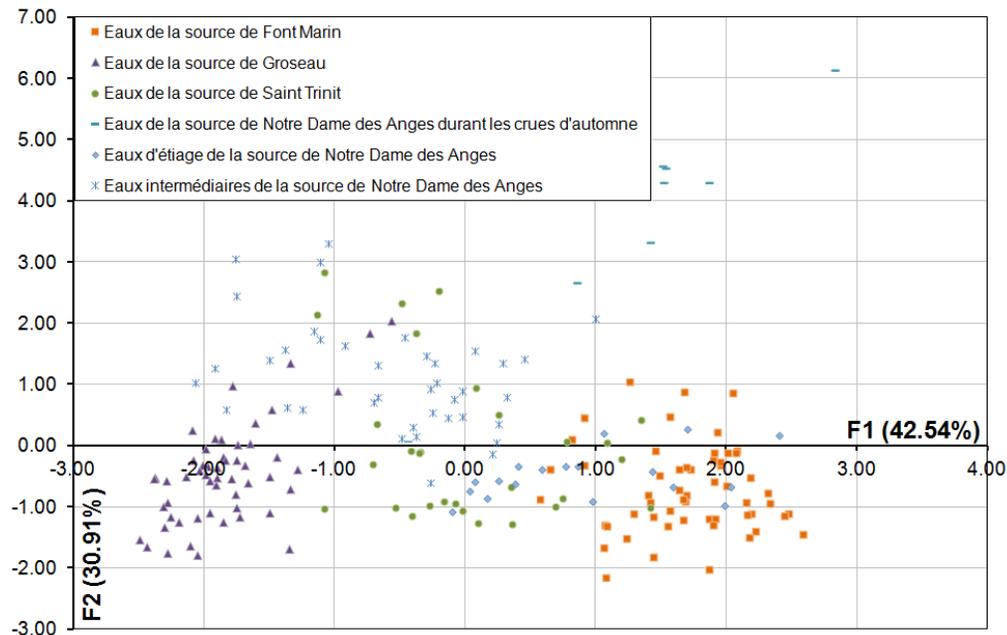


Figure 4.5 : Espace des individus, dans le plan factoriel F1-F2, établi à partir des échantillons d'eaux des sources de Font Marin ($N = 56$), du Groseau ($N = 54$), et de Notre Dame des Anges ($N = 65$) (1991-1992). Les échantillons de la source de Saint Trinit ($N = 29$) ne sont que projetés et ne sont pas utilisés pour l'établissement de l'espace des individus.

Les échantillons de la source du Groseau (Figure 4.5) ne montrent pas de variations sur le pôle $\{Mg^{2+}; SiO_2\}$. Seules quelques fluctuations par rapport au pôle $P_{CO_2_{eq}}$ peuvent être notées. Ces dernières sont en lien avec les gazages ou dégazages de l'eau.

Les eaux de la source de Notre Dame des Anges sont organisées autour de trois pôles : $P_{CO_2_{eq}}$, $\{Mg^{2+}; SiO_2\}$ et Cl^- . Durant les crues d'automne, les échantillons se déplacent vers le pôle $P_{CO_2_{eq}}$. Ceci témoigne de la contribution d'eaux à forte $P_{CO_2_{eq}}$. La plupart des eaux d'étiage sont concentrées au niveau du pôle $\{Mg^{2+}; SiO_2\}$. Le dernier ensemble est formé des eaux avec les plus fortes valeurs négatives sur l'axe F1. Elles indiquent une contribution significative d'eaux sub-superficielles. La participation de ces eaux diminue à mesure que les échantillons migrent loin du pôle chlorures.

Les variations de magnésium et de silice influence la position des eaux de la source de Font Marin dans l'espace des individus (Figure 4.5). Ces eaux s'écoulent au contact des calcaires marneux de l'Hauterivien et le long des marnes Valanginiennes. Ces formations sont composées de plus de matériel siliceux et magnésien que les calcaires du Barrémien et du Bédoulien. Pendant les périodes de basses eaux, les concentrations en magnésium des eaux de cette source sont faibles. *A contrario*, elles sont importantes lors des périodes de hautes eaux. Cette caractéristique est liée aux formations géologiques et non pas nécessairement au temps de résidence des eaux comme cela est le cas pour les autres émergences.

Cette remarque représente l'une des limites de l'utilisation de l'ACP : lorsque les variations des concentrations dans les eaux ont une origine différente, l'interprétation de la dispersion des individus dans l'ACP, par une comparaison directe des populations, est compromise. Toutefois, bien qu'un lien, dans l'ACP, avec le temps de résidence des eaux n'est pas possible pour la source de Font Marin, les variations de Mg^{2+} et SiO_2 demeurent des indicateurs d'évolutions chimiques des eaux.

Enfin, les eaux de la source de Saint Trinit (Figure 4.5) montrent des dispersions le long de deux pôles : $\{Mg^{2+}; SiO_2\}$ et Cl^- . Dans la mesure où certains individus possèdent des valeurs positives sur l'axe F2, leurs variations sont aussi en relation avec des phénomènes de dégazage.

Une étude statistique a, en parallèle, était réalisée pour vérifier que les différences entre les groupes sus-mentionnés étaient statistiquement significatives. Cette étude a été faite par le biais du logiciel R. Soient les numéros de groupes d'individus suivants :

- 1 : eaux de crue d'automne de la source de Notre Dame des Anges
- 2 : eaux intermédiaires de la source de Notre Dame des Anges
- 3 : eaux d'étiage de la source de Notre Dame des Anges
- 4 : eaux de la source de Groseau
- 5 : eaux de la source de Font Marin

Les eaux de la source de Saint Trinit, ne participant pas à l'établissement de l'ACP, ne sont pas incluses dans cette étude statistique.

En premier lieu, un test de Shapiro-Wilk a été effectué. Il vise à accepter ou à rejeter l'hypothèse d'une distribution normale des individus sur les différentes variables constituant l'ACP. Cette décision s'opère en fonction de deux paramètres définis par le test : la valeur p (« p -value » en anglais) et la valeur W . Si la valeur de p est inférieure à W , l'hypothèse de normalité de la distribution des individus est rejetée. Les résultats de ce test, pour l'intégralité des populations d'individus et pour les différentes variables, sont présents dans le Tableau 4.2. Quelle que soit la variable, l'hypothèse de la normalité de la distribution des individus est rejetée.

Tableau 4.2 : Résultats du test de Shapiro-Wilk

	HCO ₃ ⁻	Pco ₂ _eq	IS _c	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻
p-value	1,62×10 ⁻⁸	9,68×10 ⁻¹⁵	1,06×10 ⁻¹	2,14×10 ⁻¹⁰	3,13×10 ⁻⁴	2,96×10 ⁻⁵
W	9,15×10 ⁻¹	7,86×10 ⁻¹	9,87×10 ⁻¹	8,84×10 ⁻¹	9,66×10 ⁻¹	9,56×10 ⁻¹
Test	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté

En plus du test précédent, un test de Bartlett a été mené afin de déterminer si les variances des individus satisfont les conditions d'homoscédasticité. A l'image du test de Shapiro-Wilk, il évalue si une valeur p est inférieure à une valeur de χ^2 . Si tel est le cas, l'hypothèse d'homoscédasticité est rejetée. Les résultats de ce test, pour l'intégralité de la population d'individus et pour les différentes variables, sont présents dans le Tableau 4.3. Quelle que soit la variable, l'hypothèse d'homoscédasticité est rejetée.

Tableau 4.3 : Résultats du test de Bartlett

	HCO ₃ ⁻	Pco ₂ _eq	IS _c	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻
p-value	< 2×10 ⁻¹⁶	2,21×10 ⁻¹³	4,98×10 ⁻⁴	< 2×10 ⁻¹⁶	4,25×10 ⁻⁶	5,71×10 ⁻¹³
χ^2	158,67	65,32	20,01	92,54	30,30	63,36
Test	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté

Les hypothèses de normalité de la distribution des individus et d'homoscédasticité ayant été rejetées, un test de Kruskal-Wallis a été opéré pour vérifier si les différences entre les groupes

d'individus de l'ACP étaient statistiquement représentatives. Il repose sur un principe similaire au précédent : la comparaison d'une valeur de χ^2 à une valeur de p pour accepter ou rejeter l'hypothèse de similarité entre les populations. Les résultats de ce test, pour l'intégralité des populations d'individus et pour les différentes variables, sont présents dans le Tableau 4.4. Quelle que soit la variable, l'hypothèse de similitude des populations d'individus est rejetée : les groupes identifiés dans l'ACP ont donc des différences statistiquement significatives.

Tableau 4.4 : Résultats du test de Kruskal-Wallis

	HCO ₃ ⁻	Pco ₂ _eq	IS _c	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻
p-value	< 2×10 ⁻¹⁶	< 2×10 ⁻¹⁶	1,67×10 ⁻²	< 2×10 ⁻¹⁶	< 2×10 ⁻¹⁶	< 2×10 ⁻¹⁶
χ^2	132,95	99,80	12,10	139,27	95,41	125,20
Test	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté	Rejeté

4.4.5. Description de la répartition des eaux des sources du Vaucluse dans un graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$

La mise en œuvre de méthodes statistiques telles que l'ACP permettent l'identification de un à plusieurs types d'eaux. La détermination du fonctionnement du système karstique, en fonction du type d'eau et en considérant les transferts de masse des carbonates, peut alors être effectuée à partir de la méthode IS_c-Pco₂ (§ 2.2) et de la variation de la Pco₂_sat ; elle fait l'objet de ce paragraphe.

Dans le graphique $\{-\log(\text{Pco}_2) ; \text{IS}_c\}$, les eaux des sources du Vaucluse, ainsi que leurs droites modèle G&D, se répartissent suivant différentes Pco₂_sat (Figure 4.6).

La source du Groseau possède la plus faible Pco₂_sat modèle (0,55 %). Les Pco₂_sat des eaux varient de 0,55 % à 0,60 %. Malgré cette stabilité des Pco₂_sat des eaux, leurs IS_c – et par extension, leurs Pco₂_eq – varient considérablement (IS_c = [-0,411 ; 0,285]).

Les eaux émergeant de la source de Notre Dame des Anges ont le plus large intervalle de variation de Pco₂_sat (de 0,74 % à 2,08 %) avec une Pco₂_sat modèle de 1,06 %. Leurs IS_c sont compris entre -0,293 et 0,406.

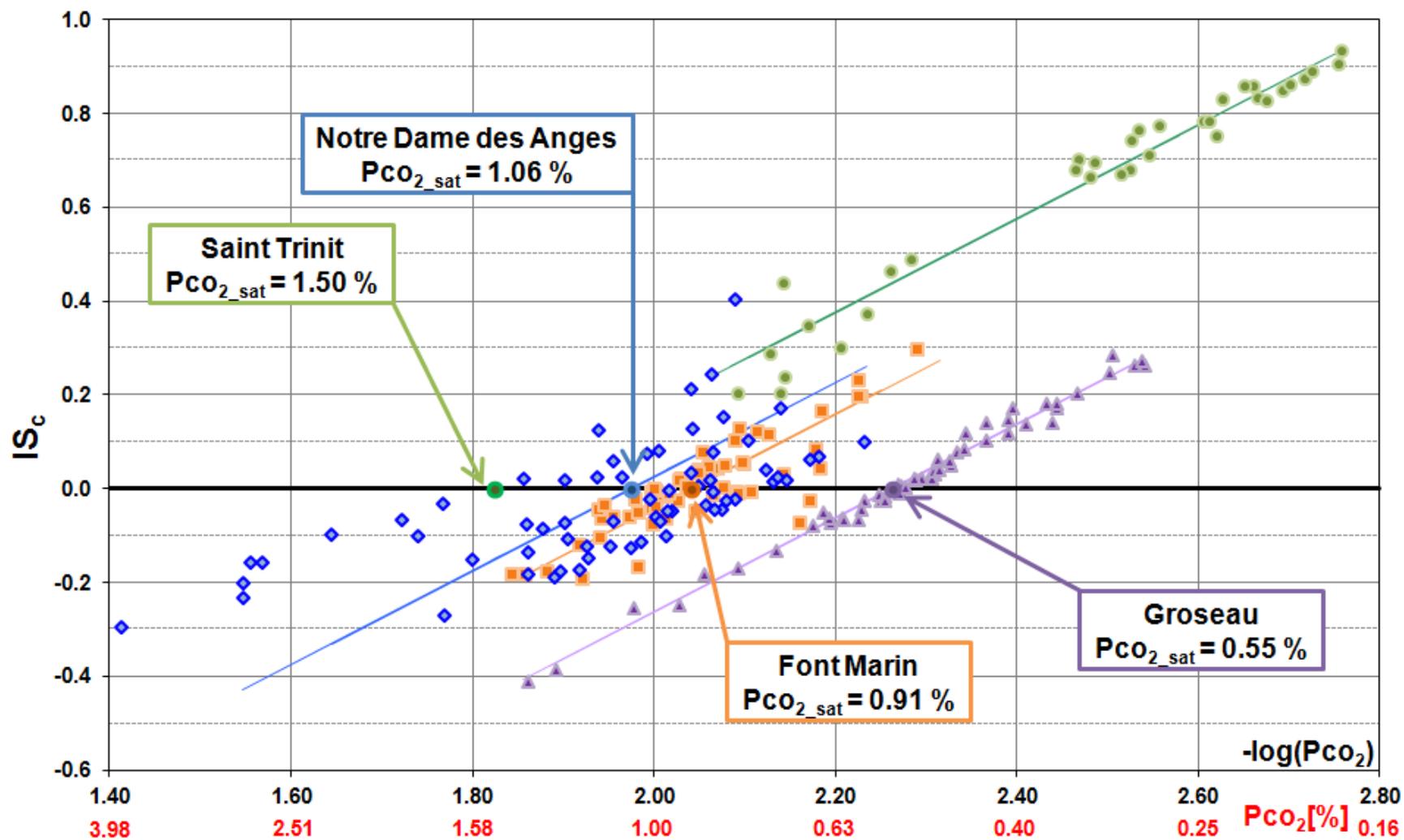


Figure 4.6 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des eaux des sources de Notre Dame des Anges ($N = 65$), de Saint Trinit ($N = 29$), de Font Marin ($N = 56$) et du Groseau ($N = 54$) (1991-1992). La légende des figurés est présente en Figure 4.7.

La valeur de $P_{CO_2_sat}$ modèle de la source de Font Marin est de 0,91 % avec une étendue des $P_{CO_2_sat}$ de ses eaux de 0,50 % (de 0,59 % à 1,09 %). Les variations des IS_c des eaux y sont les plus faibles ($IS_c = [-0,190 ; 0,300]$) comparées à celles des autres sources du site du Vaucluse.



Figure 4.7 : Légende des figurés de la Figure 4.6

La source épikarstique de Saint Trinit est caractérisée par des eaux dont les $P_{CO_2_sat}$ prennent leurs valeurs entre 1,16 % et 1,98 %. La $P_{CO_2_sat}$ modèle de ce système est de 1,50 %. L'intégralité des eaux de cette émergence sont sursaturées vis-à-vis de la calcite ($IS_c = [0,204 ; 0,936]$) dû en grande partie à l'effet de site. Ces eaux sont considérées comme étant représentatives d'un signal épikarstique associé à la zone d'étude.

4.4.6. Détermination du fonctionnement karstique des systèmes du Vaucluse par l'association d'une ADF, d'une ACP et de la méthode IS_c - P_{CO_2}

4.4.6.1. Source du Groseau

Dans l'ACP (Figure 4.5), l'absence de variations des eaux de la source du Groseau par rapport au pôle du temps de résidence (Mg^{2+} et SiO_2) indique une homogénéisation des eaux au sein du système. En se référant à Bakalowicz et Mangin (1980), cette homogénéisation

transparaît aussi à travers l'unimodalité de la courbe de distribution de fréquences de la minéralisation totale dissoute des eaux (Figure 4.3). Qui plus est, le système du Groseau possède la plus faible $P_{CO_2_sat}$ modèle et le plus faible intervalle de variations des $P_{CO_2_sat}$ (Figure 4.6). Un seul type d'eau est donc identifié à l'exutoire de ce système. Cette stabilité dans la composition chimique des eaux souligne les capacités d'homogénéisation de ce système. Par conséquent, le système du Groseau tend à avoir un fonctionnement proche de celui d'un système karstique à comportement fissuré.

Les valeurs de $P_{CO_2_eq}$ les plus importantes sont atteintes durant l'été. Peyraube *et al.* (2012) ont constaté que la modification de la $P_{CO_2_eq}$ d'une eau pouvait être liée à la P_{CO_2} de l'air du massif, dans lequel s'écoule l'eau, si le temps d'échange entre les phases gazeuses et liquides était suffisamment long. Ce fait a été également évoqué dans le § 2.5 lors des propositions d'hypothèses de l'existence d'eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite dans la zone noyée de systèmes. Compte tenu des capacités d'homogénéisation du système du Groseau, les variations de $P_{CO_2_eq}$, le long de la droite modèle G&D de cette source, peuvent être assimilées à des influences de la P_{CO_2} de l'air du massif. Nous pouvons constater que le faible intervalle de variation des $P_{CO_2_sat}$ des eaux (Figure 4.6) fournit une information similaire à l'unimodalité de la courbe de distribution de fréquences de leurs minéralisations (Figure 4.3) quant à la capacité d'homogénéisation du système. Les valeurs d' IS_c et de P_{CO_2} (équilibrante ou à saturation) des eaux sont déterminées essentiellement à partir des activités, et par extension des concentrations, des ions calcium et bicarbonates. Ces deux éléments, en domaine karstique, conditionnent généralement à eux seuls la minéralisation des eaux. De ce fait, l'ADF et la méthode IS_c - P_{CO_2} apportent, dans le cas présent, le même renseignement. Toutefois, la technique fondée sur les équilibres calco-carboniques permet de posséder des données sur la $P_{CO_2_sat}$ et la $P_{CO_2_eq}$, paramètres en relation avec les conditions d'infiltrations au niveau de l'impluvium et celles caractérisant les conditions de circulation au sein des systèmes karstiques.

La valeur de $P_{CO_2_sat}$ modèle de la source du Groseau est plus faible que celle de Notre Dame des Anges. L'impluvium du système du Groseau, dont l'émergence est située à 400 mètres NGF, est localisé à une altitude – comprise entre 1 020 et 1 120 mètres – nettement supérieure à celui de la source de Notre Dame des Anges. Dans la région du Vaucluse, les terres élevées en altitude

sont caractérisées par une végétation rare et disparate, des sols peu épais, voire un substratum affleurant. Il en résulte une faible teneur en CO₂ dans les sols et dans le massif. Les eaux ont donc des valeurs de Pco_{2_sat} peu importantes.

4.4.6.2. Source de Saint Trinit

A l'instar de la source du Groseau, la zone d'alimentation de la source de Saint Trinit est plus élevée que celles des sources Notre Dame des Anges et Font Marin, Toutefois, la Pco_{2_sat} modèle de Saint Trinit est la plus importante (Figure 4.6). Saint Trinit est une source épikarstique située à proximité de la zone de production du CO₂. Les fortes valeurs de CO₂ dans le compartiment sol/épikarst sont obtenues lorsque celui-ci est pourvu d'une forte teneur en eau et lors des périodes chaudes (Amundson et Smith 1988, Lloyd et Taylor 1994, Raich et Schlesinger 1992, Kirschbaum 1994). De plus, le bassin d'alimentation de cette source est soumis à des pressions anthropiques au travers d'épandages agricoles. Ces derniers peuvent engendrer une augmentation de la Pco₂ du sol, et, par suite, de la Pco_{2_sat} des eaux du sol. Ainsi, les variations de Pco_{2_sat} des eaux de la source de Saint Trinit sont liées à la production de CO₂ et, peut-être, à des apports anthropiques.

L'épikarst est proche de la zone de production du CO₂. Ce gaz va se diffuser, à partir du sol, en profondeur dans le massif. De ce fait, en l'absence de contribution de CO₂ profond, plus la distance depuis l'épikarst jusqu'en profondeur augmente, plus la concentration en CO₂ diminue. Un tel cas a pu être observé par Peyraube *et al.* (2012) lors de leur étude sur l'évolution d'un type d'eau au sein d'un système possédant des exutoires tant épikarstiques que localisés dans la zone de transmission. Ces auteurs ont pu noter que les Pco_{2_sat} des eaux de type épikarstique étaient supérieures à celles des eaux des sources de la zone de transmission.

La distance entre la zone de production et l'émergence de Saint Trinit étant restreinte, les eaux de cette source possèdent d'importantes valeurs de Pco_{2_sat}.

Au-delà des valeurs de Pco_{2_sat} des eaux, leurs variations de Pco_{2_eq} et d'IS_c s'effectuent dans un large intervalle. Les eaux de la source de Saint Trinit émergent d'une fontaine. L'eau y circule

dans un conduit dans des conditions diphasiques. Les variations de $P_{CO_2_{eq}}$ et d' IS_c des eaux du système de Saint Trinit (Figures 4.4 et 4.5) ne peuvent pas être interprétées comme une évolution des types d'eaux dans la mesure où elles sont essentiellement dues à de forts dégazages dans la canalisation. Contrairement à la $P_{CO_2_{eq}}$ des eaux, la $P_{CO_2_{sat}}$ s'affranchit des occurrences des dégazages. Les comparaisons entre des eaux de différentes sources et dans diverses conditions d'écoulements (turbulentes ou laminaires) deviennent alors envisageables. L'exemple en est ici la comparaison entre les sources de Saint Trinit – pour laquelle des eaux sont canalisées – et de Notre Dame des Anges – où les eaux circulent dans des conditions naturelles.

4.4.6.3. Source de Notre Dame des Anges

Les eaux de la source de Notre Dame des Anges sont caractérisées par une distribution plurimodale des fréquences de leur minéralisation (Figure 4.3) et par une répartition, dans l'ACP, selon trois pôles distincts (Figures 4.4 et 4.5). Qui plus est, elles possèdent la plus grande étendue de variation de $P_{CO_2_{sat}}$ (Figure 4.6). Ces différents arguments indiquent manifestement l'expression de plusieurs types d'eaux en sortie de ce système. L'enjeu du développement suivant est alors d'attribuer à chaque type d'eau ses conditions d'apparition à la source.

Dans la distribution de fréquences, le mode principal correspond aux plus faibles minéralisations des eaux. Dans les environnements karstiques, ces minéralisations sont généralement présentes en période d'étiage lorsque les eaux de la zone noyée représentent une part majoritaire des écoulements de l'émergence. Les modes secondaires résultent d'une modification de la chimie de l'eau de la source à la suite d'événements pluvieux de plus ou moins grande intensité (Bakalowicz et Mangin 1980, Lastennet et Mudry 1997). Cependant, en fonction des caractéristiques structurelles intrinsèques à chaque système karstique, un certain écart de temps peut exister entre l'occurrence d'une précipitation et la modification de la chimie de l'eau, à l'exutoire, due à cet événement (Lastennet et Mudry 1997). Des méthodes d'évaluations quantitatives de ce décalage entre des signaux d'entrée et de sortie existent et sont relativement répandues dans des études de débits (§ 3.2.5). Néanmoins, elles nécessitent de posséder des données à des pas d'échantillonnage régulier et identique pour les deux signaux. Des données

journalières, voire plus fréquentes, seraient nécessaires à l'application de tels outils, ce qui n'est, dans le cas présent, pas possible.

A la suite d'un épisode pluvieux, la minéralisation des eaux en bicarbonates va avoir tendance à augmenter, à l'inverse de celle en magnésium et en silice (Figure 4.8). Les eaux provenant de la zone non saturée témoignent de la participation accrue d'écoulements plus fortement minéralisés provenant de réservoirs sub-superficiels. Dans l'ACP (Figure 4.5), une telle situation se traduit par une migration des individus vers le pôle $P_{CO_2_{eq}}$. Simultanément à cette augmentation de $P_{CO_2_{eq}}$, les valeurs de $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux croissent et leurs IS_c diminuent (Figure 4.8). Ainsi, l'ACP permet de voir cette opposition entre les eaux de la zone noyée, s'étendant vers le pôle magnésium et silice, et celles issues des réservoirs supérieurs et intervenant à la suite de précipitations.

L'ADF (Figure 4.3) et l'ACP (Figure 4.5) permettent d'observer une différenciation des eaux de la source de Notre Dame des Anges en trois groupes tandis que la méthode IS_c - P_{CO_2} (Figure 4.6) ne permet, en premier lieu, que de constater une forte dispersion des individus autour d'une $P_{CO_2_{sat}}$ moyenne. Une projection des trois ensembles de populations identifiés a donc été réalisée dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ (Figure 4.9).

Parmi les échantillons d'eaux de la source de Notre Dame des Anges, certains se situent dans la prolongation de la droite modèle G&D de la source de Saint Trinit. Leurs $P_{CO_2_{sat}}$ sont donc proches. Ces individus sont identifiables lors des crues d'automne. Ainsi, lors de ces périodes, les eaux s'écoulant à la source de Notre Dame des Anges ont une $P_{CO_2_{sat}}$ similaires à celles de l'émergence de Saint Trinit : la source de Notre Dame des Anges est donc alimentée par des eaux, semblables à celles de la source épikarstique de Saint Trinit, s'écoulant rapidement à travers le système.

Les eaux d'étiage ont, elles, les plus faibles valeurs de $P_{CO_2_{sat}}$. A l'instar des eaux des crues d'automne, elles s'alignent le long d'une droite G&D, témoignant de la capacité d'homogénéisation de la zone noyée lors des périodes d'étiage. Les $P_{CO_2_{sat}}$ modèles des droites G&D des eaux de crues d'automne et des eaux d'étiage sont respectivement de 1,85 % et 0,81 %.

Les deux ensembles d'individus, associés à ces deux droites modèles G&D, représentent deux pôles du système de Notre Dame des Anges.

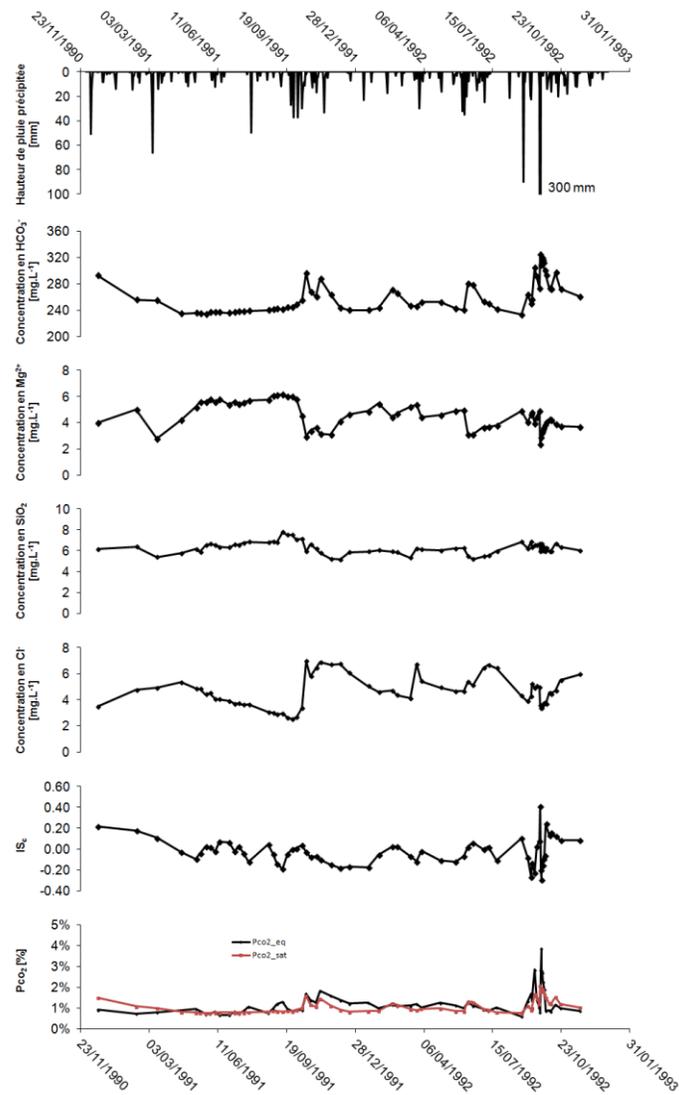


Figure 4.8 : Chimiogrammes des eaux de la source de Notre Dame des Anges et pluviosité à Entrechaux

Entre ces deux pôles se répartissent des eaux qualifiées d'eaux « intermédiaires » (Figure 4.9). Certaines d'entre elles sont localisées à proximité de la droite G&D de la source Saint Trinit. Elles témoignent d'apports épikarstiques plus importants à l'écoulement de l'émergence. Une telle information n'est pas visible par le biais de l'ACP (Figure 4.5) ou de la distribution de fréquences de la minéralisation des eaux (Figure 4.3).

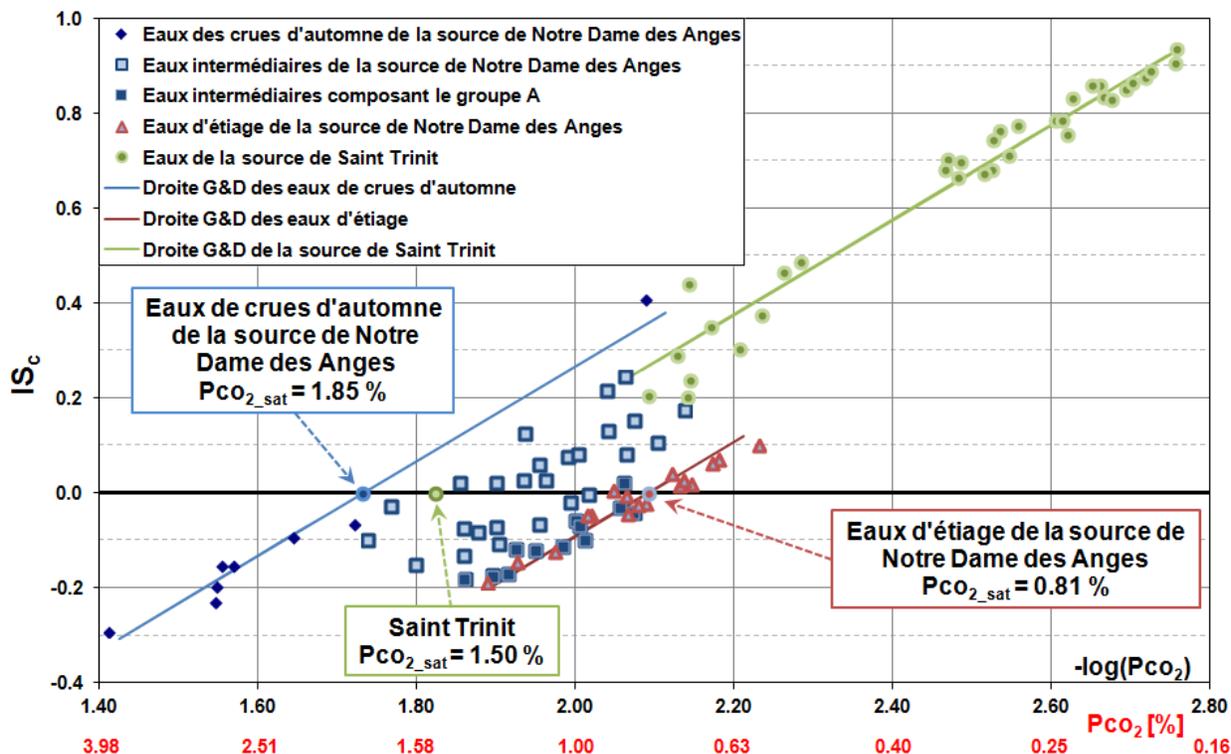


Figure 4.9 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ des eaux des sources de Notre Dame des Anges ($N = 65$) et de Saint Trinit ($N = 29$) (1991-1992).

D'autres eaux intermédiaires (ci-après nommées « Groupe A ») possèdent des $P_{CO_2_sat}$ proches de celles caractérisant les eaux de la zone noyée. Une comparaison, entre ces eaux, des concentrations en silice et en magnésium (Tableau 4.5), indiquent que ces teneurs dans les eaux du Groupe A sont inférieures, en moyenne, à celles des eaux d'été. Ainsi, le temps de résidence de ces eaux dans le système a été suffisant pour les équilibrer avec la P_{CO_2} de l'air du massif, mais pas assez long pour permettre une plus grande minéralisation du magnésium et de la silice.

Tableau 4.5 : Comparaisons des concentrations en magnésium et en silice (en $mg.L^{-1}$) des eaux du Groupe A ($N = 12$) et des eaux d'été ($N = 17$) de la source de Notre Dame des Anges (1991-1992)

	Magnésium [$mg.L^{-1}$]			Silice [$mg.L^{-1}$]		
	Minimum	Maximum	Moyenne	Minimum	Maximum	Moyenne
Groupe A	3,68	5,60	4,74	5,15	6,25	5,91
Eaux d'été	4,92	6,18	5,73	6,31	7,76	6,84

Ces eaux intermédiaires correspondent donc à des eaux résultant de mélanges en différentes proportions entre des eaux d'origine épikarstique, pouvant avoir évoluées dans le massif, et des eaux issues de la zone noyée. Leurs $P_{CO_2_{eq}}$ et leurs $P_{CO_2_{sat}}$ dépendent donc des valeurs de ces paramètres dans les pôles sus-cités.

Dans la continuité du travail sur les mélanges effectué dans le § 2.4, les proportions de mélanges des eaux du Groupe A, en considérant un pôle « épikarstique » et un autre « zone noyée », sont calculées en tenant compte de leurs $P_{CO_2_{sat}}$ (assimilables à leurs concentrations en bicarbonates, § 2.6) ou de leurs teneurs en magnésium. La supposition de la seule contribution des eaux de ces deux pôles à l'écoulement à l'exutoire est une forte hypothèse. Toutefois, dans ce travail de description des proportions de mélange, elle sera considérée.

Compte tenu de la proximité des eaux du Groupe A avec celles de la zone noyée, et dans le but de ne pas avoir d'incohérences de calculs (telles que des proportions de participations supérieures à 100 %), les valeurs minimales de $P_{CO_2_{sat}}$ et moyennes de concentrations en magnésium des eaux de la zone noyée seront prises, tandis que des valeurs moyennes seront choisies pour les eaux de type épikarstique. La contribution des pôles « épikarstique » (équation (4.1)) et « zone noyée » (équation (4.2)) à l'écoulement total est déterminée en utilisant les équations de mélanges classiques supposant l'établissement d'un régime permanent (Blavoux et Mudry 1983).

$$\frac{Q_{epik}}{Q_T} = \frac{X_T - X_{ZN}}{X_{epik} - X_{ZN}} \quad (4.1)$$

$$\frac{Q_{ZN}}{Q_T} = \frac{X_T - X_{epik}}{X_{ZN} - X_{epik}} \quad (4.2)$$

Avec X le paramètre à prendre en compte pour le mélange ($P_{CO_2_{sat}}$ ou Mg^{2+}) et les indices T , ZN et $epik$ désignant respectivement l'écoulement total occurrent lorsque les eaux du Groupe A sont prélevées et des pôles « zone noyée » et « épikarst ».

Un résumé statistique des contributions de chaque pôle à l'écoulement total est disponible en Tableau 4.6. Dans ce dernier, les deux valeurs des minima de la contribution du pôle « zone

noyée » sont obtenues pour un même prélèvement. Il en va de même pour les deux valeurs maximales.

Tableau 4.6 : Résumé statistique des contributions des pôles « zone noyée » et « épikarst » à l'écoulement total à l'exutoire de la source de Notre Dame des Anges lors du prélèvement des eaux du Groupe A, en fonction du paramètre sélectionné pour effectuer le calcul de proportions.

	Calcul des contributions basé sur les $P_{CO_2_{sat}}$		Calcul des contributions basé sur les concentrations en magnésium	
	Contribution du pôle « zone noyée »	Contribution du pôle « épikarst »	Contribution du pôle « zone noyée »	Contribution du pôle « épikarst »
Minimum	83,30%	2,58%	8,80%	5,71%
Maximum	97,42%	16,70%	94,29%	91,20%
Moyenne	90,01%	9,99%	56,07%	43,93%
Variance	0,22%	0,22%	7,72%	7,72%
Ecart type	4,67%	4,67%	27,79%	27,79%

Le § 2.4 a permis de mettre en lumière que l' IS_c et la $P_{CO_2_{eq}}$ (par extension la $P_{CO_2_{sat}}$) d'une eau issue d'un mélange pouvaient être identifiés si ces paramètres étaient connus pour les eaux constituant les pôles du mélange. Dans ce cas, il serait logique d'obtenir des résultats similaires dans les contributions de participations à l'écoulement total si les compositions chimiques des eaux des deux pôles sont suffisamment différentes. Cependant, il est manifeste (Tableau 4.6) que le paramètre choisi pour effectuer le calcul de proportions modifie la valeur de contribution d'un pôle trouvé. Il convient alors de se questionner sur les raisons d'une telle variation.

L'utilisation de la $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux pour reconstituer les participations dans un mélange suppose que l'eau issue de ce mélange n'ait pas évolué par la suite. Comme il a été mentionné précédemment, les eaux du Groupe A se sont mises en équilibre avec la $P_{CO_2_{sat}}$ du pôle « zone noyée ». La condition initiale à l'utilisation de la $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux pour déterminer les contributions des pôles à l'écoulement n'est alors pas réalisée. Les valeurs « correctes » des contributions des deux pôles à l'écoulement total à l'exutoire sont donc attribuables à celles identifiées par l'utilisation du magnésium. En se basant sur ces proportions de mélange obtenues avec les concentrations des eaux en magnésium, il devient alors possible de reconstituer la $P_{CO_2_{sat}}$ théorique des eaux du Groupe A avant que ces eaux soient en équilibre avec la $P_{CO_2_{sat}}$ du pôle « zone noyée » (Tableau 4.7).

Tableau 4.7 : Valeurs des contributions de chaque pôle de mélange à l'écoulement total associées à celles de la $P_{CO_2_sat}$ calculées avec la chimie des eaux du Groupe A lors de leur émergence et celle de la $P_{CO_2_sat}$ de ces eaux avant leur équilibre avec la $P_{CO_2_sat}$ des eaux de la zone noyée.

	Participation pôle « zone noyée »	Participation pôle « épikarst »	$P_{CO_2_sat}$ mesurée à l'exutoire	$P_{CO_2_sat}$ estimée avant équilibre avec celle de la zone noyée
18/04/1991	31.95%	68.05%	0.82%	1.43%
10/05/1991	76.47%	23.53%	0.78%	0.98%
16/05/1991	94.29%	5.71%	0.77%	0.80%
06/12/1991	29.28%	70.72%	0.91%	1.46%
19/12/1991	52.43%	47.57%	0.82%	1.22%
16/01/1992	62.23%	37.77%	0.85%	1.12%
31/01/1992	88.06%	11.94%	0.87%	0.86%
26/03/1992	85.39%	14.61%	0.90%	0.89%
22/05/1992	63.12%	36.88%	0.85%	1.12%
03/06/1992	66.68%	33.32%	0.85%	1.08%
09/07/1992	8.80%	91.20%	0.91%	1.66%
21/07/1992	14.14%	85.86%	0.80%	1.61%

Une fois ces deux pôles de mélange identifiés dans le graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ (Figure 4.9), l'étude des évolutions des $P_{CO_2_eq}$ et des IS_c des individus est envisageable. Les eaux d'étiage ont des temps de séjour prolongés dans le massif. Cette évolution des $P_{CO_2_eq}$ et des IS_c des eaux d'étiage pourrait trouver son origine dans l'une des trois hypothèses énoncées dans le § 2.5. En l'absence de données supplémentaires, à l'instar des eaux de la source du Groseau, les variations de $P_{CO_2_eq}$ (et par extension de l' IS_c) des eaux d'étiage de la source de Notre Dame des Anges seront assimilées à des variations de P_{CO_2} de l'air dans le massif.

Les eaux des crues d'automne forment le deuxième pôle identifiable dans le système de Notre Dame des Anges. Les causes de variations de leurs $P_{CO_2_eq}$ et de leurs IS_c vont être différentes de celles des eaux de la zone noyée. Les eaux des crues d'automne sont essentiellement sous-saturées vis-à-vis de la calcite. Une fois l'évènement pluvieux achevé, les IS_c de ces eaux vont progressivement devenir positifs. Lorsqu'une eau s'écoule au sein d'un milieu « saturé en eau », sa capacité à dégazer est limitée dans la mesure où sa surface d'échange avec l'air est faible. La saturation progressive des eaux vis-à-vis de la calcite, à la suite du pic de

crue, indique une augmentation du dégazage de l'eau : les conditions diphasiques dans le système, lors de l'écoulement des eaux, augmentent graduellement. Ainsi, les valeurs de $P_{CO_2,eq}$ des eaux sont dépendantes de l'état de saturation des zones transmissives.

Pour compléter cette analyse, une étude de l'évolution des équilibres calco-carboniques lors d'une crue est proposée ci-dessous. Elle couvre la période de la crue du 22 Septembre 1992 (Figure 4.10) où les eaux de la source de Notre Dame des Anges ont été échantillonnées à un pas de temps journalier. En complément du graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$, des chimiogrammes lors de la crue sont représentés en Figure 4.11.

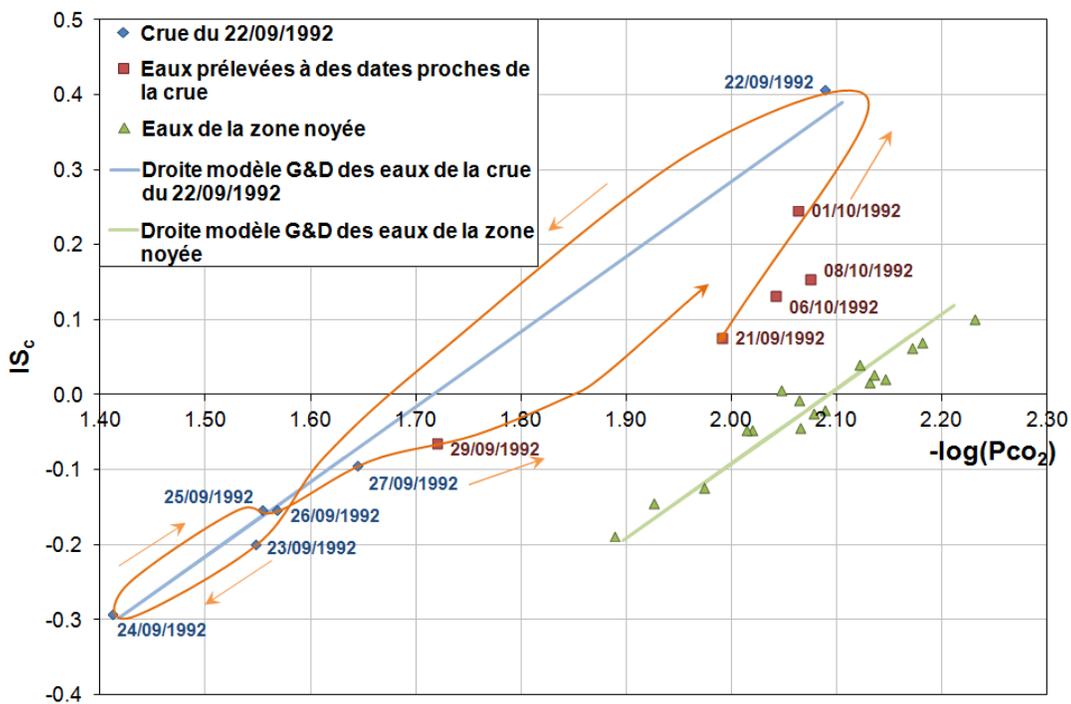


Figure 4.10 : Représentation dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$ de l'évolution de la position des individus lors de la crue du 22/09/1992

L'orage ayant entraîné l'inondation de Vaison-la-Romaine a débuté le 21 septembre 1992. A cette date, les eaux correspondent à des eaux intermédiaires issues d'un mélange entre un pôle « épikarst » et un pôle « zone noyé ». Le 22 septembre, les eaux ont d'importantes valeurs d' IS_c et de $P_{CO_2,sat}$. Ce prélèvement a été effectué dans un trop plein situé à l'aplomb de l'émergence principale dans la mesure où cette dernière n'était pas accessible. L'écoulement y était fortement turbulent favorisant le dégazage, induisant un IS_c des eaux élevé. Les concentrations en magnésium dans les eaux (marqueur de temps de séjour, § 1.5.1.1) chutent drastiquement, à

l'inverse des celles en sulfates (Figure 4.11). De manière plus atténuée, les teneurs en nitrates diminuent aussi. La $P_{CO_2_sat}$ et les concentrations en magnésium des eaux sont respectivement nettement supérieure et inférieures à celles du jour précédent témoignant d'apports prépondérant de la zone d'infiltration voire épikarstique. La légère diminution des nitrates et l'augmentation en sulfates témoignent que ces eaux à faible temps de séjour n'ont pas minéralisées de grandes quantités de nitrates, au contraire de celles en sulfates.

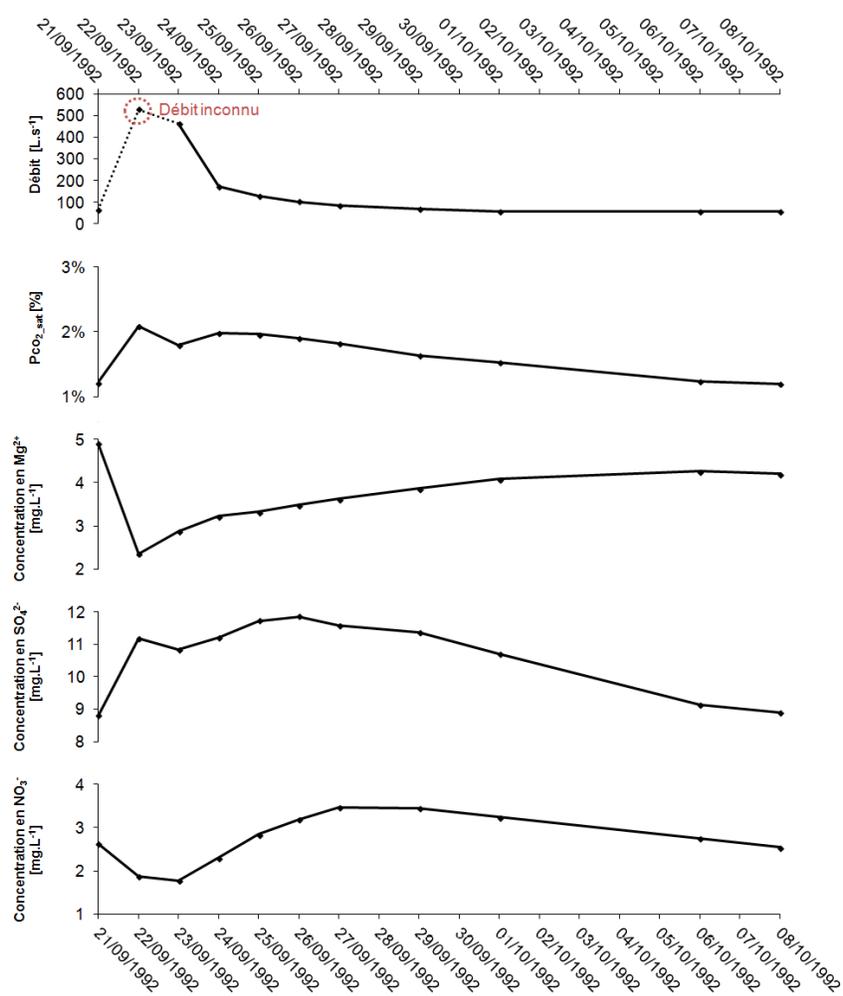


Figure 4.11 : Hydrogramme et chimiogrammes de la source de Notre Dame des Anges lors de la crue du 22/09/1992. Sur l'hydrogramme le point « débit inconnu » est représenté à cette position pour des raisons de continuité de la courbe. Son débit est estimé entre 5 000 et 10 000 L.s⁻¹.

Les 23 et 24 septembre 1992, les eaux vont devenir sous-saturées vis-à-vis de la calcite avec des IS_c qui ne vont cesser de diminuer, en conservant une $P_{CO_2_sat}$ relativement identique (Figure 4.10). Les prélèvements ont, dès lors, été ré-effectués dans l'exutoire principal du système. Du 25

au 27 septembre, les eaux vont maintenir leurs $P_{CO_2_sat}$ constantes tandis que leurs IS_c réaugmentent vers la saturation.

D'un point de vue chimique, du 23 au 27 septembre, les concentrations en magnésium, sulfates et nitrates vont soit demeurer constantes soit augmenter (Figure 4.11).

Lors des premiers jours (du 22 au 24 septembre) suivant l'intempérie, une grande quantité d'eau a été apportée au système. Les drains transmissifs ont alors été ennoyés (Figure 4.12a). Il en a résulté une augmentation de la vitesse de transfert des eaux. De plus, l'ennoisement des conduits provoque, dans le massif, une diminution de la surface d'échange avec l'air. Les eaux issues de l'épikarst ont, par conséquent, pu circuler par les zones transmissives du système karstique sans subir de dégazage.

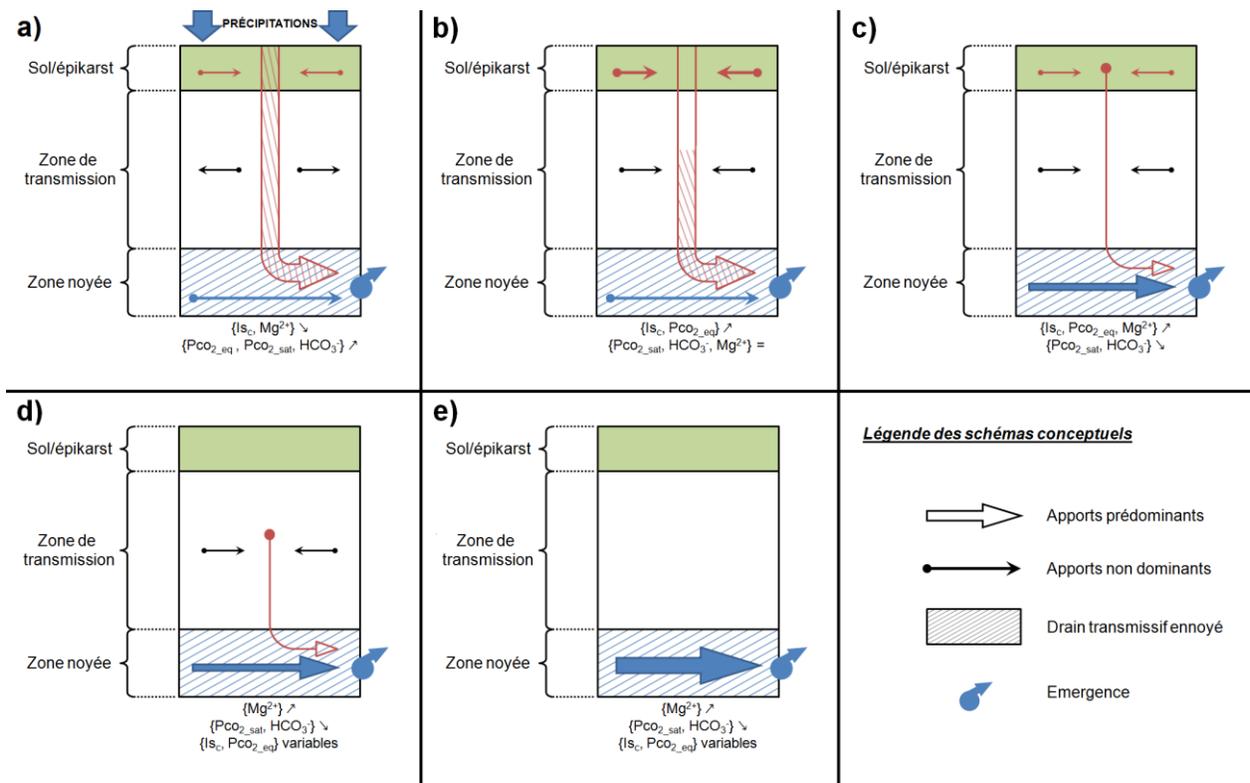


Figure 4.12 : Schémas conceptuels de l'évolution de l'alimentation de la source de Notre Dame des Anges lors d'une crue

A partir du 24 septembre, le dénoyage progressif des drains transmissifs associé à la décroissance globale de la teneur en eau dans le système engendre une augmentation des possibilités d'échanges gazeux entre l'eau et l'air du massif : le dénoyage des drains occasionne

un caractère diphasique de l'écoulement de plus en plus affirmé (Figure 4.12b). Ce phénomène est associé à un dégazage des eaux et à une augmentation de l' IS_c . Le fait que la $P_{CO_2_sat}$ des eaux demeure à la même valeur indique que, malgré la diminution de la quantité d'eau dans le milieu, les apports épikarstiques restent dominants. Qui plus est, l'épikarst continue de se drainer et permet la mobilisation d'eaux plus minéralisées en nitrates tandis que leurs teneurs en sulfates sont équivalentes au jour précédent.

Le 27 septembre marque une interruption dans les tendances précédentes : un éloignement par rapport à la droite G&D de la crue apparaît. Les eaux montrent des $P_{CO_2_sat}$ inférieures à celles observées durant la crue, et se rapprochent ainsi des valeurs mesurées dans les eaux de la zone noyée. Cet éloignement indique que les contributions épikarstiques ne sont plus dominantes : la participation de la zone noyée redevient non négligeable dans l'écoulement à l'exutoire du système (Figure 4.12c). En plus de ce changement dans la proportion de participation des types d'eaux, la sursaturation des eaux vis-à-vis de la calcite indique l'existence de conditions diphasiques dans le système. Alors que les teneurs en magnésium sont en augmentation, à partir du 27 septembre, celles en sulfates et nitrates vont diminuer témoignant une fois de plus de l'augmentation de la contribution des eaux de la zone noyée dans les écoulements à l'exutoire.

Bien que seuls des points du limnigraphe mécanique, mesurant les débits de la source de Notre Dame des Anges, aient été utilisés, un parallèle entre des approches hydrodynamiques et hydrochimiques est possible. Pour cela, la courbe de décrue (de l'épisode de Vaison-la-Romaine) a été étudiée et a révélé trois coefficients de décrue différents (Figure 4.13). Ces coefficients de décrue ont pour valeurs 0,867, 0,251 et 0,070.

Une analyse de l'évolution des coefficients de récession entre différentes années a déjà été menée par Lastennet et Mudry (1997). Ici, nous nous focaliserons sur les points d'intersection entre les droites de décrues. Les débits disponibles pour cela ne sont que des débits instantanés : le raisonnement proposé sera donc qualitatif. Les dates correspondant aux intersections de deux droites successives ont été estimées au 24 et au 27 septembre 1992. Comme mentionné précédemment, ces dates coïncident à des modifications de la géochimie des eaux. La première droite de décrue est associée au début du dégazage des eaux suite à l'évènement pluvieux. Lors de cette période, à l'exutoire, les contributions épikarstiques sont dominantes par rapport à celles

de la zone noyée. La seconde droite de décrue correspond à la modification du type d'eau à l'exutoire : les apports épikarstiques ne sont plus dominants et les mélanges avec les eaux de la zone noyée deviennent de plus en plus présents.

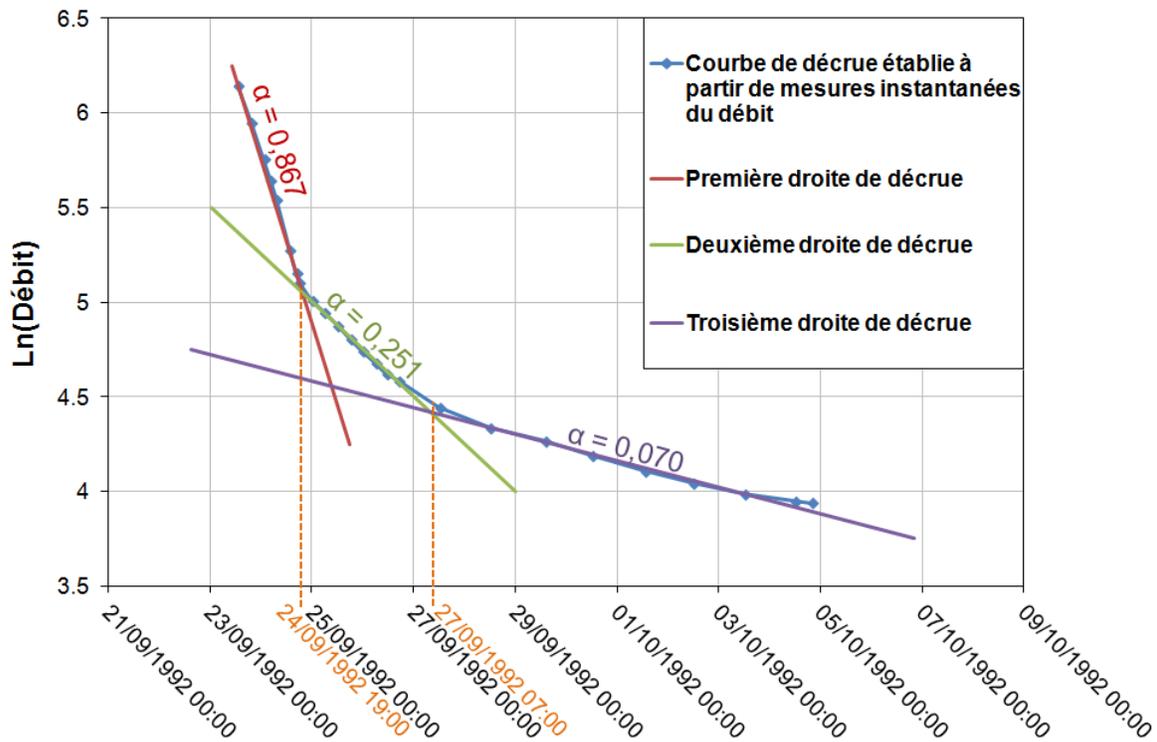


Figure 4.13 : Représentation du logarithme népérien du débit lors de la décrue faisant suite à l'orage dit de Vaison-la-Romaine. Les coefficients de décrue sont indiqués pour chaque portion de courbe qu'ils caractérisent.

La première droite de décrue (Figure 4.13) décrit l'alimentation de la source par des eaux de type épikarstique. Les teneurs en eau dans le massif et les drains, à ce moment, sont suffisantes pour permettre une circulation rapide des eaux sans dégazage (Figure 4.12a).

La deuxième droite de décrue témoigne d'une diminution progressive de la quantité d'eau dans le système. Les connexions entre les différentes masses d'eaux diminuent induisant une diminution du transfert de pression. Celui-ci provoque un ralentissement progressif de l'écoulement des eaux. Le degré de saturation du système et la charge dans les drains transmissifs envoyés diminuent, favorisant un dégazage des eaux. Néanmoins, la participation de type d'eaux d'origine épikarstique demeure majoritaire dans l'écoulement de la source (Figure 4.12b).

La troisième droite de décrue, la droite de tarissement, traduit non seulement des conditions diphasiques dans le système mais également un mélange d'eaux entre la zone épikarstique et la

zone noyée. La part d'eaux de la zone noyée augmente progressivement (Figure 4.12c). Un point est ici à noter : tandis que le système entre en régime de tarissement hydrodynamique, donc de basses eaux, la chimie des eaux à l'émergence ne traduit pas exclusivement une signature de la zone noyée. Il paraît donc nécessaire de distinguer un **tarissement hydrodynamique** d'un **tarissement hydrochimique**. La présence des plus bas débits ne signifie pas forcément que la zone noyée est la seule contributive au débit total de la source. Un écoulement retardé provenant de la zone d'infiltration influence toujours le signal des eaux à l'exutoire malgré le tarissement hydrodynamique (Figure 4.12d). La récession hydrochimique ne se manifeste que plus tard (Figure 4.12e).

Le système de Notre Dame des Anges est structuré autour de trois compartiments (épikarst, zones d'infiltration et noyée). Cette organisation a pu être identifiée par la plurimodalité de la courbe de distribution de fréquences (Figure 4.3) et par l'ACP (Figures 4.4 et 4.5). La projection, dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}); IS_c\}$, des populations d'individus relatives à chaque compartiment a permis de mettre en lumière les conditions d'ennoiement des drains transmissifs et d'écoulements dans le massif (Figures 4.6, 4.9 et 4.10). Durant les périodes de crues d'automne, des eaux de types épikarstiques alimentent la source de Notre Dame des Anges et remplacent les eaux d'étiage. Une telle différenciation implique qu'une partie du système conserve des eaux dont la signature correspond à celle identifiable en périodes de basses eaux. Ainsi, la zone noyée constitue des réserves présentes à la source en période de tarissement hydrochimique. Cela soutient le fait que le réseau de drainage de Notre Dame des Anges est fortement développé comme cela a pu être observé dans la classification des systèmes de Bakalowicz et Mangin (1980) par la distribution de fréquences de la minéralisation des eaux.

Deux pôles de type d'eaux, caractérisés par leurs $P_{CO_2_sat}$, sont individualisables : un pôle « épikarstique » et un autre « zone noyée ». Les eaux de la zone de transmission – identifiées préalablement comme les « eaux intermédiaires » – ont alors une composition chimique résultant de mélanges en proportions variables entre ces deux pôles. Les eaux des réservoirs superficiels – que ce soit lors de crues ou lorsqu'elles vont marquer de leur signature les « eaux intermédiaires » – vont circuler au sein de la zone noyée par les drains transmissifs. De ce fait, au cours de ce passage, un mélange entre les pôles « épikarst » – dans les drains transmissifs – et « zone noyée » (avec une prédominance de ce dernier) – dans les parties capacitives – va

s'effectuer. Ainsi, au cours du temps, le signal chimique des eaux de la zone noyée va évoluer en fonction des arrivées des eaux des réservoirs superficiels.

4.4.6.4. Source de Font Marin

La source de Font Marin possède une distribution de fréquences différente de celle de la source de Notre Dame des Anges avec un étalement des valeurs à la suite du mode principal (Figure 4.3). Lors des périodes de basses eaux, les eaux de la source de Font Marin tendent à être caractérisées par de faibles minéralisations. L'absence d'un mode secondaire nettement individualisé du mode principal témoigne d'une plus grande homogénéisation des eaux dans le système de Font Marin que dans celui de Notre Dame des Anges.

Dans la même logique, au sein de l'ACP (Figure 4.5), les individus de Font Marin ne sont pas divisés en différents groupes à la différence de ceux de Notre Dame des Anges. De même, les $P_{CO_2_sat}$ des eaux de l'émergence de Font Marin (Figure 4.6) sont répartis sur un intervalle plus large que celui de la source du Groseau, bien qu'aucun pôle précis ne puisse être distingué.

Le système de Font Marin possède des capacités d'homogénéisation des eaux supérieures à celle de Notre Dame des Anges mais inférieures à celle du Groseau. Une division verticale du système karstique de Font Marin en compartiments, similaire à celle du système de Notre Dame des Anges, n'est pas possible. La stabilité de la chimie des eaux (Annexe 2.1) et l'absence de zonation verticale indique une stabilité dans les écoulements de la source de Font Marin. Toutefois, les variations de $P_{CO_2_sat}$ des eaux (Figure 4.6) ne doivent pas être négligées. Elles renseignent sur des variations de proportions de types d'eaux participant à l'écoulement, bien que les eaux issues de la zone noyée prédominent sur celles provenant de la zone d'infiltration.

4.4.7. Extension de la méthode IS_c - P_{CO_2} à l'estimation de la vulnérabilité d'un système à la pollution

La variabilité des $P_{CO_2_sat}$ des eaux peut être utilisée pour qualifier l'ampleur du développement du réseau karstique d'un point de vue fonctionnel (§ 4.4.6). Le développement du réseau karstique est alors considéré à partir des transferts de masse de carbone inorganique et des

différents types d'eaux émergeant d'une source. Un système caractérisé par un seul type d'eau est décrit par un intervalle restreint de variation des $P_{CO_2_sat}$ des eaux. Plus l'intervalle de variations des $P_{CO_2_sat}$ des eaux est important, plus le système est parcouru par des types d'eaux différents. Par conséquent, plus l'intervalle de variations des $P_{CO_2_sat}$ des eaux est important, plus le système peut être considéré comme possédant un comportement karstique d'un point de vue du transfert de masse du carbone. D'un point de vue de son hydrodynamisme, le système sera caractérisé par de fortes variations de débits avec des augmentations témoignant de transferts de pressions dues à aux arrivées d'eaux sub-superficielles.

Les estimations du développement du réseau karstique des systèmes du Groseau, de Notre Dame des Anges, et de Font Marin, sont en accord avec les travaux effectués précédemment sur ces sources (Mudry 1987, Lastennet 1994, Lastennet et Mudry 1997).

Dès lors que le fonctionnement du système karstique a été identifié, l'estimation de sa vulnérabilité vis-à-vis d'une pollution est plus aisée. Deux exemples de pollutions seront ici considérés : l'une ponctuelle, mais mettant en jeu une grande quantité d'un polluant (Pollution 1), et l'autre continue, mais associée à de faibles concentrations en polluant (Pollution 2).

Les milieux à comportement fissuré vont être caractérisés par des circulations lentes des masses d'eaux permettant une homogénéisation de ces dernières. Dans le cas de la Pollution 1, le polluant atteindra la source avec une concentration diluée en raison des circulations lentes des eaux (et de leur homogénéisation) et de la filtration du contaminant au sein du système. Cependant, la rémanence de cette substance dans le système pourra être élevée. Concernant la Pollution 2, la concentration du contaminant, mesurée à la source, ne cessera d'augmenter au cours du temps.

Les systèmes munis d'un réseau karstique développé sont caractérisés par la présence de différents types d'eaux à l'exutoire. Dans le cas de la Pollution 1, en raison des écoulements rapides pouvant survenir, le polluant peut être détecté à la source à une teneur proche de celle du point d'injection initial (Fournier *et al.* 2007). Sa rémanence pourra être inférieure à celle d'un système à comportement fissuré. Dans le cas de la Pollution 2, une augmentation progressive de la concentration moyenne du contaminant pourra être constatée. De plus, des pics de

concentration du polluant pourraient être observés, durant les évènements pluvieux intenses, du fait des circulations rapides provenant des compartiments superficiels des systèmes (Nebbache *et al.* 2001, Fournier *et al.* 2007).

L'utilisation de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$ permet donc de décrire le fonctionnement des systèmes karstiques et d'estimer le développement de leur réseau de drainage. Ces informations sont une aide précieuse dans l'appréciation de la vulnérabilité des eaux d'une source vis-à-vis d'une pollution. En considérant cette méthodologie, Notre Dame des Anges est le système le plus vulnérable du site d'étude de par l'occurrence d'écoulements rapides. Font Marin et Groseau sont quant à eux les systèmes les moins vulnérables par ordre décroissant. Il est toutefois important de souligner que l'estimation de l'ampleur du drainage dans un système karstique, selon la méthode précédente, ne permet que l'identification de types d'eaux différents et non leurs origines précises. Par exemple, des arrivées d'eaux sub-superficielles (augmentation de la $P_{CO_2_{sat}}$ des eaux à l'émergence) peuvent être observées sans pour autant pouvoir statuer sur le fait que ces eaux proviennent essentiellement du sol ou de l'épikarst. Pour cela, il serait nécessaire d'utiliser d'autres méthodes telles que l'enregistrement de la teneur en carbone organique dissous dans les eaux.

Ces informations sur la vulnérabilité des sources peuvent être des ajouts supplémentaires à l'établissement de critères de vulnérabilité tel que « l'indice de karstification » utilisé dans certaines méthodes de génération de cartes de vulnérabilité telles que les méthodes EPIK (Dörfliger *et al.* 1999) ou PaPRIKA (Dörfliger et Plagnes 2009).

4.5. Conclusions du chapitre 4

La section présentée précédemment s'est attachée à utiliser les potentialités de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$ pour déterminer le fonctionnement karstique d'un système, par l'association de trois méthodes dont celle d' $IS_c-P_{CO_2}$.

Pour cela, différents systèmes ont été considérés. L'apport de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$ a été une caractérisation des P_{CO_2} des différentes masses d'eaux parcourant le système. Dans le cas d'un

système homogénéisant, un seul type d'eau est identifiable à l'exutoire du système. Il en découle que seule une $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux suffit à décrire globalement le système.

Un système très karstifié sera caractérisé par un large intervalle de $P_{CO_2_sat}$ des eaux. Lorsque le réseau de drainage du système est suffisamment développé, les types d'eaux qualifiant la zone noyée et l'épikarst peuvent être distingués, constituant alors deux pôles opposés dans un graphique $\{-\log(P_{CO_2}) ; IS_c\}$. Les eaux de chaque compartiment s'organisent alors à proximité de droite modèle G&D décrivant chaque compartiment. La population d'individus associée à ces droites a la particularité de présenter une dispersion moindre autour de cette droite. Cette constatation contraste avec la dispersion initiale des $P_{CO_2_sat}$ de l'ensemble des eaux.

En plus d'identifier des pôles de mélanges, l'utilisation de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$ permet de déterminer qualitativement l'évolution des teneurs en eau du système : plus elle sera importante, plus les eaux circulant rapidement dans le système seront sous-saturées vis-à-vis de la calcite.

Ces conditions de saturations en eaux et en calcite peuvent être rapprochées des conditions hydrodynamiques dans le système. La dualité du karst s'exprime alors une fois de plus : le tarissement hydrodynamique d'un système ne correspond pas forcément à la survenue à l'exutoire des eaux issues uniquement de la zone noyée. Il est donc nécessaire de différencier un tarissement hydrodynamique d'un tarissement hydrochimique. Ces différents constats peuvent être un outil non négligeable dans l'approche de la vulnérabilité des systèmes à une pollution.

Ces réflexions et observations ont été valorisées par la publication d'un article lié à l'application de la méthode $IS_c-P_{CO_2}$ dans la détermination du comportement karstique d'un système (Minvielle *et al.* 2015).

CONCLUSIONS GENERALES

Autant par le volume qui s'infiltré que par leurs compositions chimiques, les eaux d'infiltration conditionnent le signal des eaux à l'émergence des systèmes, que ce soit à court ou long terme. De par ces propriétés, l'infiltration représente une composante essentielle dans la recharge des réserves en eau des aquifères karstiques, mais aussi dans la vulnérabilité de ces derniers.

L'infiltration est constituée de trois signaux : ceux du sol, de l'épikarst et de la zone de transmission. En fonction du système karstique étudié, au moins l'un des trois est présent. Certaines études prennent le parti de considérer l'infiltration dans sa globalité. Cette approche permet de distinguer, dans les eaux à l'exutoire du système, celles provenant de l'infiltration ou de la zone noyée. Cependant, ne pas considérer les composantes de l'infiltration de manière isolée conduit à de perdre des connaissances sur les modalités d'écoulements des eaux dans le système. Par suite, la compréhension du fonctionnement des systèmes karstiques, l'évaluation de leur vulnérabilité, ainsi que la modélisation des écoulements – qu'elle soit hydrodynamique (transfert de pression) ou hydrochimique (transfert de masse) – peuvent être incomplètes voire erronées.

L'aspect hydrodynamique de l'infiltration a été abordé par une modélisation réservoirs basée sur les équations de Coutagne. Elle permet de déterminer le signal sol à partir du signal épikarstique (débit d'une émergence). Il est apparu nécessaire d'estimer plus précisément l'évapotranspiration effective sur l'impluvium du système mais aussi d'intégrer un module représentant la fonction de stockage de l'épikarst. Il décrit le besoin d'atteindre une certaine teneur en eau dans des zones capacitives d'un épikarst pour qu'un écoulement vers la zone de transmission puisse débuter. L'utilisation du modèle développé a permis, dans une étude préliminaire, d'estimer la moyenne annuelle de la lame d'eau d'infiltration à environ 360 mm, moyenne estimée sur 14 années. Cette lame d'eau infiltrée pourrait alors être représentative de celle s'infiltrant dans des contextes similaires à ceux de Lascaux, c'est-à-dire dans des calcaires dont les parties superficielles ou sub-profondes sont altérées, surmontés de formation de

recouvrements de type altérite, parfois d'argiles à chailles (silex), et de sols boisés. Ce contexte est assez représentatif d'une grande partie de la Dordogne.

L'étude des équilibres calco-carboniques des eaux d'une émergence karstique a permis de mettre en place un schéma de transfert des types d'eaux en tenant compte de l'état de saturation en eau du système karstique, et de déterminer le degré d'organisation des écoulements. Les eaux d'origine épikarstique ont notamment été distinguées de celles des zones de transmission et noyée. Ces connaissances d'un système karstique peuvent être profitables lors d'une qualification de la vulnérabilité de la ressource des aquifères karstiques. Des outils de qualification de la vulnérabilité d'un système karstique, tel que PaPRIKA (Dörfliger et Plagnes 2009), utilisent un « indice de karstification ». Sa détermination pourrait être complétée par l'utilisation des $P_{CO_2_sat}$ des eaux.

Ce schéma repose sur l'utilisation de la $P_{CO_2_sat}$ pour laquelle des corrections de températures et de projections, dans la méthode $IS_c-P_{CO_2}$, ont été apportées. Des abaques permettant d'obtenir les $P_{CO_2_sat}$ des eaux, à partir de mesures sur le terrain, ont aussi été proposés.

Les $P_{CO_2_sat}$ moyenne des eaux à l'exutoire d'un épikarst varient selon les cycles hydrologiques. Cette variation de la composition chimique des eaux peut être due à des facteurs climatiques tels que la température qui joue sur la production et la dynamique du CO_2 dans le massif, l'évapotranspiration liée à l'évolution de la couverture végétale, ou encore les précipitations qui influent sur l'humidité du sol et donc sur la production de CO_2 . En l'état actuel des connaissances, les influences des paramètres précédents ne peuvent être que présumées dans la mesure où seuls des faisceaux d'indices sont disponibles. Il serait nécessaire de posséder des enregistrements continus de la $P_{CO_2_sat}$ ainsi qu'une meilleure précision sur l'évapotranspiration, tel que nous l'avons montré sur le site de Lascaux.

Au-delà des variations inter-annuelles, des variations intra-annuelles de la chimie des eaux de l'épikarst, au niveau de leurs équilibres calco-carboniques, ont pu être observées. Elles sont dues à des variations de teneurs en CO_2 dans l'air de l'épikarst.

Des variations intra-annuelles de $P_{CO_2_sat}$ des eaux ont aussi été constatées lors de l'étude de systèmes karstiques dans le Vaucluse. Elles sont dues à l'existence d'écoulements plus ou moins rapides. Plus le temps de transfert de l'eau dans le système sera faible, plus sa $P_{CO_2_sat}$ sera

importante. Au contraire, plus le temps de transfert sera important, plus sa $P_{CO_2_sat}$ sera faible et tendra vers la P_{CO_2} de l'air du massif.

L'évolution temporelle des types d'eaux de chaque compartiment du karst a aussi conduit à la proposition de trois hypothèses pour expliquer la présence d'eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite dans la zone noyée du karst :

- Une influence de la P_{CO_2} de l'air du massif au contact de la zone noyée (milieu ouvert sur le CO_2),
- Un mélange entre deux types d'eaux sous-saturées ou non,
- Des eaux transitant dans la zone noyée sans jamais atteindre l'équilibre vis-à-vis de la calcite (pertes, concentration des écoulements dans des dolines actives, ...).

Cette thèse s'est proposée de mettre en avant les processus et les mécanismes responsables de l'infiltration dans les karsts où un compartiment épikarstique est présent.

L'obtention d'une évapotranspiration réelle la plus représentative possible d'un site est une information intrinsèque pour une étude optimale de l'infiltration. Elle pourrait être obtenue par l'installation de lysimètres sur divers sites d'études. Il serait dès lors intéressant d'étudier l'infiltration dans d'autres contextes : karsts sous couverture ou à roche nue, absence d'épikarst et/ou de végétation sur l'impluvium, géomorphologie karstique marquée (dolines, gouffres, pertes,...).

Les caractéristiques physiques de surface de l'impluvium karstique peuvent être fortement hétérogènes. Par conséquent, lors d'une modélisation, la fonction de production est liée à ces hétérogénéités. Il serait alors nécessaire de tenir compte de ces variations spatiales en divisant, pour un modèle réservoirs, le sol et/ou l'épikarst en plusieurs réservoirs tenant compte de ces différences. Cette spatialisation de l'infiltration permettrait une meilleure modélisation des débits d'une source karstique, et une amélioration de l'estimation de la lame d'eau s'infiltrant dans des terrains carbonatés et alimentant des aquifères profonds régionaux. L'analyse de l'infiltration serait alors retranscrite à l'échelle régionale et non plus locale.

Enfin, un suivi en continu des débits et des paramètres permettant d'identifier les valeurs liées aux équilibres calco-carboniques serait un atout considérable dans la mise en relation de

l'évolution de la $P_{CO_2_sat}$ de l'eau en fonction des régimes et des modalités d'écoulement. De même mesurer la P_{CO_2} dans l'épikarst (en différents endroits et pour différentes profondeurs) serait une donnée précieuse dans la compréhension de la dynamique du CO_2 dans l'épikarst. Dans le cas d'un système karstique, il serait alors possible d'identifier et de quantifier des liens entre l'ennoiement des conduits, la vitesse de circulation des écoulements et l'évolution de la chimie d'une source. Ceci pourrait constituer l'un des travaux préliminaires au couplage des modèles de transfert de masse et de pression.

BIBLIOGRAPHIE

– A –

Allen R. G., Pereira L. S., Raes D., Smith M. (1998) – *Crop Evapotranspiration*, FAO Irrigation and Drainage Paper n°56, 326 pages

Amundson R. G., Smith V. S. (1988) – *Annual cycles of physical and biological properties in an uncultivated and irrigated soil in the San Joaquin Valley of California*, Agriculture, Ecosystems and Environment, 20(3):195-208, 14 pages, doi 10.1016/0167-8809(88)90111-9

Andreo B., Linan C., Carrasco F., Jiménez de Cisneros C., Caballero F., Mudry J. (2004) – *Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (18O and 2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifer (S Spain)*, Applied Geochemistry, 19(4): 561-574, 14 pages, doi 10.1016/j.apgeochem.2003.08.002

Appelo C. A. J., Postma D. (2005) – *Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd edition*, CRC Press, 649 pages

Aquilina L., Ladouche B., Doerfliger N., Bakalowicz M. (2003) – *Deep water circulation, residence time, and chemistry in a karst complex*, Groundwater, Volume 43, 790-805, 16 pages, doi 10.1111/j.1745-6584.2003.tb02420.x

Aquilina L., Ladouche B., Dörfliger N. (2005) – *Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters*, Applied Geochemistry, 20(12):2189-2206, 18 pages, doi 10.1016/j.apgeochem.2005.07.011

Aquilina L., Ladouche B., Dörfliger N. (2006) – *Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods*, Journal of Hydrology, 327(3-4):472-485, 14 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2005.11.054

Atkinson T. C. (1977a) – *Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones*, Journal of Hydrology, 35(1-2): 111-123, 13 pages, doi 10.1016/0022-1694(77)90080-4

Atkinson T. C. (1977b) – *Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain)*, Journal of Hydrology, 35(1-2):93-110, 18 pages, doi 10.1016/0022-1694(77)90079-8

– B –

Bakalowicz M. (1992) – *Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche objective du rôle du climat dans la karstogenèse*, Karst et évolutions climatiques, Presses Universitaires de Bordeaux, 61-74, 14 pages

Bakalowicz M. (1995) – *La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement [The infiltration zone of karst aquifers. Investigation methods, structure and behaviour]*, Hydrogéologie, 4 :3-21 ; 20 pages

Bakalowicz M. (1999) – *Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3*, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, 44 pages

Bakalowicz M. (2005) – *Karst groundwater: a challenge for new resources*, Hydrogeology Journal, 13:148-160, 13 pages, doi 10.1007/s10040-004-0402-9

Bakalowicz M., Aminot A. (1974) – *Géochimie d'aquifères karstiques. 3. Premiers résultats obtenus sur le système du Baget durant le cycle hydrologique 1793*, Annales de Spéléologie, 29(4): 484-493, 10 pages

Bakalowicz M., Mangin A. (1980) – *L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification*, Mem. h. ser. Soc. géol. France, Volume 11, 71-79

Barbera J. A., Andreo N. (2012) – *Functioning of a karst aquifer from S Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records*, Environmental Earth Sciences, 65(8):2337-2349, 13 pages, doi 10.1007/s12665-011-1382-4

Barbera J. A., Andreo B., Almeida C. (2014) – *Using non-conservative tracers to characterize karstification processes in the Merinos-Colorado-Carrasco carbonate aquifer system (southern Spain)*, Environmental Earth Sciences, 71(2): 585-599, 15 pages, doi 10.1007/s12665-013-2754-8

Batiot C., Emblanch C., Blavoux B. (2003) – *Carbone organique total (COT) et magnésium (Mg^{2+}): deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique [Totale organic carbone (TOC) and magnesium (Mg^{2+}): two complementary tracers of residence time in karstic systems]*, C. R. Geoscience, 335 : 205-215, 11 pages, doi 10.1016/S1631-0713(3)00027-0

Bennett N. D., Croke B. F. W., Guariso G., Guillaume J. H. A., Hamilton S. H., Jakeman A. J., Marsili-Libelli S., Newham L. T. H., Norton J. P., Perrin C., Pierce S. A., Robson B., Sepplet R., Voinov A. A., Fath B. D., Andreassian V. (2013) – *Characterising performance of environmental models*, Environmental Modelling & Software, 40:1-20, 20 pages, doi 10.1016/j.envsoft.2012.09.011

Benavente J., Vadillo I., Carrasco F., Soler A., Linan C., Moral F. (2010) – *Air carbon dioxide contents in the vadose zone of a Mediterranean karst*, Vadose Zone Journal, 9:126-136, doi 10.2136/vzj2009.0027

Blavoux B., Mudry J. (1983) – *Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques*, Hydrogéol. – Géol. In. BRGM, Orléans, 4 :269-278

Bögli A. (1964) – *Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem*, Erdkunde, 18(2):83-92

Boussinesq J. (1904) – *Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources*, Journal de Mathématiques Pures et Appliquées, 10 :5-78, 74 pages

Box G. E. P., Jenkins G. M. (1974) – *Time series analysis, forecasting and control*, Revised Edition. Holden Day, San Francisco, USA, 575 pages

Briand C., Plagnes V., Sebilo M., Louvat P., Chesnot T., Schneider M., Ribstein P., Marchet P. (2013) – *Combinaison de nitrates (N, O) et de ratios isotopiques du bore avec des indicateurs microbiologiques pour la détermination des sources de nitrates dans les eaux souterraines karstiques*, Environmental Chemistry, 10(5): 365-369, 5 pages, doi 10.10171/EN13036

Brodie R. S., Hostetler S. (2005) – *A review of techniques for analyzing baseflow from stream hydrographs*, Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 Conference, 28 November – 2 December, Auckland, New Zeland

Bruxelles L., Quinif Y., Wiénin M. (2009) – *How can ghost rocks help in karst development ?*, ICS Proceedings, 15th International Congress of Speleology, 814-818

Bruxelles L., Camus H., Delannoy J.-J. (2014) – *Etude des contextes géologique, géomorphologique et pédologique de la grotte de Lascaux – Synthèse*, Rapport d'étude de Novembre 2014, 64 pages

Burger A. (1983) – *Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura*, Société Suisse de l'Industrie du Gaz et des Eaux, Zurich, 533-583, 51 pages

Busenberg E., Plummer L. N. (1982) – *The kinetics of dissolution of dolomite in CO₂-H₂O systems at 1.5 to 65 °C and 0 to 1 atm P_{CO₂}*, American Journal of Science, 282:45-78, 34 pages

Busenberg E., Plummer L. N. (1989) – *Thermodynamics of magnesian calcite solid-solutions at 25°C and 1 atm total pressure*, Geochimica et Cosmologica Acta, 53:1189-1208, 20 pages

– C –

Caetano Bicalho C., Batiot-Guilhe C., Seidel J. L., Van Exter S., Jourde H. (2012) – *Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer*, Journal of Hydrology, 450-451:206-218, 13 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.04.059

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, 460-461, 52-64, 13 pages; doi 10.1016/j.hydrol.2012.06.043

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, 320 pages

Clark I., Fritz P. (1997) – *Environmental isotopes in hydrogeology*, CRC Press, 328 pages

Conant R. T., Ryan M. G., Agren G. I., Birge H. E., Davidson E. A., Eliasson P. E., Evans S. E., Frey S. D., Giardina C. P., Hopkins F. M., Hyvonen R., Kirschbaum M. U. F., Lavalley J. M., Leifeld J., Parton W. J., Steinweg J. M., Wallenstein M. D., Wetterstedt J. A. M., Bradford M. A. (2011) – *Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward*, Global Change Biology, Volume 17, 3392-3404, 13 pages, doi 10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x

Connair D. P., Murray B. S. (2002) – *Karst groundwater basin delineation, Fort Knox, Kentucky*, Engineering Geology, 65(2-3):125-131, 7 pages, doi 10.1016/s0013-7952(01)00119-3

Corbel J. (1959) – *Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie)*, Annales de Géographie, 68 :97-120, 26 pages

Coutagne A. (1948) – *Etude générale des variations de débits en fonction des facteurs que les conditionnent. 2^{ième} partie : Les variations de débit en période non influencée par les précipitations. Le débit d'infiltration (corrélations fluviales internes)*, La Houille Blanche, 416-436, 21 pages

Crowther J., Pitty A. F. (1982) – *Water temperature variability as an indicator of shallow-depth groundwater behaviour in limestone areas in west Malaysia*, Journal of Hydrology, 57(1-2): 137-146, 10 pages

– D –

Dassi L. (2011) – *Investigation by multivariate analysis of groundwater composition in a multilayer aquifer system from North Africa: A multi-trace approach*, Applied Geochemistry, Volume 26(8):1386-1398, 13 pages, doi 10.1016/j.apgeochem.2011.05.012

Delhomme J. P. (1976) – *Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau*, Thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Paris VI, 160 pages

Denić-Jukić V., Jukić D. (2003) – *Composite transfer functions for karst aquifers*, Journal of Hydrology, 274(1-4): 80-94, 15 pages, doi 10.1016/s0022-1694(02)00393-1

Dörfliger 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, 16 pages, doi 10.1007/s002540050446

Dörfliger N., Plagnes V. (2009) – *Cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques guide méthodologique de la méthode PaPRIKa [Mapping the vulnerability of karst aquifers. Guidelines of the method PaPRIKa]. Rapport BRGM RP-57527-FR*, BRGM, Orleans, France, 122 pages

Drake J. J., Harmon R. S. (1973) – *Hydrochemical environments of carbonate terrains*, Water Resources Research, 9(4):949-957, 9 pages

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, 9 pages

Drogue C. (1972) – *Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques [Statistical analysis of hydrographs of karstic springs]*, Journal of Hydrology, 15(1) :49-68, 20 pages

Dubois C., Quinif Y., Baele J.-M., Barriquand L., Bini A., Bruxelles L., Dansdurand G., Havron C., Kaufmann O., Lans B., Maire R., Martin J., Rodet J., Rowberry M.D., Tognini T., Vergari A. (2014) – *The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems*, Earth-Science Reviews, 131 : 116-148, doi 10.1016/j.earscirev.2014.01.006

Dreybrodt W. (1981) – *Kinetics of the dissolution of calcite and its application to karstification*, Chemical Geology, 31: 245-269, 25 pages

Drogue C. (1969) – *Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens*, Thèse de doctorat, Université de Montpellier

Drogue C. (1974) – *Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage*, C.R. Acad. Sci., Paris, 278 : 2621-2624, 4 pages

– E-F –

Emblanch C. (1997) – *Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région Méditerranéenne de montagne*, Thèse doctorale, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, 198 pages

Emblanch C., Zuppi G. M., Mudry J., Blavoux B., Batiot B. (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, 13 pages, doi 10.1016/s0022-1694(03)00180-x

Faimon J., Licbinska M., Zajicek P., Sracek O. (2012) – *Partial pressures of CO₂ in epikarstic zone deduced from hydrogeochemistry of permanent drips, the Moravian karst, Czech Republic*, Acta Carsologica, 41(1): 47-57, 11 pages

Fleury P., Plagnes V., Bakalowicz M. (2007) – *Modelling 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, 12 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2007.07.014

Ford D., Williams P. (2007) – *Karst hydrogeology and geomorphology*, Ed. Wiley, 7th edition, ISBN: 978-0-470-84997-2, 562 pages

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, 16 pages, doi 10.1007/s10040-006-0116-2

Frederickson G. C., Criss R. E. (1999) – *Isotope hydrology and residence times of the unimpounded Meramec River Basin, Missouri*, *Chemical Geology*, 157(3-4):303-317, 15 pages

Froncini F. (2008) – *Geochemistry of regional aquifer systems hosted by carbonate-evaporite formations in Umbria and southern Tuscany (central Italy)*, *Applied Geochemistry*, 23(8): 2091-2104, 14 pages, doi 10.1016/j.apgeochem.2005.05.001

– G –

Galan C., Lagarde J. (1988) – *Morphologie et evolution des caverns et forms superficielles dans les quartzites du Roraima (Venezuela)*, *Karstologia*, Volume 11-12, 49-59, 11 pages

Garrels R.M., Christ C.L. (1965) – *Solutions, Minerals and Equilibria*, Harper & Row, New York, 450 pages

Garry B. (2007) – *Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques : expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel de Fontaine de Vaucluse*, Thèse doctorale, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, 234 pages

Gèze B. (1973) – *Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie*, *Annales de spéléologie*, Volume 28 n°1, pp 1-20, 20 pages

Glossaire International d'Hydrologie (GIH) (2000) – *Glossaire International d'Hydrologie*, Comité français, consulté le 20 décembre 2015

Goldscheider N. (2008) – *A new quantitative interpretation of the long-tail and the plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany*, Hydrogeology Journal, 16(7): 1311-1317, 7 pages, doi 10.1007/s10040-008-0307-0

Goldscheider N., Meiman J., Pronk M., Smart C. (2008) – *Tracer tests in karst hydrogeology and speleology*, International Journal of Speleology, 37(1):27-40, 14 pages

Grasso D. A., Jeannin P.-Y., Zwahlen F. (2003) – *A deterministic approach to the coupled analysis of karst springs' hydrographs and chemographs*, Journal of Hydrology, 271(1-4): 65-76, 12 pages, doi 10.1016/s0022-1694(02)00321-9

Green W. H., Ampt G. (1911) – *Studies on soils physics. 1. The flow of air and water through soils*, The Journal of Agricultural Science, 4(1):1-24, 24 pages

Grillot J. C., Schoeller M. (1989) – *Exemple d'approche pluridisciplinaire dans la caractérisation d'eaux thermales carbo-gazeuses*, Revue des sciences de l'eau, Volume 2, 211-228, 18 pages

– H –

Hanson P. J., Edwards N. T., Garten C. T., Andrews J. A. (2000) – *Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: a review of methods and observations*, Biogeochemistry, Volume 48, 115-146, 32 pages, doi 10.1023/A:1006244819642

Hartmann A., Lange J., Weiler M., Arbel Y., Greenbaum N. (2012) – *A new approach to model the spatial and temporal variability of recharge to karst aquifers*, Hydrology and Earth System Sciences, 16: 2219-2231, 13 pages, doi 10.5194/hess-16-2219-2012

Hartmann A., Wagener T., Rimmer A., Lange J., Brielmann H., Weiler M. (2013a) – *Testing the realism of model structures to identify karst system processes using water quality and quantity signatures*, Water Resources Research, 49(6):3345-3358, 14 pages, doi 10.1002/wrcr.20229

Hartmann A., Weiler M., Wagener T., Lange J., Kralik M., Humer F., Mizyed N., Rimmer A., Barberá J. A., Andreo B., Butscher C., Huggenberger P. (2013b) – *Process-based karst modeling to relate hydrodynamic and hydrochemical characteristics to system properties*, Hydrology and Earth System Sciences, 17: 3305-3321, 17 pages, doi 10.5194/hess-17-3305-2013

Hingray B., Picouet C., Musy A. (2014) – *Hydrologie. 2. Une science pour l'ingénieur*, Presses polytechniques et universitaires romandes, 640 pages

Horton R. E. (1933) – *The role of infiltration in the hydrologic cycle*, Transactions, American Geophysical Union, 14(1): 446-460, 25 pages

Hsieh J. C. C., Chadwick O. A., Kelly E. F., Savin S. M. (1998) – *Oxygen isotopic composition of soil water: quantifying evaporation and transpiration*, Geoderma, 82: 269-293, 25 pages, doi 10.1016/s0016-7061(97)00105-5

Huntoon P. W. (1995) – *Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers?*, Groundwater models for resources analysis and management, 339-358, 20 pages

– I-J –

Jeannin P.-Y., Grasso A. D. (1995) – *Estimation des infiltrations efficaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoie, JU, Suisse)*, Bulletin d'Hydrogéologie, 14: 83-93, 11 pages

Jeannin P.-Y., Eichenberger U., Sinreich M., Vouillamoz J., Malard A., Weber E. (2013) – *KARSYS: a pragmatic approach to karst hydrogeological system conceptualisation. Assessment of groundwater reserves and resources in Switzerland*, Environmental Earth Sciences, 69(3): 999-1013, 15 pages, doi 10.1007/s12665-012-1983-6

Jennings J. N. (1985) – *Karst geomorphology*, Edition Basil Blackwell, Oxford, 293 pages

Jonhson K. S. (2002) – *Karst in evaporites rocks of the United States*, Carbonates and Evaporites, Volume 17, 90-97, 8 pages

Jourde H., Mazzilli N., Lecoq N., Arfib B., Bertin D. (2015) – KARSTMOD: a generic modular reservoir model dedicated to spring discharge modeling and hydrodynamic analysis in karst, *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems*, 6 pages, doi 10.1007/978-3-642-17435-3_38

– K –

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, 13 pages, doi 10.1007/s10040-004-0350-4

Karnay G., Aujoulat N., Konik S., Mauroux B., Pluchery E., Turq A. (1999) – *Notice de la carte géologique du Bugue*, carte n°807, BRGM, 91 pages

Kiraly L. (1975) – *Rapport sur l'état actuel des connaissances actuelles dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques*, International Union Geological Sciences, Hydrogeology of karstic terrains, 3 :53-67, 15 pages

Kiraly L. (2003) – *Karstification and groundwater flow*, Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1(3) : 1-25, 25 pages

Kirkpatrick S., Gelatt C. D., Vecchi M. P. (1983) – *Optimization by simulated annealing*, Science, 220:671-680, 10 pages

Kirschbaum M. U. F. (1994) – *The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic storage*, Soil Biology and Biochemistry, 27(6):753-760, 8 pages, doi 10.1016/0038-0717(94)00242-S

Klimchouk A. B. (2004) – *Towards defining, delimiting and classifying épikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution*, Jones, W. K., Culver, D. C. & Herman, J. S. (Eds.) – Epikarst. Special Publication 9. Charles Town, WV: Karst Wqters Institute: 23-35

Klimchouk A. B. (2012) – *Ukraine giant gypsum cave*, Encyclopedia of Cave, 827-833, 7 pages

Klimchouk A. B., Ford D. (2000) – *Types of karst and evolution of hydrogeological setting*, Speleogenesis: Evolution of karst aquifers, 45-53, 9 pages

Kovács A., Perrochet P., Kiraly L., Jeannin P.-Y. (2005) – *A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis*, Journal of Hydrology, 303(1-4): 152-164, 13 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2004.08.023

Kovács A., Perrochet P. (2008) – *A quantitative approach to spring hydrograph decomposition*, Journal of Hydrology, 352(1-2):16-29, 14 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2007.12.009

Kurtulus B., Razack M. (2010) – *Modeling daily discharge responses of a large karstic aquifer using soft computing methods: artificial neural network and neuro-fuzzy*, Journal of Hydrology, 381(1-2): 101-111, 11 pages

– L –

Ladouche B., Marechal J.-C. Dorfliger N. (2014) – *Semi-distributed lumped model of a karst system under active management*, Journal of Hydrology, 509: 215-230, 16 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2013.11.017

Langelier W. F. (1936) – *The analytical control of anti-corrosion water treatment*, American Water Works Association, 28(10): 1500-1521, 22 pages

Langmuir D. (1971) – *The geochemistry of some carbonate groundwaters in central Pennsylvania*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 35(10): 1023-1045, 23 pages

Lastennet R. (1994) – *Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse)*, Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, 239 pages

Lastennet R., Lopez B., Denis A., Mertz J. D. (2011) – *Lascaux et la conservation en milieu souterrain. Chapitre 4 : Hydrogéologie, caractérisation des eaux d'infiltration et propriétés du support à Lascaux*, eds. FMSH, 93-120

Lastennet R., Mudry J. (1997) – *Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system*, Environmental Geology, 32(2): 114-123, 11 pages, doi 10.1007/s002540050200

Lauber U., Ufrecht W., Goldscheider N. (2014) – *Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing*, Hydrology and Earth System Sciences, 18:435-445, 11 pages, doi 10.5194/hess-18-435-2014

Liu Z., Groves C., Yuan D., Meiman J. (2004) – *South China aquifer storm-scale hydrochemistry*, *Ground Water*, 42(4): 491-499, 9 pages

Liu Z., Li Q., Sun H., Wang J. (2007) – *Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China : soil CO₂ and dilution effects*, *Journal of Hydrology*, 337(1-2): 207-223, 17 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2007.01.034

Long A. J., Derickson R. G. (1999) – *Linear systems in a karst aquifer*, *Journal of Hydrology*, 219(3-4): 206-217, 12 pages, doi 10.1016/s0022-1694(99)0058-X

Lloyd J., Taylor J. A. (1994) – *On the temperature dependence of soil respiration*, *Functional Ecology*, Volume 8(3):315-323, 9 pages, doi 20.2307/2389824

Lopez B. (2009) – *Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst*, Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 372 pages

Luhmann A. J., Covington M. D., Alexander S. C., Chai S. Y., Schwartz B. F., Groten J. T., Calvin Alexander Jr. E. (2012) – *Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry*, *Journal of Hydrology*, 448-449:201-211, 11 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.04.044

– M –

Ma R., Wang Y., Sun Z., Zheng C., Ma T., Prommer H. (2011) – *Geochemical evolution of groundwater in carbonate aquifers in Taiyuan, northern China*, *Applied Geochemistry*, 26(5): 884-897, 14 pages, doi 10.1016/j.apgeochem.2011.02.008

Machel H. G. (2005) – *Dolomites*, Encyclopedia of Geology, 79-94, 16 pages

Maillet E. (1905) – *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*, Hermann, Paris

Mangin M. (1975) – *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, Thèse, université de Dijon

Mangin A. (1984) – *Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales*, Journal of Hydrology, 67 :25-43, 19 pages

Mangin M. (1998) – *L'approche hydrogéologique des karsts*, Speleochronos, 9 :3-26, 24 pages

Maqsoud A. (1996) – *Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la craie du bassin de Paris*, Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 324 pages

Marsaud B. (1996) – *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*, Thèse doctorale, Université de Paris XI, 303 pages

Massei N., Mahler B. J., Bakalowicz M., Fournier M., Dupont J. P. (2007) – *Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst*, Ground Water, 45(3) :288-293, 6 pages, doi 10.1111/j.1745-6584.2006.00291.x

Metropolis N., Rosenbluth A. W., Rosenbluth M. N., Teller A. H. (1953) – *Equation of state calculations by fast computing machines*, Journal of Chemical Physics, 21(6):1087-1092, 6 pages

Minvielle S., Lastennet R., Denis A., Peyraube N. (2015) – *Characterization of karst systems using SIC-Pco2 method coupled with PCA and frequency distribution analysis. Application to karst systems in the Vaucluse county (Southeastern France)*, Environmental Earth Sciences, 12 pages, doi 10.1007/s12665-015-4389-4

Mintz Y., Walker K. (1993) – *Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature*, Journal of Applied Meteorology, 32: 1305-1334, 30 pages

Moos P. D., Edmunds W. M. (1989) – *Interstitial water-rock interaction in the unsaturated zone of a Permo-triassic sandstone aquifer*, Proc. 6th water-rock interaction symp., 495-499, Balkema, Rotterdam

Morse J. W., Berner R. A. (1972) – *Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater. II. A kinetics origin for the lysocline*, American Journal of Science, 272(9): 840-851, 12 pages

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, 18 pages, doi 10.1016/j.jhydrol.2010.12.005

Mudarra M., Andreo B., Baker A. (2011) – *Characterisation of dissolved organic matter in karst spring waters using intrinsic fluorescence: Relationship with infiltration processes*, Science of Total Environment, 409(18):3448-3462, 15 pages doi 10.1016/j.scitotenv.2011.05.026

Mudarra M., Andreo B., Mudry J. (2012) – *Monitoring groundwater in the discharge area of a complex karst aquifer to assess the role of the saturated and unsaturated zones*, Environmental Earth Sciences, 65: 2321-2336, 16 pages, doi 10.1007/s12665-011-1032-x

Mudry J. (1987) – *Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés*, Thèse doctorale Sciences Naturelles, Université de Besançon

– N-O –

Nash J. E., Sutcliffe J. V. (1970) – *River flow forecasting through conceptual models. Part 1 – A discussion of principles*, Journal of Hydrology, 10:282-290, 9 pages

Nathan R. J., McMahon T. A. (1990) – *Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses*, Water Resources Research, 26(7): 1465-1473, 9 pages; doi 10.1029/90wr00136

Nebbache S., Feeny V., Poudevigne I., Alard D. (2001) – *Turbidity and nitrate transfer in karstic aquifers in rural areas: The Brionne Basin case-study*, Journal of Environmental Management, 62(4):389-398, 10 pages, doi 10.1006/jema.2001.0444

Nikolaidis N. P., Bouraoui F., Bidoglio G. (2013) – *Hydrologic and geochemical modeling of a karstic Mediterranean watershed*, Journal of Hydrology, 477: 129-138, 10 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.11.018

Nordstrom D. K., Plummer L. N., Langmuir D., Busenberg E., May H. M., Jones B. F., Parkhurst D. (1990) – *Revised chemical equilibrium data for major water-mineral reactions and their limitations*, Chemical Modeling of Aqueous Systems II, 398-413, 16 pages

– P –

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, 11 pages

Padilla A., Pulido-Bosch A. (2008) – *Simple procedure to simulate karstic aquifers*, Hydrological Processes, 22(12): 1876-1884, 9 pages, doi 10.1002/hyp.6772

Paloc H. (1979) – *Alimentation en eau de la ville de Montpellier. Captage de la source du Lez, commune de St Clément (Hérault). Etude documentaire préalable à l'établissement de périmètres de protection. Note de synthèse, BRGM, 47 pages*

Panno S. V., Hackley 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, 179(1-4): 113-128, 16 pages, doi 10.1016/s0009-2541(01)00318-7*

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, 279(1-4): 106-124, 19 pages, doi 10.1016/s0022-1694(03)00171-9*

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 de doctorat, Université Bordeaux 1, 350 pages*

Peyraube N., Lastennet R., Denis A. (2012) – *Geochemical evolution of groundwater in the unsaturated zone of karstic massif, using the Pco₂-Sic relationship, Journal of Hydrology, 430-431(2):13-24, 12 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.01.033*

Peyraube N., Lastennet R., Denis A., Malaurent P. (2013) – *Estimation of epikarst air Pco₂ using measurement of water $\delta^{13}C_{TDIC}$, cave air Pco₂ and $\delta^{13}C_{CO_2}$, Geochimica et Cosmochimica Acta, 118: 1-17, 17 pages, doi 10.1016/j.gca.2013.03.046*

Peyraube N., Lastennet R., Denis A., Malaurent P., Villanueva J. D. (2014) – *Interpreting CO₂-Sic relationship to estimate CO₂ baseline in limestone aquifers, Environ. Earth Sci., In Press, doi 10.1007/s12665-014-3316-4*

Piccini L. Mecchia M. (2009) – *Solution weathering rate and origin of karst landforms and caves in the quartzite of Auyan-tepui (Gran Sabana, Venezuela), Geomorphology, Volume 106, 15-25, 11 pages, doi 10.1016/j.geomorph.2008.09.019*

Pinault J.-L., Plagnes V., Aquilina L. (2001) – *Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems: characterization of karst system functioning*, Water Resources Research, 37(8) : 2191-2204, 14 pages, doi 10.1029/2001wr900018

Plummer L.N, Busenberg E. (1982) – *The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in solution between 0° and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃–CO₂–H₂O*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 46(6): 1011-1040, 30 pages

Plummer L. N., Wigley T. M. L. (1976) – *The dissolution of calcite in CO₂-saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 40:191-202, 12 pages

Plummer L. N., Wigley T. M. L., Parkhurst D. L. (1978) – *The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂*, American Journal of Science, 278:179-216, 38 pages

Puig J. (1987) – *Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse*, Thèse doctorale, Faculté des sciences d'Avignon, 208 pages

– Q-R –

Quinif Y. (1998) – *Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques*, Karstologia, 31 : 1-11

Quinif Y. (1999) – *Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue – Le tryptique de la karstification*, Etudes de géographie physique, Université de Provence – Travaux 1999, 27 : 159-164

Raich J. W., Schlesinger W. H. (1992) – *The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate*, Tellus, Volume 44(2):81-99, 19 pages, doi 10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00001.x

Rickard D., Sjöberg E. L. (1983) – *Mixed kinetic control of calcite dissolution rates*, Am. J. Sci., 283:815-830, 16 pages

– S –

Savoy L., Surbeck H., Hunkeler D. (2011) – *Radon and CO₂ as natural tracers to investigate the recharge dynamics of karst aquifers*, Journal of Hydrology, 406(3-4): 148-157, 10 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2011.05.031

Scanlon B. R., Mace R. E., Barrett M. E., Smith B. (2003) – *Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifers, USA*, Journal of Hydrology, 276(1):137-158, 22 pages

Schmidt S., Geyer T., Guttman J., Marei A., Ries F., Sauter M. (2014) – *Characterisation and modelling of conduit restricted karst aquifers – Example of the Auja spring, Jordan Valley*, Journal of Hydrology, 511:750-763, 14 pages, doi 10.1016/s0022-1694(03)00064-7

Schoeller H. (1962) – *Les eaux souterraines*, Masson, Paris, 642 pages

Schoeller H. (1963) – *Sur la limitation de la circulation en profondeur dans le karst*, Chroniques d'Hydrogéologie, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 7 :43-49, 7 pages

Schoeller H. (1965) – *Etude géologique, hydrogéologique et climatologique de la grotte de Lascaux pendant le cycle 1964-1965, Rapport d'étude 30 août*

Smart P. L., Friederich H. (1986) – *Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate, Mendip hill, England*, Environmental problems in karst terranes and their solution conference, October 1986, Bowling Green, Kentucky, 57-87, 30 pages

Shuster E. T., White W. B. (1971) – *Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers*, Journal of Hydrology, 14:93-128, 36 pages

Shuster E. T., White W. B. (1972) – *Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide partial pressures*, Water Resources Research, 8(4): 1067-1073, 7 pages

Singh K. P. (1969) – *Theoretical base-flow curves*, J. Hydraul. Div. ASCE, 95(HY6):2029-2048, 20 pages

Smart P. L., Hobbs S. L. (1986) – *Characterisation of carbonate aquifers: a conceptual base*, 9th International Congress of Speleology, Barcelona, 14 pages

Stumm W., Morgan J. J. (1996) – *Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters*, Wiley-Backwell, 1 040 pages

Soutter M., Mermoud A., Musy A. (2007) – *Ingénierie des eaux et du sol. Processus et aménagements*, Presses polytechniques et universitaires romandes, 294 pages

Streetly M. (2008) – *Transient water balances to support the conceptual understanding of flows in limestone aquifers*, Quaterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 41(1):21-33, 13 pages, doi 10.1144/1470-9236/07-026

Stueber A. M., Criss R. E. (2005) – *Origin and transport of dissolved chemicals in a karst watershed, southwestern Illinois*, Journal of the American Water Resources Association, 41(2): 267-290, 24 pages

– T-U-V –

Thornthwaite C. W. (1948) – *An approach towards a rational classification of climate*, Geographical Review, 38:55-94, 40 pages

Thurman E.M. (1985) – *Organic geochemistry of natural waters*, Martinus Nijhoff/Dr W. Junk Publishers, 497 pages

Tissier G., Perrette Y., Dzikowski M., Poulenard J., Holbéa F., Malet E., Fanget B. (2013) – *Seasonal changes of organic matter quality and quantity at the outlet of a forested karst system (La Roche Saint Alban, French Alps)*, Journal of Hydrology, 482:139-148, 10 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.12.045

Toran L., Reisch C. E. (2013) – *Using stormwater hysteresis to characterize karst spring discharge*, Ground Water, 51(4): 575-587, 13 pages, doi 10.1111/j.1745-6584.2012.00984.x

Trcek B. (2007) – *How can the épikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour?*, Environmental Geology, 51: 761-765, 5 pages, doi 10.1007/s00254-006-0387-x

Tribble J. S., Arvidson R. S., Lane III M., Mackenzie F. T. (1995) – *Crystal chemistry, and thermodynamic and kinetic properties of calcite, dolomite, apatite, and biogenic silica: applications to petrologic problems*, Sedimentary Geology, 95:11-37, 26 pages

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, 13 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.012.001

Tuttle S. E., Salvucci G. D. (2012) – *A new method for calibrating a simple, watershed-scale model of evapotranspiration: maximizing the correlation between observed streamflow and model-inferred storage*, Water Resources Research, 48(5), 14 pages, doi 10.1029/2011wr011189

Tzoraki O., Nikolaidis N. P. (2007) – *A generalized framework for modeling the hydrologic and biogeochemical response of a Mediterranean temporary river basin*, Journal of Hydrology, 346(3-4): 112-121, 10 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2007.08.025

Vergari A., Quinif Y. (1997) – *Les paléokarsts du Hainaut*, Geodinamica Acta, 10(4) : 175-187

Vesper D. J., White W. B. (2004) – *Storm pulse chemographs of saturation index and carbon dioxide pressure: implications for shifting recharge sources during storm events in the karst aquifer at Fort Campbell, Kentucky/Tennessee, USA*, Hydrogeology Journal, 12(2): 135-143, 9 pages

Viles H. A. (2003) – *Conceptual modeling of the impacts of climate change on karst geomorphology in th UK and Ireland*, Journal for Nature Conservation, 11 :59-66, 8 pages

Vouvé J. (1968) – *Colline de Lascaux (commune de Montignac). Détermination d'un modèle karstique original en pays calcaire*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 226 :2139-2143, 4 pages

– W-X-Y-Z –

White W. B. (1984) – *Rate Processes: chemical kinetics and karst landform development*, Groundwater as a Geomorphic Agent (Ed. R. G. LaFleur), Allen & Unwin, London, 227 pages

White W. B. (1997) – *Thermodynamic equilibrium, kinetics, activation barriers, and reaction mechanisms for chemical reactions in Karst Terrains*, Environmental Geology, 30(1-2):46-58, 13 pages, doi 10.1007/s002540050131

White W. B., Schmidt V. A. (1966) – *Hydrology of a karst area in east-central West Virginia*, Water Resources Research, 2(3): 549-560, 12 pages

Williams W. (2008) – *The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review*, International Journal of Speleology, 37(1): 1-10, 10 pages

Wong C. I., Mahler B. J., Musgrove M., Banner J. L. (2012) – *Changes in sources and storage in a karst aquifer during a transition from drought to wet conditions*, Journal of Hydrology, 468-469: 159-172, 14 pages, doi 10.1016/j.hydrol.2012.08.030

Worthington S. R. H. (2009) – *Diagnostic hydrogeologic characteristics of a karst aquifer (Kentucky, USA)*, Hydrogeology Journal, 17(7):1665-1678, 14 pages

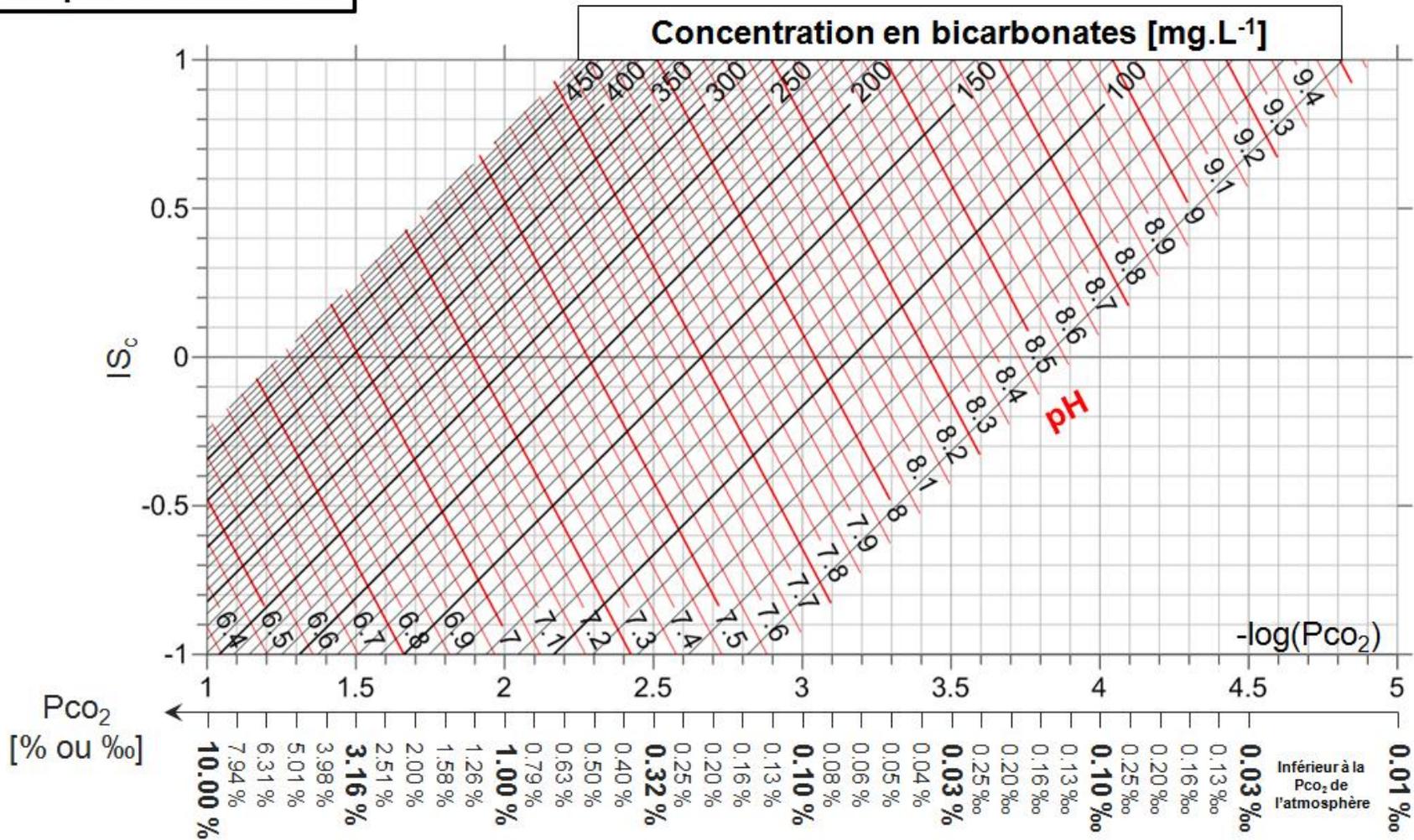
Wray R. A. L. (1997) – *A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones*, Earth-Science Reviews, Volume 42, 137-160, 24 pages

Xu S., Sirieix C., Ferrier C., Lacanette-Puyo D., Riss J., Malaurent P. (2015) – *A geophysical tool for the conservation of a decorated cave. A case study of the Lascaux cave*, Archaeological Prospection, in Press, 10 pages, doi 10.1002/arp.1513

ANNEXES

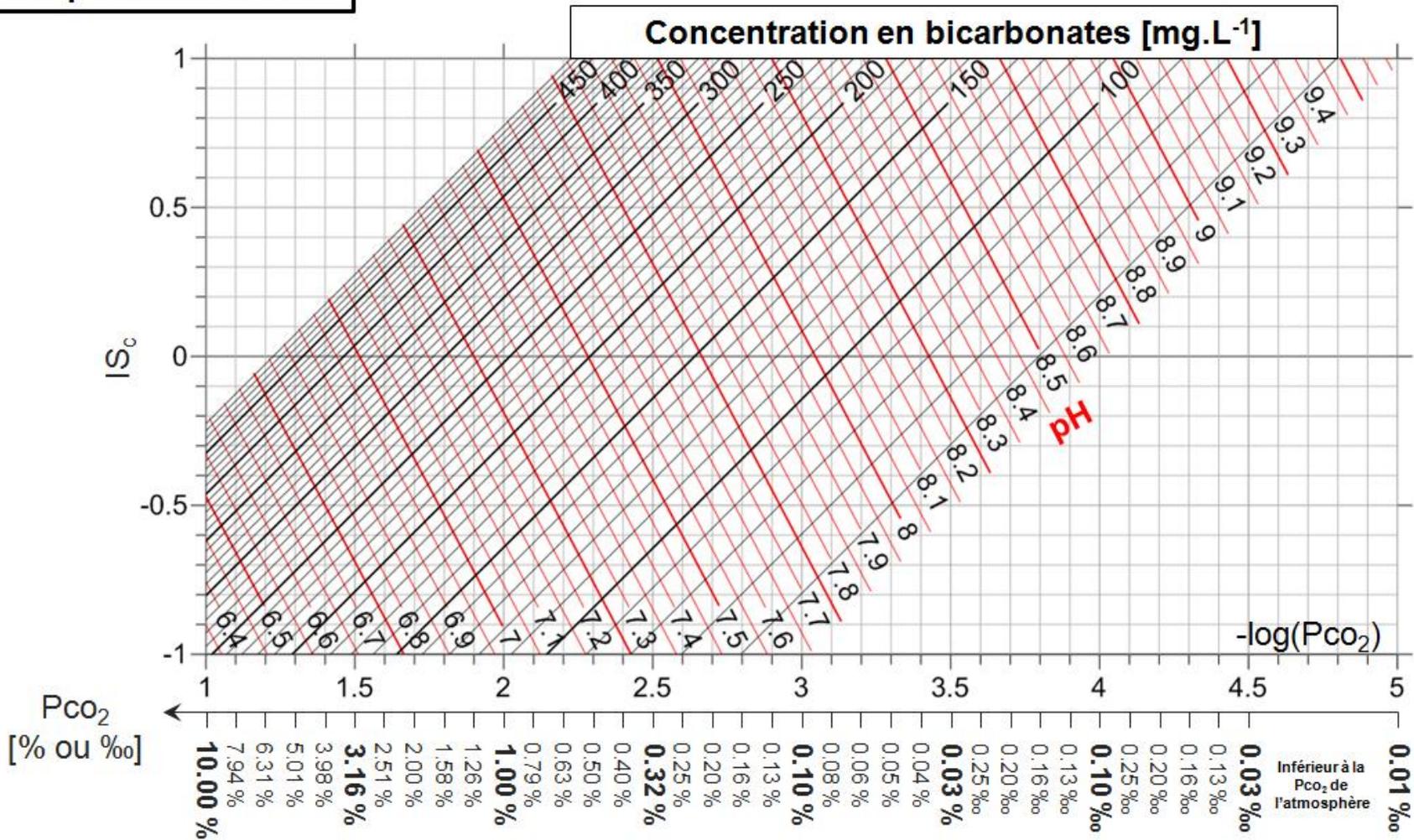
ANNEXE 1 : ABAQUES I_{S_c} - P_{CO_2} POUR DIFFERENTES TEMPERATURES

Abaque pour une température de 10 °C



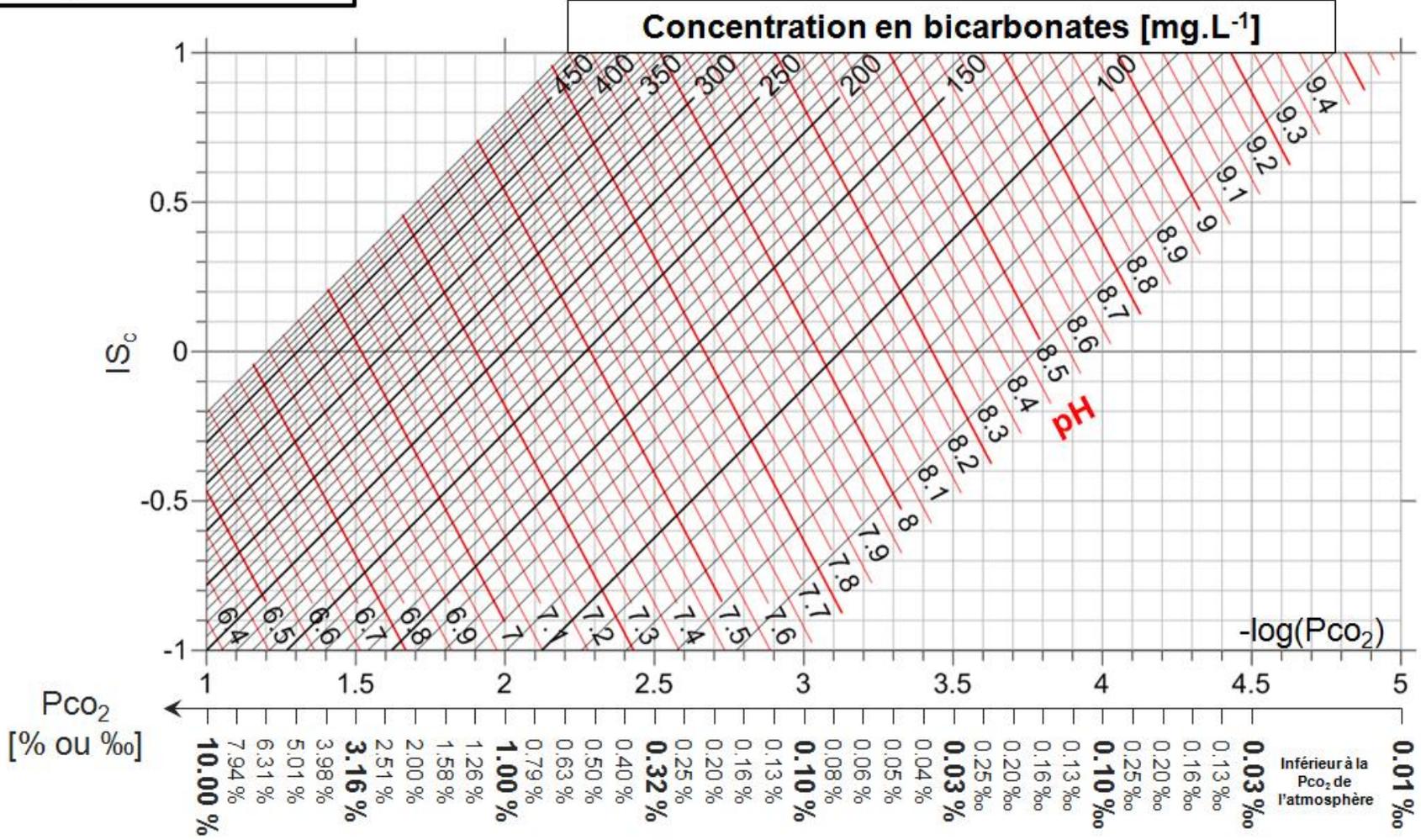
Annexe 1.1 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 10°C

Abaque pour une température de 11°C



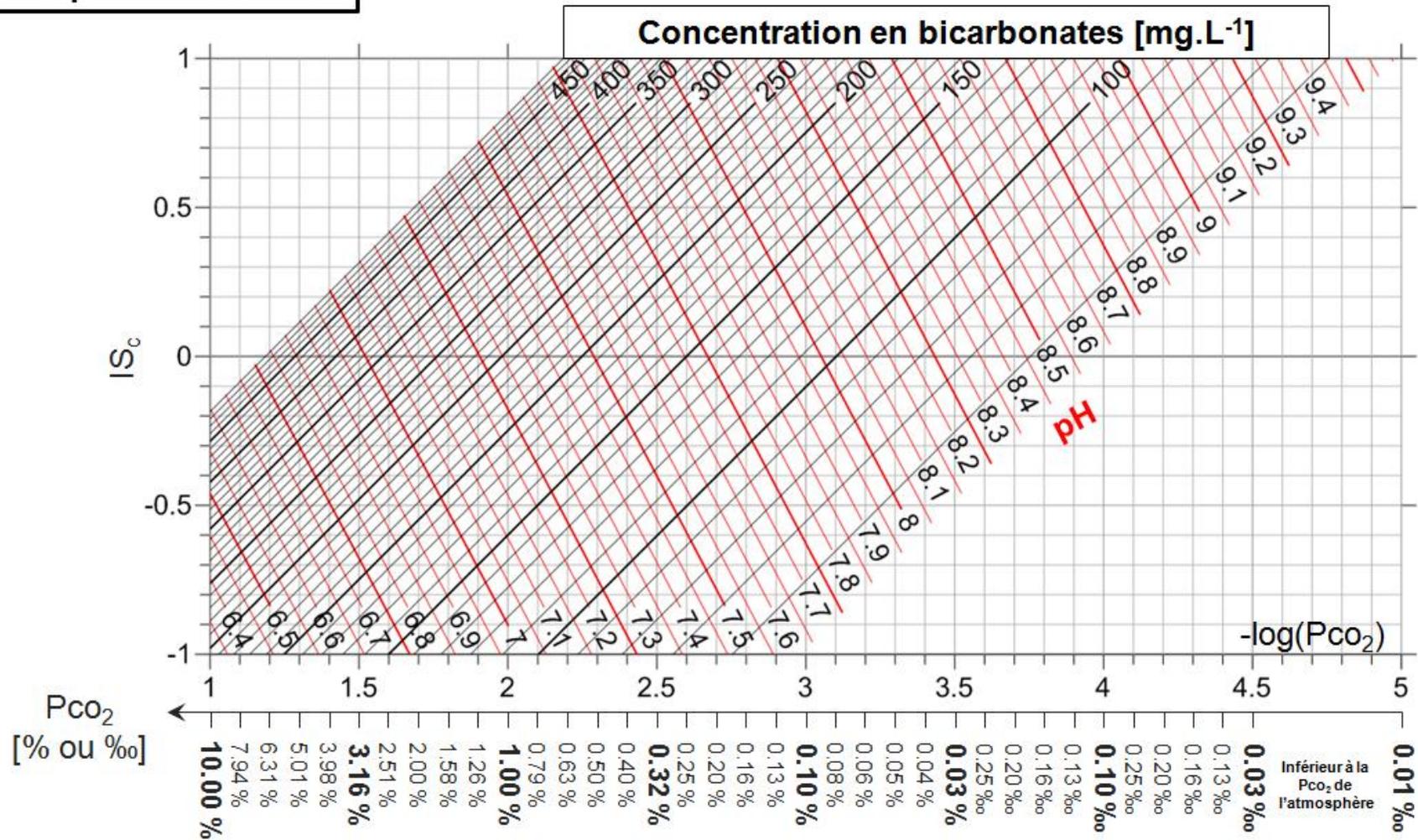
Annexe 1.2 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 11°C

Abaque pour une température de 12°C



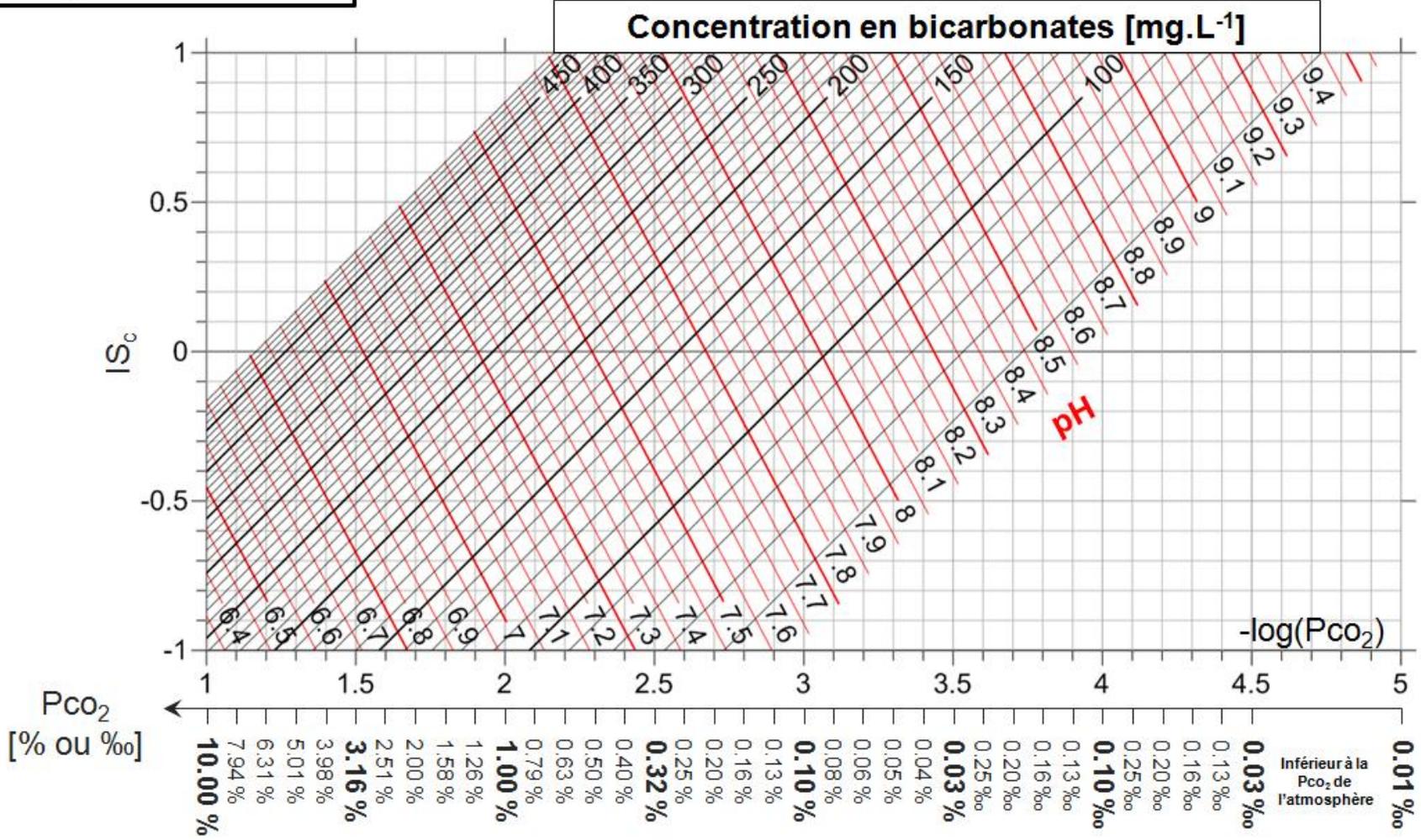
Annexe 1.3 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 12°C

Abaque pour une température de 13°C



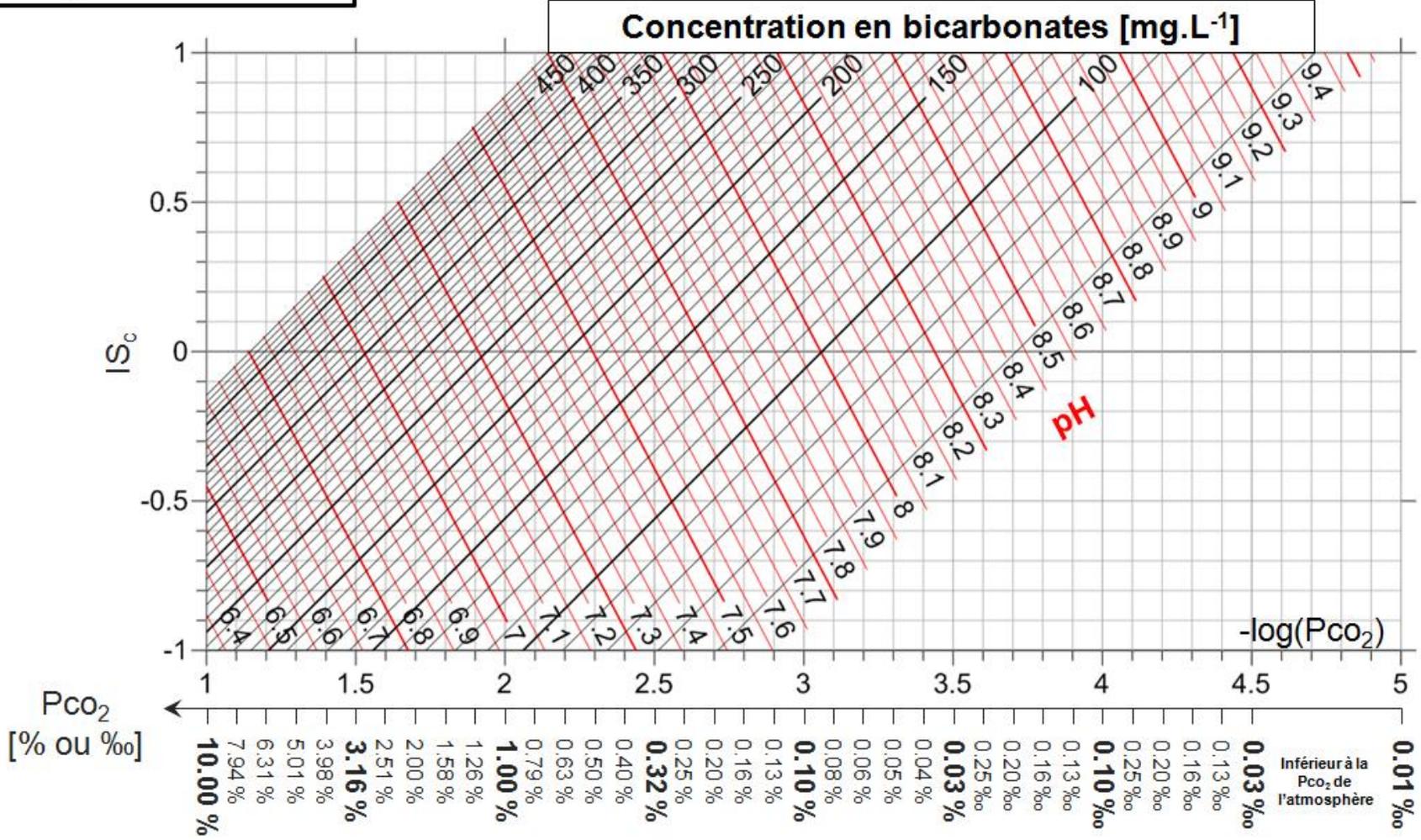
Annexe 1.4 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 13°C

Abaque pour une température de 14°C



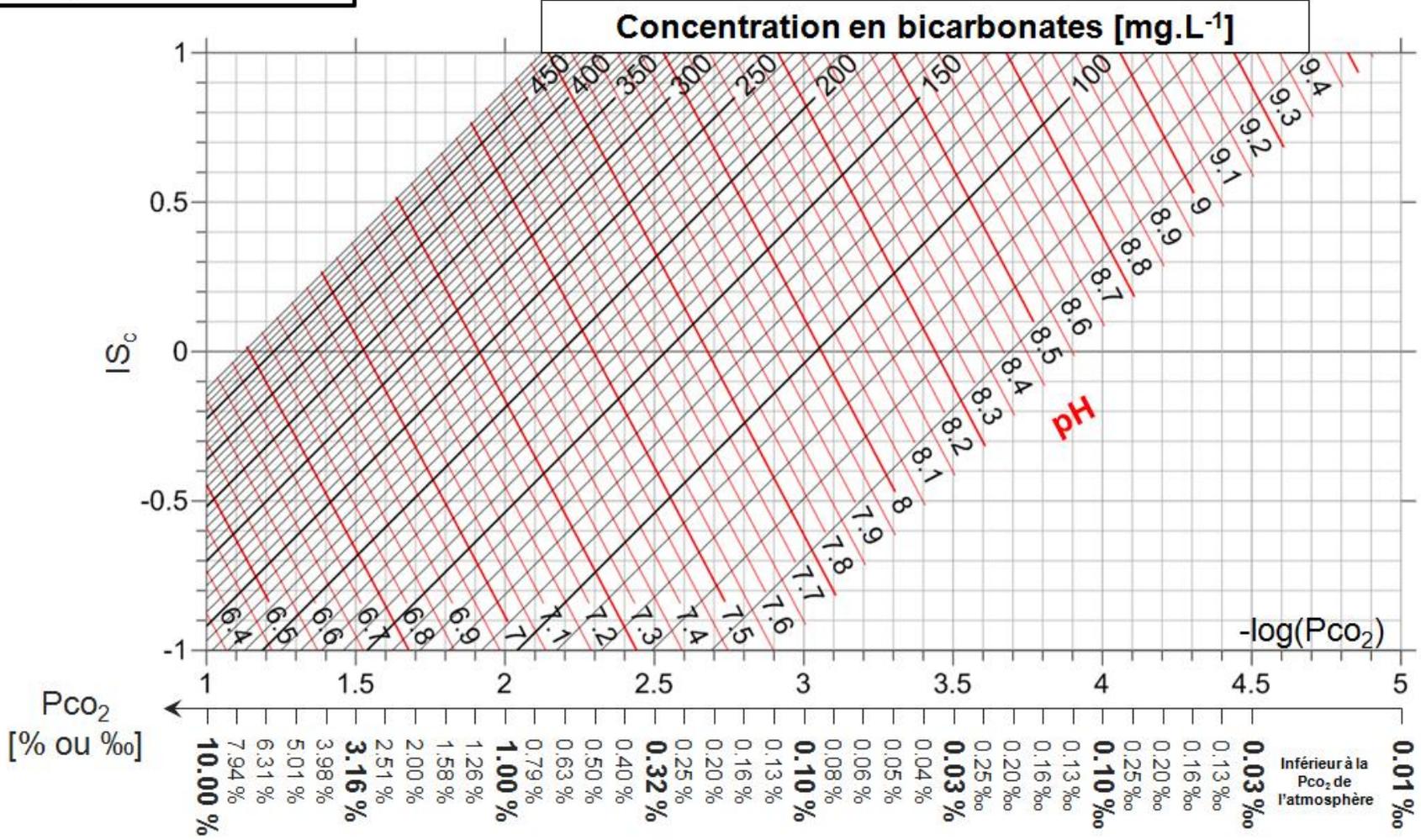
Annexe 1.5 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 14°C

Abaque pour une température de 15°C



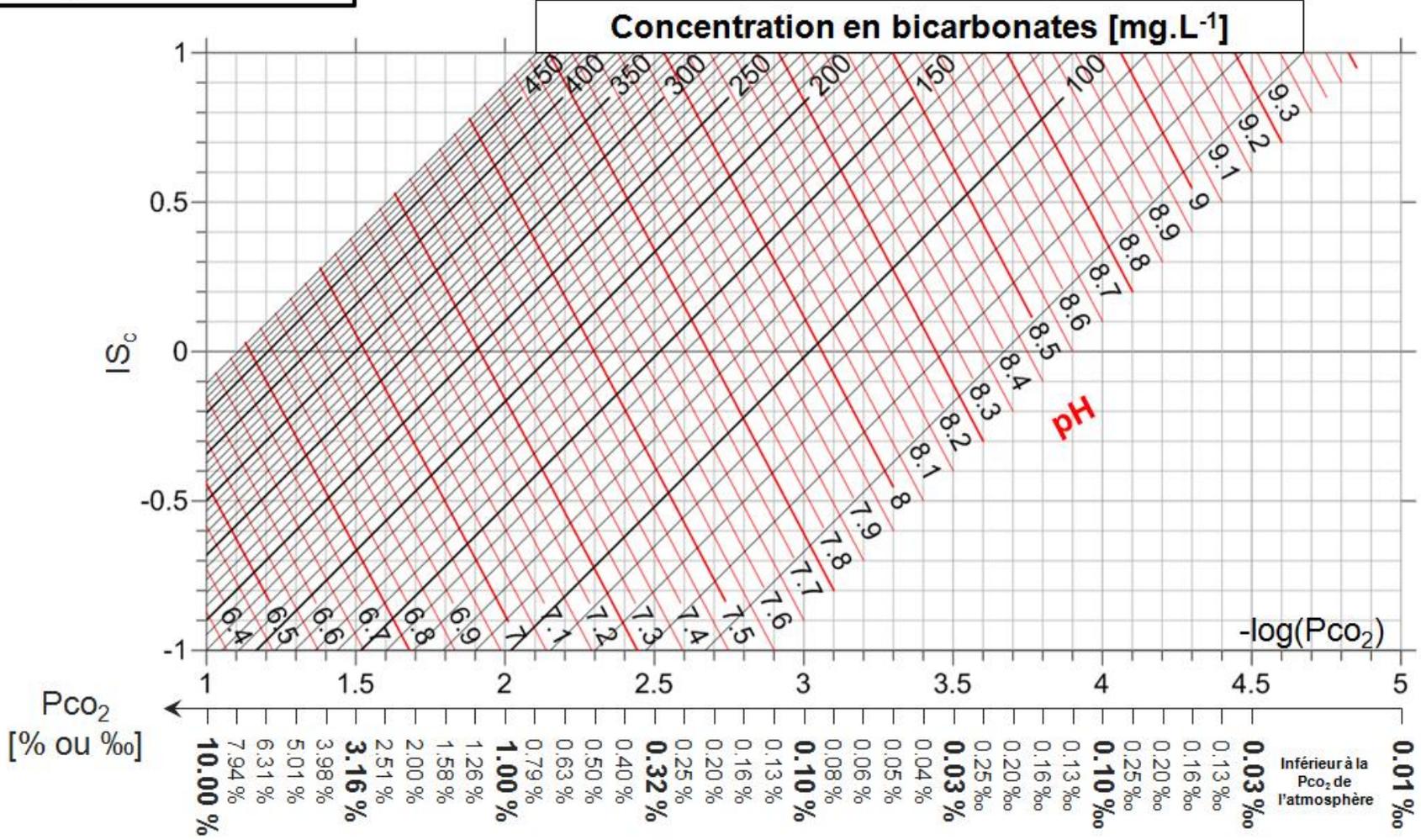
Annexe 1.6 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 15°C

Abaque pour une température de 16°C



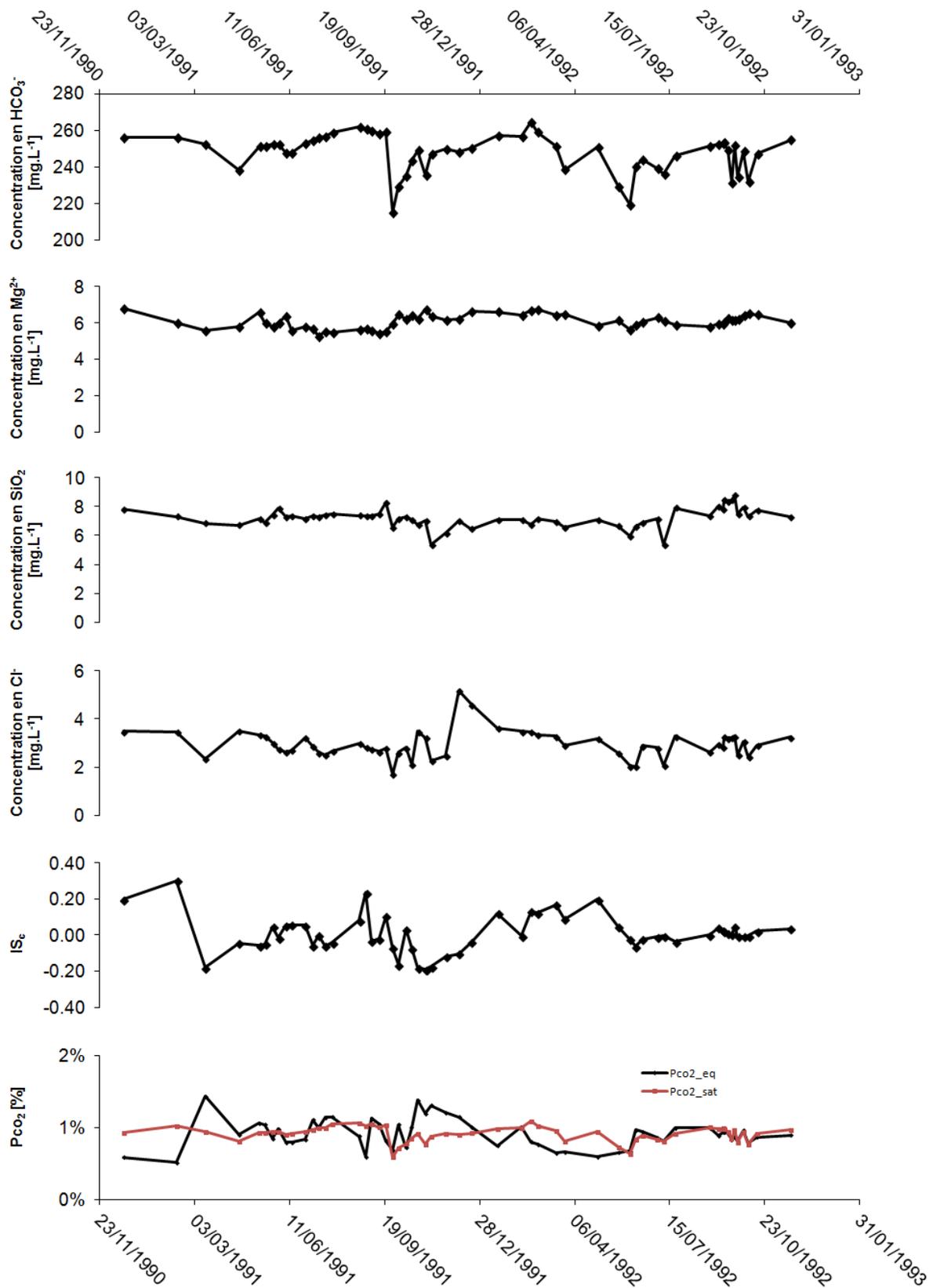
Annexe 1.7 : Abaque de la méthode IS_c-Pco₂ pour une température de 16°C

Abaque pour une température de 17°C

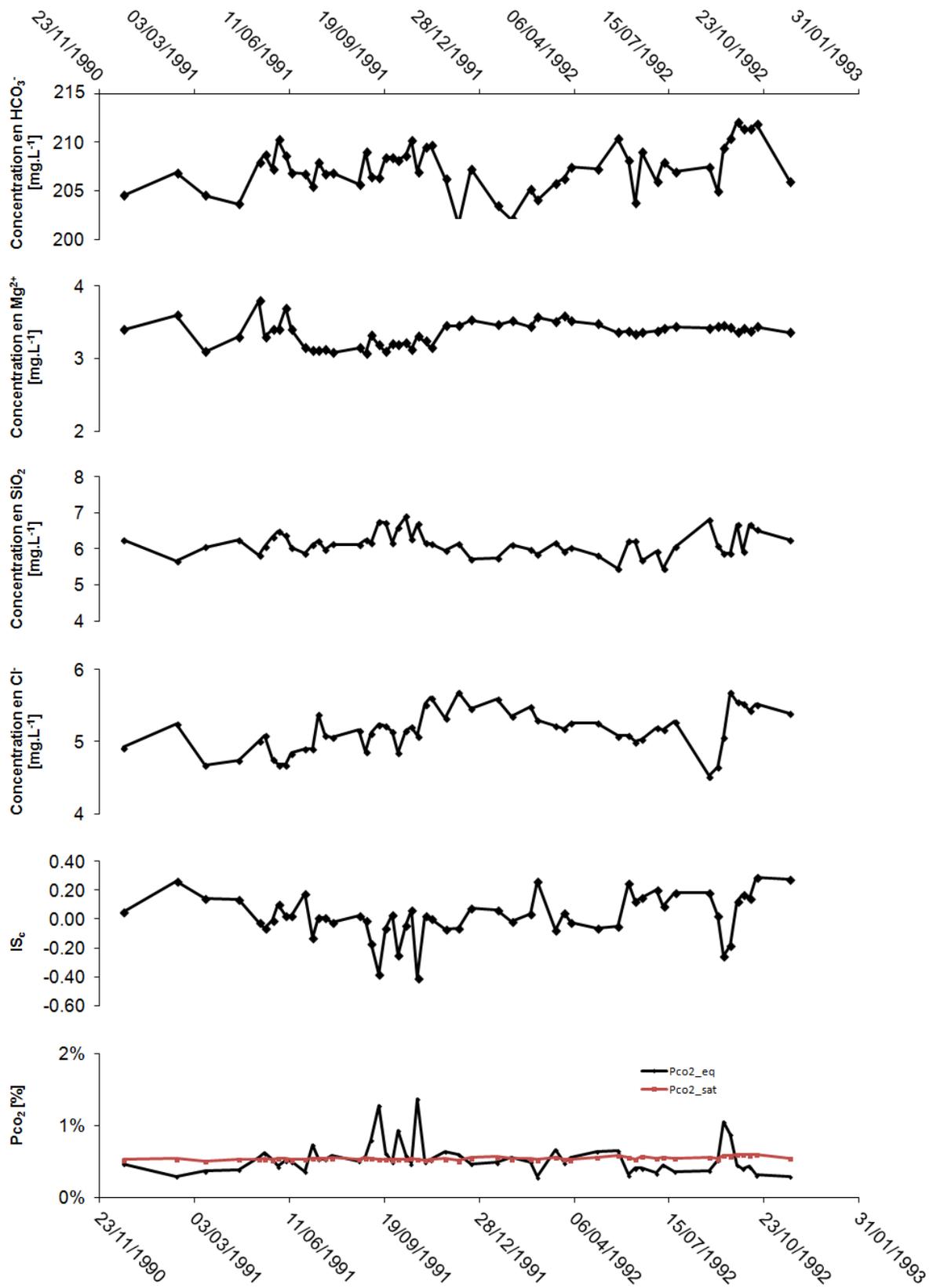


Annexe 1.8 : Abaque de la méthode ISc-Pco2 pour une température de 17°C

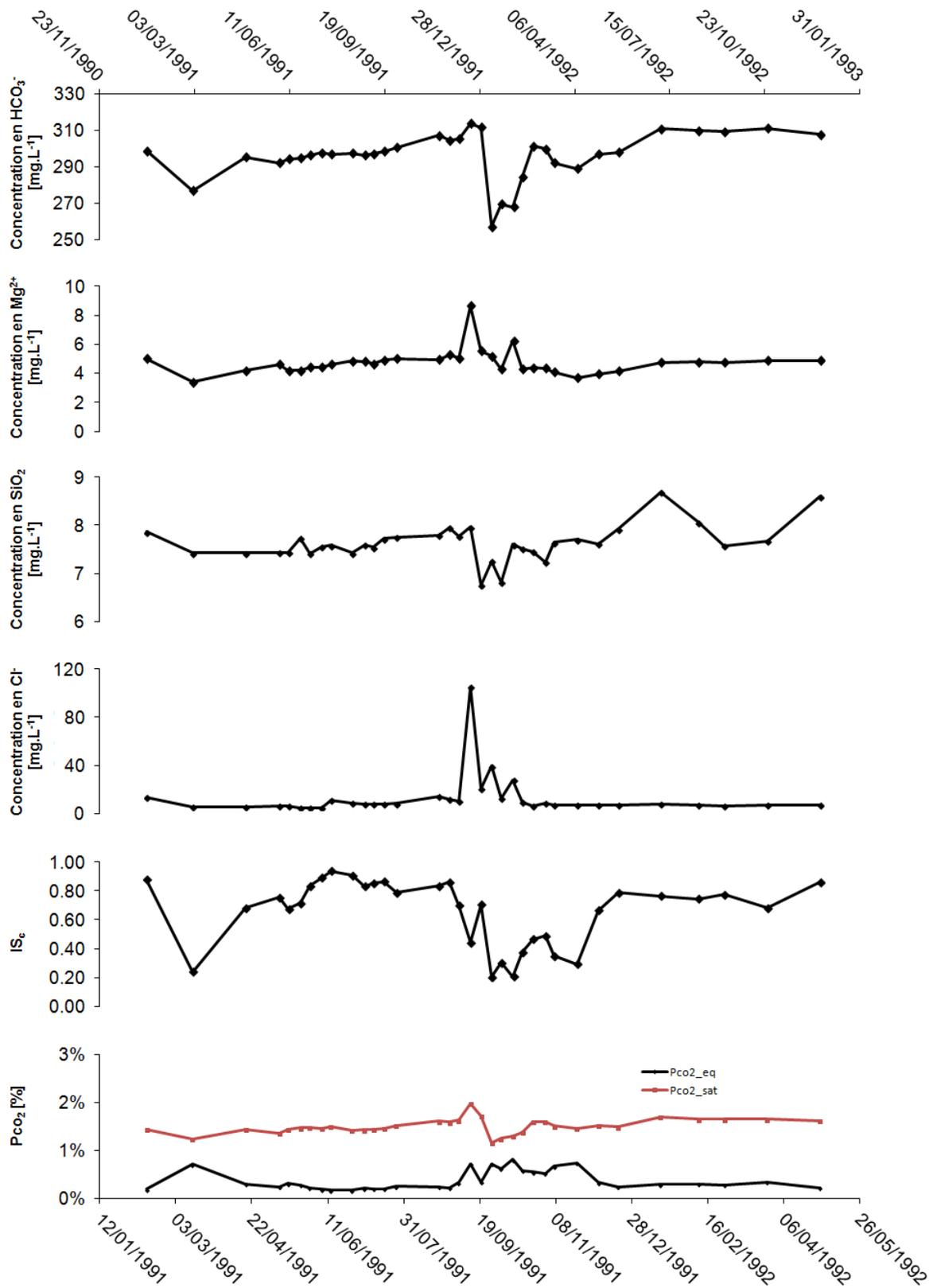
**ANNEXE 2 : CHIMIOGRAMMES DES SOURCES DE FONT MARIN, DU
GROSEAU ET DE SAINT TRINIT**



Annexe 2.1 : Chimigrammes de la source de Font Marin



Annexe 2.2 : Chimiogrammes de la source de Groseau



Annexe 2.3 : Chimigrammes de la source de Saint Trinit