

# THÈSE DE DOCTORAT

Présentée à

L'UNIVERSITE DE BORDEAUX 1

Ecole Doctorale Sciences et Environnements

Par **Nicolas PEYRAUBE**

Pour obtenir le grade de **Docteur**

Spécialité : Géoressources, patrimoines et environnements

---

**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)**

---

Soutenue le 24 juin 2011

Devant le jury composé de :

Jacques JAUBERT (Prof. à l'université de Bordeaux 1)	Président du jury
Jacques MUDRY ((Prof. à l'université de Franche Comté)	Rapporteur
Christophe EMBLANCH (MCU à l'université d'Avignon et des pays de Vaucluse)	Rapporteur
Christelle BATIOU-GUILHE (MCU à l'université de Montpellier 1)	examineur
Alain DENIS (Prof. à l'université de Bordeaux 1)	Co-directeur de thèse
Roland LASTENNET (MCU à l'université de Bordeaux 1)	Co-directeur de thèse

Membres invités :

Philippe MALAURENT (Ingénieur de recherche à l'université de Bordeaux 1)

Nathalie FOURMENT (conservatrice régional de l'archéologie DRAC Aquitaine)



## **RÉSUMÉ :**

La protection de la grotte ornée de Cussac, inventée en 2000, se base en partie sur la compréhension de ses relations avec le massif karstique et des conditions d'écoulement dans la zone non saturée des eaux liées à la cavité.

Nous bénéficions à Cussac d'un accès à plusieurs écoulements provenant de différentes parties de la Zone Non Saturée (ZNS) et d'une petite zone saturée ainsi que de la présence d'une grotte interceptant des écoulements à l'intérieur du massif. Les paramètres aérologiques de la cavité dont la pression partielle de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) et la température ont fait l'objet d'un suivi depuis 2003 pour élaborer un modèle simple de ses relations avec l'atmosphère extérieure et l'atmosphère de la ZNS.

Une première partie de l'étude est consacrée à la caractérisation des écoulements par le suivi hydrochimique et hydrodynamique depuis 2008. Elle aboutit à un schéma général du fonctionnement du système karstique perché de Cussac.

Au-delà de l'utilisation des outils classiques pour l'étude des aquifères karstiques nous avons souhaité étudier les écoulements hydrologique et aérologique à travers l'une des spécificités du système karstique : l'interdépendance des phases gazeuse, liquide et solide.

Les échanges entre la roche, l'eau et la pCO<sub>2</sub> de l'air de la ZNS ont été estimés à partir de l'utilisation des équations d'équilibre calco-carboniques. Le schéma de fonctionnement est enrichi par une vision conceptuelle des conditions d'écoulement et une localisation dans les différentes parties du massif des processus de dissolution et évaporation de CO<sub>2</sub> et de dissolution et précipitation de carbonate.

L'étude du  $\delta^{13}\text{C}$  apporte des précisions sur l'évolution de la pCO<sub>2</sub> dans la ZNS et dans l'environnement particulier qu'est la cavité. La signature isotopique du CO<sub>2</sub> de la ZNS est estimée à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  dans les eaux. Cela nécessite de prendre en compte les processus d'évolution du carbone minéral total dissout au cours des écoulements.

**Mots clés : zone non saturée, pCO<sub>2</sub>, carbone 13, karst, Cussac**

## **The use of calco-carbonic equilibriums and carbon for water and air flow study in karst unsaturated zone. Application on Cussac cave perched aquifer system (Dordogne, France)**

### **ABSTRACT:**

The protection of Cussac engraved cave, discovered in 2000, is based upon the comprehension of its relationship with the karstic system and flow conditions in the unsaturated zone (UZ) understanding.

Cussac site gives access to several springs from different parts of the UZ and a small saturated area. The cave itself is accessible and allows interception of flow inside the karst environment. Aerologic parameters including CO<sub>2</sub> partial pressure (pCO<sub>2</sub>) and temperature of the cave have been monitored since 2003 to build a simple model of its relations with external atmosphere air and UZ air.

A first part of the work is dedicated to the characterisation of the flows by a monitoring since 2008 of water chemistry and dynamics. This part lead to a Cussac perched aquifer functioning general scheme.

To complete these classical investigations we wished to define hydrologic and aerologic flows in karst aquifers using one of its specificity: interdependency of gaseous, liquid and solid phases.

Exchanges between rock, water and pCO<sub>2</sub> of the UZ are estimated using calco-carbonic equilibrium equations. Functioning scheme is enriched by a conceptual view of flow conditions and a localisation in the karst of the CO<sub>2</sub> dissolution or evaporation and carbonate dissolution or precipitation process.

Precisions on pCO<sub>2</sub> evolution in UZ and in the particular environment of the cave are given by  $\delta^{13}\text{C}$ . Unsaturated Zone CO<sub>2</sub> isotopic composition is estimated from  $\delta^{13}\text{C}$  measurement in water. This need to take in account total dissolved inorganic carbon variations process.

**Key words: unsaturated zone, pCO<sub>2</sub>, carbon 13, karst, Cussac**

Thèse préparée au sein du laboratoire I2M-GCE UMR 5295

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

Bâtiment B18 , avenue des Facultés 33405 TALENCE

Ils allèrent tout au bout du chemin,  
et là ils virent qu'il n'y avait rien.

## *Remerciements*

Je tiens à remercier en premier lieu les cinq personnes à qui je dois ma thèse : Roland LASTENNET et Alain DENIS, Benjamin LOPEZ, Philippe MALAURENT et Mathilde LARGET. Roland et Alain m'ont aidé à réaliser Ma thèse tout en me guidant au long du parcours. Je les remercie particulièrement pour la grande liberté qu'ils m'ont laissé, leur confiance et leur grande disponibilité. Ils ont patiemment répondu à chacune de mes questions lors de mes intrusions dans leurs bureaux, laissant de côté leurs propres travaux. Benjamin a terminé sa thèse en 2009 et m'a donné, au commencement de la mienne, tous les truc et astuces pour mener une recherche dans les grottes du Périgord. Ses efforts en août 2006 pour motiver une recherche sur la grotte de Cussac ont grandement participé à l'obtention d'une bourse de thèse. Et je garde d'excellents souvenirs de notre séjour scientifique au Japon avec Roland et Alain. Sans Philippe point de données ! Il est à l'origine de l'immense quantité de mesures réalisées dans la grotte, à la station météo et à la source Farfal où il a effectué nombre de travaux, et plus encore il fut un agréable compagnon de voyage lors de sorties sur le terrain (2h20 pour aller à Cussac et autant pour en revenir). Enfin Mathilde était là, et m'a aidé au moment critique à Avignon le 27 juin 2007, où beaucoup de choses auraient pu basculer d'un côté ou de l'autre.

A cette poignée s'ajoutent cinq autres personnes pour former les dix qui ont rendu ces quatre années si agréables : le trio Maxime FONTAN-Hana JIRAKOVA-Baptiste ROUSSEAU, Julien DUBOST et Marie CHRETIEN. Mes meilleurs souvenirs de thèse proviennent de cette période sans souci, nommée « la première année », où nous avons beaucoup rit tous les quatre avec Hana, Max et Baptiste : la session ski à Onnion, la rando vélo, les après-midi piscine et bien sur le Trans-Doc Europe ! Julien, avec Benjamin, a passé le flambeau de l'esprit thésards aux nouvelles recrues du labo parmi lesquelles j'étais, à grand renfort de charivari sur les bureaux. Marie nous a entraîné vers les quebecquoises (Unibroue) et nous a toujours rappelé ce qu'était « la vraie vie » en dehors de la fac.

La fin de la thèse a été marquée par l'arrivée de la nouvelle génération : Olivier GUERRERO, Céline ANDRIEUX puis Elodie TAILLET et Sebastien MINVIELLE. Maxime et moi nous sommes fait un devoir de transmettre à notre tour le flambeau, en menant une certaine guerre des Nerfs ... Je n'oublie pas les thésards internationaux, en particulier Jessica VILLANUEVA qui nous a tant aidé en anglais et dans notre vision du monde, Thibaut-Aubin GUEKIE-SIMO, Farah HOMSI, Rasool MEHDIZADEH ... et Saber IMANZADEH qui a une petite question.

Je tiens enfin à sincèrement remercier les membres de mon jury de thèse qui m'ont décerné le titre de docteur : le président Jacques JAUBERT, Jacques MUDRY et Christophe EMBLANCH rapporteurs de ce manuscrit, Christelle BATIOT-GUILHE et Nathalie FOURMENT et à nouveau Roland, Alain et Philippe. Ils ont eu la bienveillance d'accepter une date de soutenance anticipée et je leur en suis très reconnaissant.

Ces remerciements ne sauraient être complets sans exprimer ma gratitude à l'ensemble du personnel du laboratoire aux multiples appellations (j'ai entamé ma recherche au sein du labo CDGA, réalisé ma thèse au labo GHYMAC et soutenu au labo I2M-GCE). Marie Charlotte LAVENIER en particulier a fait preuve d'une grande tolérance vis-à-vis de l'éternel retardataire-tête en l'air que je suis. Je salue également Jean-Baptiste DESBRUNAIS avec qui je suis entré si souvent dans la grotte de Cussac. Son aide a été précieuse pour sortir 281 litres d'eau de la cavité. Et dans un autre contexte, je remercie John HOWARD (chez qui se trouve la source Farfal) de nous avoir laissé traverser sa propriété et installer nos capteurs ainsi que Mr et Mme DELPECH du restaurant de l'abbaye de Cadouin où l'on déguste le fameux tourin blanchi à l'ail.

Ma famille m'a soutenu et apporté une grande aide affective, morale et logistique pour tout ces petits tracas de la vie à côté de la thèse, me permettant de me concentrer sur la recherche : je remercie du fond du cœur ma chère maman. A mon frère j'adresse ma grande affection et lui suis reconnaissant d'avoir été là non seulement à la soutenance mais surtout après celle-ci. A mon père j'adresse mes pensées.

L'important n'est pas le bout du chemin,  
c'est le chemin parcouru



## *Sommaire Général*

<b>RÉSUMÉ :</b> .....	<b>3</b>
<b>ABSTRACT:</b> .....	<b>3</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>16</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>23</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	<b>25</b>

<b>I.</b>	<b>LE MILIEU KARSTIQUE.....</b>	<b>29</b>
I.A.	LE SYSTEME KARSTIQUE .....	31
I.A.1.	<i>Définition</i> .....	31
I.A.2.	<i>La karstification</i> .....	32
I.A.2.1.	Propriétés des roches karstifiables.....	32
I.A.2.2.	Principe de la karstification .....	33
I.A.2.3.	Facteurs influents .....	34
I.A.2.4.	Schéma général de la karstification .....	35
I.A.3.	<i>Structure et fonctions des compartiments du karst</i> .....	36
I.A.3.1.	Systèmes unaires et binaires, vauclusiens et jurassiens, de type 1, 2 ou 3.....	36
I.A.3.2.	Présentation des compartiments du karst.....	38
I.A.3.3.	Le sol.....	39
I.A.3.4.	L'épikarst .....	40
I.A.3.5.	La zone de transmission .....	41
I.A.3.6.	La zone saturée.....	42
I.A.4.	<i>La vision hydrogéologique du karst</i> .....	43
I.A.4.1.	Héritage du passé.....	43
I.A.4.2.	Vision anglo-saxone : Diffuse Flow et Conduit flow .....	43
I.A.4.3.	Vision structurelle .....	44
I.A.4.4.	Vision fonctionnelle .....	45
I.A.4.5.	Conclusions sur les différents points de vue.....	47
I.B.	LES ECOULEMENTS EN MILIEU KARSTIQUE .....	48
I.B.1.	<i>Origine spatiale de l'eau</i> .....	48
I.B.1.1.	Utilisation des marqueurs classiques en hydrogéologie.....	48
I.B.1.2.	Utilisation d'une caractéristique du bassin influençant les marqueurs chimiques .....	49
I.B.1.3.	Utilisation des traçages .....	50
I.B.2.	<i>Origine verticale ou compartimentale</i> .....	51
I.B.2.1.	La signature attendue des différents compartiments .....	51
I.B.2.2.	L'hydrodynamique .....	54
I.B.2.3.	La quantification des contributions au débit .....	55
I.B.3.	<i>Origine temporelle de l'eau</i> .....	56
I.B.3.1.	Datation par les isotopes de l'eau : $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$ .....	56
I.B.3.2.	L'utilisation répandu des traceurs du temps : COT, Mg et $^{15}\text{N}$ .....	58
I.B.3.3.	Les autres moyens de datation .....	59
I.B.4.	<i>Modalité de la réponse aux événements pluvieux</i> .....	59
I.B.4.1.	La réponse directe.....	59
I.B.4.2.	L'effet piston .....	60
I.C.	CONCLUSIONS SUR LES ECOULEMENTS EN MILIEU KARSTIQUE .....	62

<b>II. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE</b> .....	<b>64</b>
II.A. PRESENTATION DU SITE DE LA GROTTES DE CUSSAC .....	66
II.A.1. Localisation.....	66
II.A.1.1. Géographie.....	66
II.A.1.2. Morphologie et topographie.....	68
II.A.1.3. Végétation et occupation du sol.....	69
II.A.2. Climat.....	69
II.A.2.1. Mesures des paramètres météorologiques.....	69
II.A.2.2. Conditions atmosphériques sur le site de la grotte de Cussac.....	70
II.A.2.3. Température.....	72
II.A.2.4. Précipitations brutes et efficaces depuis 2003.....	73
II.A.2.5. Caractéristiques isotopiques de la pluie à Cussac.....	76
II.B. GEOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE .....	77
II.B.1. Géologie.....	77
II.B.1.1. Le contexte régional.....	77
II.B.1.2. Les formations carbonatées.....	80
II.B.1.3. Les formations détritiques.....	83
II.B.2. Les cavités visitables.....	85
II.B.2.1. Les grottes sur le site d'étude: Laminoir noyé, Pigeonnier et Cussac.....	85
II.B.2.2. Morphologie de la grotte de Cussac.....	87
II.B.2.3. Réseaux fossiles et réseau actif dans la grotte de Cussac.....	90
II.B.2.4. Richesse archéologique de la grotte de Cussac.....	91
II.B.2.5. Topographie de l'intérieur de la cavité.....	92
II.B.3. Hydrogéologie.....	95
II.B.3.1. Points d'eau reconnus autour et dans la grotte.....	95
II.B.3.2. Description des émergences principales.....	97
II.B.4. Synthèse des informations sur le site et équipement.....	101
II.B.4.1. Vision globale du site d'étude.....	101
II.B.4.2. Équipement pour les mesures dans la cavité.....	103
II.B.4.3. Équipement pour les mesures dans la source Farfal.....	105
II.B.4.4. Les pannes.....	106
II.C. AEROLOGIE DE LA GROTTES DE CUSSAC.....	106
II.C.1. Variations cycliques de la pCO <sub>2</sub> et de la température.....	106
II.C.1.1. Les sondes de pCO <sub>2</sub> .....	106
II.C.1.2. Les sondes de température.....	108
II.C.1.3. Variations annuelles de la pCO <sub>2</sub> corrélées aux variations de température.....	112
II.C.2. La respiration de la grotte.....	116
II.C.2.1. Le comportement estival.....	116
II.C.2.2. Le comportement hivernal.....	118
II.C.3. Conclusions sur les flux d'air entre la cavité et l'extérieur.....	120
II.D. CONCLUSIONS SUR LES CARACTERISTIQUES DU SITE D'ETUDE.....	121

<b>III. CARACTERISATION DES ECOULEMENTS PAR LES OUTILS HYDROCHIMIQUES ET HYDRODYNAMIQUES .....</b>	<b>122</b>
III.A. ÉTUDE HYDROCHIMIQUE .....	124
<i>III.A.1. Méthodes et matériel</i> .....	124
III.A.1.1. Méthode de prélèvement : fréquence et préparation des échantillons.....	124
III.A.1.2. Analyses en laboratoire au chromatographe .....	125
<i>III.A.2. Les faciès des sources</i> .....	125
III.A.2.1. Une minéralisation essentiellement bicarbonatée calcique .....	125
III.A.2.2. Les types d'eau rencontrés.....	128
<i>III.A.3. La réponse chimique aux événements pluvieux majeurs : un système très tamponné</i> .....	132
III.A.3.1. Les variations de la chimie au cours du temps.....	132
III.A.3.2. La variation de magnésium et sulfate est marquée par les crues.....	133
<i>III.A.4. Les liens entre les émergences</i> .....	135
III.A.4.1. Les relations dans le système Farfal-Canyon-Puits-écoulement sous le travertin .....	135
III.A.4.2. Les relations entre le gours est et ouest, la source du talweg et la stalactite .....	140
III.B. ÉTUDE HYDRODYNAMIQUE.....	141
<i>III.B.1. Les caractéristiques du bassin d'alimentation</i> .....	141
III.B.1.1. Les crues répertoriées au cours de l'étude.....	141
III.B.1.2. Les volumes écoulés et l'estimation de la surface du bassin d'alimentation .....	146
<i>III.B.2. La caractérisation de la réponse du système à un événement pluvieux</i> .....	150
III.B.2.1. Les temps de réaction: théorie et exemple de la crue de janvier 2009.....	150
III.B.2.2. Les temps de réaction : comportement général de la source Farfal et du puits.....	155
III.B.2.3. La relation hydrodynamique entre le puits à 50m dans la grotte et la source Farfal .....	156
III.C. CONCLUSIONS SUR LE FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU SYSTEME .....	159

<b>IV. CONDITIONS D'ECOULEMENT EN MILIEU KARSTIQUE DIPHASIQUE : UTILISATION DES RELATIONS ISC-PCO<sub>2</sub>-HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> .....</b>	<b>163</b>
IV.A. LES RELATIONS CALCO-CARBONIQUES.....	165
IV.A.1. <i>Présentation et conditions d'utilisation des paramètres usuels de qualification des eaux carbonatées</i> .....	165
IV.A.1.1. Les relations calco-carboniques au sein de l'aquifère karstique .....	165
IV.A.1.2. La karstification : équation générale simplifiée .....	169
IV.A.1.3. Limites de la simplification des équation décrivant la karstification .....	171
IV.A.1.4. Les formes du carbone minéral total dissout .....	173
IV.A.1.5. La pCO <sub>2</sub> équilibrante.....	175
IV.A.1.6. L'indice de saturation .....	175
IV.A.2. <i>Définition et utilisation de la pCO<sub>2</sub> à saturation</i> .....	178
IV.A.2.1. La pCO <sub>2</sub> à saturation.....	178
IV.A.2.2. Que représente la pCO <sub>2</sub> sat ? .....	179
IV.A.3. <i>Le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc)</i> .....	182
IV.A.3.1. Les potentialités du repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc).....	182
IV.A.3.2. Définition des paramètres intrinsèques à une émergence dans le repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc).....	186
IV.A.3.3. L'exemple de la source Farfal .....	187
IV.A.3.4. Influence de la température sur la répartition des points dans le repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc).....	191
IV.B. MODELE CONCEPTUEL DES ECOULEMENTS DE CUSSAC .....	194
IV.B.1. <i>Projection des émergences dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc)</i> .....	194
IV.B.1.1. Vue d'ensemble des émergences dans le repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc) .....	194
IV.B.1.2. Description de la répartition des mesures dans le repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc) pour les différentes émergences .....	199
IV.B.2. <i>Cas particulier des gours ouest</i> .....	203
IV.B.2.1. Répartition des mesures dans le repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc).....	203
IV.B.2.2. Variations temporelles des eaux des gours ouest .....	207
IV.B.3. <i>Circulation de l'eau dans les différents compartiments du massif de Cussac</i> .....	208
IV.B.3.1. Épikarst.....	208
IV.B.3.2. Partie Amont de la Zone de Transmission .....	209
IV.B.3.3. Partie Aval de la Zone de Transmission .....	209
IV.B.3.4. Vers la Zone Saturée.....	211
IV.C. CONCLUSIONS SUR LA NATURE DES ECOULEMENTS DANS LE SYSTEME KARSTIQUE DE CUSSAC .....	212

<b>V. RECONSTITUTION DU SIGNAL ISOTOPIQUE DE L’AIR DE LA ZONE NON SATUREE ET CONSEQUENCES SUR LE SIGNAL ISOTOPIQUE DES EAUX.....</b>	<b>215</b>
V.A. L’APPORT DU CARBONE 13.....	217
V.A.1. <i>Définition et principes fondamentaux du rapport isotopique du carbone.</i> .....	217
V.A.1.1. Le rapport isotopique.....	217
V.A.1.2. Les facteurs de fractionnement.....	220
V.A.1.3. Le $\Delta^{13}\text{C}$ des différentes espèces du système calco-carbonique.....	225
V.A.1.4. Le $\Delta^{13}\text{C}$ du CMTD.....	229
V.A.2. <i>Prélèvements et analyses de <math>\Delta^{13}\text{C}</math> dans l’air de la grotte et dans les eaux du système</i> .....	231
V.A.2.1. Mesures dans l’air.....	231
V.A.2.2. Mesures dans les eaux du système.....	232
V.B. LES MESURES DE $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ DANS L’AIR DE LA GROTTTE DE CUSSAC.....	233
V.B.1. <i>L’étude du <math>\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}</math> en cavité</i> .....	233
V.B.1.1. Le repère ( $1/p\text{CO}_2$ ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) proposé par KEELING en 1958.....	233
V.B.1.2. Les équations de mélanges utilisées dans la littérature.....	236
V.B.2. <i>Équation de mélange à trois membres pour l’étude du <math>\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}</math> en cavité</i> .....	237
V.B.2.1. Théorie du mélange d’air.....	237
V.B.2.2. Limites de la théorie du mélange.....	240
V.B.2.3. Estimation du $\Delta^{13}\text{C}$ du membre léger.....	244
V.B.2.4. Synthèse sur la localisation et les variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ du membre léger.....	246
V.B.3. <i>Reconstitution du <math>\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}</math> de l’air dans la cavité à partir des mesures de <math>p\text{CO}_2</math> dans la cavité ...</i>	247
V.B.3.1. Ajustement d’une relation logarithmique spécifique à la grotte de Cussac.....	247
V.B.3.2. Estimation à Cussac du $\Delta^{13}\text{C}$ de la cavité par l’équation de mélange.....	248
V.B.3.3. Estimation régionale du $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger par l’équation de mélange.....	250
V.C. UTILISATION DES MESURES DE $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ DANS LES EAUX KARSTIQUES POUR L’ESTIMATION DE LA $p\text{CO}_2$ DE L’AIR DE L’EPIKARST.....	251
V.C.1. <i>Formulaire</i> .....	251
V.C.1.1. L’équation de distillation de Rayleigh.....	251
V.C.1.2. Expressions de $\delta^{13}\text{C}$ des espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques.....	252
V.C.1.3. Calcul des $\delta^{13}\text{C}$ consécutifs à la formation d’une espèce B à partir d’une espèce A.....	254
V.C.2. <i>Conséquences des variations du CMTD sur la signature isotopique des eaux</i> .....	255
V.C.2.1. Cadre générale d’application.....	255
V.C.2.2. Conséquences d’un dégazage de $\text{CO}_2$ .....	259
V.C.2.3. Conséquences d’une précipitation de calcite.....	260
V.C.2.4. Conséquences d’un regazage.....	261
V.C.2.5. Mise en œuvre de la méthode.....	262
V.C.2.6. Les effets de la variation de $p\text{CO}_2$ et $\text{ISc}$ par une succession d’incrémentes.....	263
V.C.3. <i>Application de la méthode pour l’estimation de l’évolution de l’eau et de l’air dans les différents compartiments du karst</i> .....	266
V.C.3.1. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ dans l’épikarst et la zone de transmission.....	266
V.C.3.2. Comparaison de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l’air dans l’épikarst et dans la partie amont de la zone de transmission. ....	271
V.C.3.3. Variations dans le temps et au cours des crues de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l’air de l’épikarst.....	272

<i>V.C.4. Comparaison des valeurs du <math>\delta^{13}C_{CO_2}</math> du membre léger et du <math>\delta^{13}C_{CO_2}</math> de l'air de l'épikarst.....</i>	<i>274</i>
V.C.4.1. L'écart entre le $\delta^{13}C_{CO_2}$ de l'air de l'épikarst et le $\delta^{13}C_{CO_2}$ du membre léger.....	274
V.C.4.2. Estimation de la pCO2 dans l'épikarst à partir des valeurs de $\delta^{13}C_{CO_2}$ selon l'hypothèse 3.....	277
V.D. CONCLUSIONS SUR L'ESTIMATION DE $\Delta^{13}C_{CO_2}$ A PARTIR DES MESURES DE $\Delta^{13}C_{CMTD}$ . ....	279
<b>CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....</b>	<b>281</b>
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>284</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>299</b>
<b>LISTE DES ANNEXES .....</b>	<b>300</b>
<b>LISTE DES FIGURES ANNEXES .....</b>	<b>300</b>

## *Liste des figures*

Figure I.1 : Le paysage karstique (agence de l'eau 1999) .....	32
Figure I.2 : Systèmes Unaires et Binaires (MARSAUD, 1996).....	37
Figure I.3 : Systèmes jurassien et vauclusien (MARSAUD, 1996).....	37
Figure I.4 : Les écoulements en système karstique (modifié d'après CHARMOILLE, 2005 modifié d'après SMART et FRIEDERICH, 1986) .....	39
Figure I.5 : La vision structurale du karst (DROGUE, 1969) .....	45
Figure I.6 : Vision fonctionnelle du karst (MANGIN, 1975) .....	46
Figure I.7 : Modèle simplifié du karst noyé (MARSAUD, 1996) .....	47
Figure I.8 : Schémas d'illustration des différentes visions du karst : anglo-saxonne, structurale et fonctionnelle. L'épikarst et différentié du reste du système karstique, les zones saturées et non saturées ne sont pas représentées sur les schémas.....	48
Figure II.1 : Localisation géographique des grottes de Cussac, du Pigeonnier et du laminoir noyé. Les cavités positionnées en rouge. D'après les fonds de carte IGN 1/50 000 et 1/25 000 de Belvès (1937E), de Beaumont (1937O), de Lalinde (1936O) et des Eysies (1936ET). .....	67
Figure II.2 : Variation des paramètres climatiques enregistrés aux abords de la grotte de Cussac : température de l'air, pression atmosphérique, humidité relative, direction et vitesse du vent. ....	71
Figure II.3 : Pourcentage de la gamme de température entre le minimum (0%) et le maximum (100%) en fonction de l'heure au cours d'une journée. Pour la période 1244 mesures sont disponibles pour chaque demi-heure, leur répartition est représentée par une échelle de couleur. ....	72
Figure II.4 : Mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ à Cussac et équations des droites météoriques mondiale, calculée à Cussac, et calculée à Lascaux.....	76
Figure II.5 : Extrait des cartes géologiques du BRGM du Bugue (807) et Belvès (831), la géologie du site d'étude est détaillée en Figure II.7. La légende présentée est celle de la carte géologique du BRGM du Bugue (807). ....	79
Figure II.6 : Log stratigraphique schématique des formations du campanien extrait de la notice de la carte géologique du Bugue (KARNAY, 1999). Les formations du Santonien sous-jacent ne sont pas représentées. ....	81
Figure II.7 : Formations géologiques rencontrées aux abords de la grotte de Cussac d'après la notice géologique 807. Le calcaire gréseux regroupe les formations C5Cz et C5JoG ; le calcaire marno-crayeux correspond au C5Jo, les sables et argiles regroupent les	

formations détritiques. Le fond de carte est la vue aérienne issue de la BDortho24, fournie par la DREAL. ....	84
Figure II.8 : Projection en surface des grottes de Cussac, du Pigeonnier et du Laminoir noyé sur un fond mixte vue aérienne (BDortho24) et carte IGN (carte de Lalinde n°1936O au 1/25 000), documents fournis par la DREAL. ....	85
Figure II.9 : Directions principales de la grotte de Cussac, de la grotte du Pigeonnier et du Belingou. Projection sur un fond mixte vue aérienne (BDortho24) et carte IGN (carte de Lalinde n°1936O au 1/25 000), documents fournis par la DREAL. ....	88
Figure II.10 : Exemple de gravures et de vestiges humains dans la grotte de Cussac. À gauche de la figure : vue partielle du grand panneau. À droite de la figure : vue du locus 2. (images du Centre National de la Préhistoire, ministère de la culture et de la communication).....	91
Figure II.11 : Variation de l'altitude du sol et du plafond de la partie ouest de la grotte de Cussac.....	93
Figure II.12 : Epaisseur des terrains au-dessus de la grotte de Cussac. L'épaisseur équivaut à la profondeur relative de la grotte. ....	94
Figure II.13 : Localisation de l'ensemble des émergences reconnues aux abords de la grotte de Cussac. Projection sur un fond mixte vue aérienne (BDortho24 ) et carte IGN (carte de Lalinde n°1936O au 1/25 000), documents fournis par la DREAL. ....	96
Figure II.14 : Vue d'ensemble du site d'étude. Présentation de la topographie du site, de la géologie, de la projection en surface des plans des cavités de Cussac et du Pigeonnier et de l'hydrologie avec une photographie chacune des émergences visibles dans et autour de la grotte de Cussac.....	102
Figure II.15 : Position des sondes de mesure en continu dans la grotte de Cussac.....	103
Figure II.16 : Équipement de mesures en continu installé dans la cavité et bilan des enregistrements depuis 2003. ....	104
Figure II.17 : Équipement de mesure en continu dans la vasque de la source Farfal et à la station météorologique et bilan des enregistrements dans la vasque depuis 2006.....	105
Figure II.18 : Variations de la pCO <sub>2</sub> dans la grotte de Cussac depuis 2005. À partir de février 2008, les mesures sont réalisées en quatre points répartis dans la cavité.....	107
Figure II.19 : Influence des pluies brutes sur les variations de la pCO <sub>2</sub> de l'air de la grotte.	108
Figure II.20 : Comparaison des variations de température à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité. Seule la température à 100 m à gauche est présentée à part sur une échelle spécifique adaptée à ses faibles amplitudes. Les valeurs correspondent aux températures	

moyennes sur 24 heures (moyenne glissante centrée) sauf indication contraire. La pCO <sub>2</sub> est présentée en pourcent sur l'axe des températures à titre d'information. ....	109
Figure II.21 : Variations de la température de l'air en plusieurs points dans la grotte de Cussac. Les pics du 11 juin 2008 et du 3 février 2009 correspondent aux opérations de maintenance.....	110
Figure II.22 : Relation entre la température à l'intérieur de la cavité, l'atmosphère extérieure (moyenne sur 8 jours, centrée) et la pCO <sub>2</sub> de l'air de la grotte. ....	113
Figure II.23 : Variations en 2008 et 2009 de la pCO <sub>2</sub> aux quatre sondes dans la grotte comparées aux températures intérieures, extérieures et à la pluviométrie. ....	115
Figure II.24 : Variations des paramètres aérologiques enregistrés dans et à l'extérieur de la grotte de Cussac entre le 26 et le 30 juillet 2009. ....	117
Figure II.25 : Variations des paramètres aérologiques enregistrés dans et à l'extérieur de la grotte de Cussac entre le 10 et le 14 janvier 2009.....	119
Figure II.26 : Modèle du comportement hivernal et estival. Les valeurs de pCO <sub>2</sub> sont issues des enregistrements du 11 janvier 2009 et du 26 juillet 2009.....	121
Figure III.1 : Caractéristiques physico-chimiques des 10 émergences suivies avec régularité. ....	126
Figure III.2 : Projection des émergences suivies avec régularité dans le plan factoriel F1F2129	
Figure III.3 : Projection des émergences suivies avec régularité dans le plan factoriel F1F3131	
Figure III.4 : Corrélations entre le débit de la source Farfal et les concentration en magnésium et sulfate dans les eaux de l'écoulement de la gouttière, du puits et de la source Farfal. Le débit de la source Farfal est représentatif du niveau d'eau dans le puits et du débit de l'écoulement de la gouttière. ....	134
Figure III.5 : Comparaison des altitudes de l'eau dans la vasque de la source Farfal et dans le puits dans la grotte de Cussac. Les mesures ponctuelles ont permis de caler les chroniques enregistrées par les sondes par rapport aux relevés topographiques dans et à l'extérieur de la grotte. ....	136
Figure III.6 : Résultats du traçage réalisé par injection dans le canyon à 710 m en partie est .....	137
Figure III.7 : Schéma de l'hypothèse actuelle de la relation entre l'écoulement visible dans le canyon à 710 m en partie est, le puits en partie ouest et la source Farfal. La possibilité d'une relation avec l'écoulement sous le travertin est envisageable sans être prouvée ni réfutée par le traçage. ....	139

Figure III.8 : Hydrogramme de la source Farfal. Les pluies brutes et nettes sont représentées ainsi que le taux de remplissage de la RFU de 100 mm. Quatre crues se distinguent : avril 2008, fin mai 2008, janvier 2009 et avril 2009.....	143
Figure III.9 : Présentation des termes employés pour la description de la réponse d'une source à un évènement pluvieux.....	150
Figure III.10 : Pluies brutes à l'origine de la crue de janvier 2009.....	152
Figure III.11 : Variations de la température et de la conductivité électrique des eaux dans le puits et des eaux de la source Farfal au cours de la crue de janvier 2009. Le débit de la source et le niveau d'eau dans le puits sont comparés aux précipitations brutes.....	153
Figure III.12 : Bilan et comparaison des temps de réponse, de montée, d'influence maximum, d'arrivée des eaux différentes et de contribution maximum des eaux différentes au puits et à la source Farfal pour les quatre crues majeures.....	155
Figure III.13 : Comparaison des variations de hauteur d'eau dans la vasque de la source Farfal et dans le puits au cours du second temps de la crue d'avril 2009.....	156
Figure III.14 : Correspondance des variations de niveau d'eau dans la vasque de la source Farfal et dans le puits au cours des quatre crues majeures. Une simulation de la crue de fin mai 2008 est proposée pour compenser la forte montée de la cote de l'eau dans le puits qui n'est plus à ce moment corrélée avec le niveau de la source Farfal.....	157
Figure III.15 : Coupe schématique générale des écoulements aux abords de la grotte de Cussac.....	162
Figure IV.1 : Espèces mises en jeu lors du processus de karstification.....	166
Figure IV.2 : Expressions des constantes d'équilibre (d'après Bakalowicz 1979).....	167
Figure IV.3 : Schéma simplifié des réactions calco-carboniques. ....	169
Figure IV.4 : Balances ioniques des échantillons prélevés sur le site d'étude de Cussac. Balances calculées avec l'ensemble des mesures des ions majeurs puis avec le couple calcium et bicarbonate uniquement.....	172
Figure IV.5 : Pourcentages de présence des formes du CMTD en système ouvert en fonction du pH. Les fréquences de répartition des pH mesurés sur le site d'étude sont représentées sur la même échelle. ....	174
Figure IV.6 : Relation entre l'eau et la roche sous l'effet du transit entre trois milieux à pCO <sub>2</sub> variable.....	180
Figure IV.7 : Evolution de l'eau illustrée dans la Figure IV.6 dans le repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc). Les points [A], [B] et [C] sont des états d'équilibre entre les trois phases (gazeuse-liquide-solide), E et F sont des états transitoires extrêmes. Les points G et D ne sont pas	

en équilibre avec la calcite et correspondent à la suite de l'évolution de l'eau vers un milieu hypothétique à $p\text{CO}_2$ plus ou moins élevée qu'en [C].....	183
Figure IV.8 : Cas du dégazage entre les milieux B et C de la Figure IV.6. Les possibilités d'évolution correspondante à des « chemins » : a, b, c ou d compris dans un cadre de solutions extrêmes, le triangle BFC. Le point x correspond à la mesure d'une eau en train d'évoluer.....	184
Figure IV.9 : Cas du gazage entre les milieux A et B de la Figure IV.6. Le point y correspond à la mesure d'une eau en train d'évoluer.....	185
Figure IV.10 : Représentation des mesures de la source Farfal dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; ISc). .....	189
Figure IV.11 : Représentation de l'ensemble des mesures de la source Farfal depuis 2003 dans le repère en trois dimensions (temps ; $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; ISc). La figure présente également la projection des valeurs dans les repères ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; ISc) et (temps ; ISc). .....	190
Figure IV.12 : Températures mesurées aux émergences principales du système de Cussac lors des campagnes de terrain.....	191
Figure IV.13 : Comparaison de la répartition des mesures réalisées sur les eaux de l'écoulement de la gouttière avec ou sans ajustement de la température. Les valeurs de la $p\text{CO}_2\text{sat}$ en haut à gauche sont données dans les deux cas dans l'ordre suivant : minimale, moyenne et maximale. ....	193
Figure IV.14 : Représentation des mesures réalisées aux émergences principales des systèmes de Cussac et Lascaux et des droites modèles de gazage et dégazage qui leur sont associées.....	197
Figure IV.15 : Synthèse des paramètres intrinsèques des émergences des systèmes de Cussac et Lascaux : droites modèles G&D ; $p\text{CO}_2\text{sat}$ modèle ; $\text{HCO}_3^-$ modèle.....	199
Figure IV.16 : Positions des points de mesure des eaux des gours dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; ISc) au cours des cycles 2007-2008 et 2008-2009. Les mesures sont classées dans les catégories été, automne, fin d'automne hiver et printemps dans la partie gauche.....	205
Figure IV.17 : Comparaison des variations de $p\text{CO}_2$ dans l'air de la cavité et des variations de $p\text{CO}_2\text{eq}$ et $p\text{CO}_2\text{sat}$ pour les eaux des gours ouest. ....	207
Figure IV.18 : Comparaison des variations de $p\text{CO}_2$ dans l'air de la cavité et des variations de $p\text{CO}_2\text{eq}$ et $p\text{CO}_2\text{sat}$ pour les eaux des gours ouest, du puits et de la source Farfal.....	210
Figure IV.19 : Schéma général synthétique des variations de la $p\text{CO}_2$ de l'air dans les différents compartiments de l'aquifère karstique perché de la grotte de Cussac. ....	214

Figure V.1 : Fractionnement isotopique du Carbone lors du passage de l'espèce A vers l'espèce B. Les proportions de $^{13}\text{C}$ et $^{12}\text{C}$ sont arbitraires et choisies pour l'exemple..	221
Figure V.2 : Variation de $\text{pCO}_2$ et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ atmosphérique.....	225
Figure V.3 : Bilan des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques. Les $\delta^{13}\text{C}$ des formes du CMTD et de la calcite précipitée sont calculés à partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ pris à -22‰. Les $\delta^{13}\text{C}$ du $\text{CO}_2$ atmosphérique, d'origine profonde et produit par les plantes C3 sont également présentés. Les valeurs des fractionnements isotopiques $\varepsilon$ sont calculées à 20°C conformément aux expressions du Tableau V.1. .	227
Figure V.4 : Évolution pour une température variable des $\Delta^{13}\text{C}$ de CMTD, $\text{H}_2\text{CO}_3$ , $\text{HCO}_3$ , $\text{CO}_3$ et $\text{CaCO}_3$ . Cas d'une eau toujours à saturation vis-à-vis de la calcite ( $\text{HCO}_3=320$ mg/L et $\text{Isc}=0$ ) et à l'équilibre avec un $\text{CO}_2$ constant en $\text{pCO}_2$ (3,1%) et $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (-22‰). Les valeurs à 12,8°C et 20°C sont précisées.....	229
Figure V.5 : Évolution pour un pH variable des pourcentages de présence des formes du CMTD et conséquences de cette évolution sur le $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ . Cas d'une eau dont le CMTD est constant à 6,5 mmol/L et en relation avec un air dont la $\text{pCO}_2$ est 3,1% et $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ est -22‰ pour une température constante de 20°C. ....	230
Figure V.6 : Variations de la $\text{pCO}_2$ et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ dans la grotte de Cussac au cours des cycles 2003-2004 et 2008-2009. L'incertitude sur la $\text{pCO}_2$ correspond à l'écart-type ente les quatre sondes de $\text{CO}_2$ dans la cavité.....	231
Figure V.7 : Mesures du $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ des eaux du système de Cussac. Les eaux de Lascaux mesurées au cours du cycle 2003-2004 sont ramenées au cycle 2008-2009 pour comparaison. ....	232
Figure V.8 : Projection des mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ réalisées dans l'air de la grotte de Cussac dans le repère ( $1/\text{pCO}_2$ ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ). La $\text{pCO}_2$ du membre léger est supposée égale à 10% en première approximation et $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$ est compris dans un intervalle défini par la dispersion du nuage de points. ....	235
Figure V.9 : Variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ (droite avec points) et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ (courbe pleine) conditionnées par le taux de mélange N et en fonction de l'estimation de $\text{pCO}_{2\text{léger}}$ . $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ est fixé à -23‰. Deux exemples sont détaillés, pour un taux de mélange de 95% et de 50%. ....	240
Figure V.10 : Variation du taux de mélange dans l'air de la grotte de Cussac pour une $\text{pCO}_{2\text{léger}}$ estimée à 4%, 7% et 10%. ....	242

Figure V.11 : Estimations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger en fonction de $\text{pCO}_2$ léger pour $\text{pCO}_2_{\text{cavité}}=2\%$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité=-22.81‰. ....	243
Figure V.12 : Variations $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$ et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger calculé en fonction des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité mesurés. La valeur de $\text{pCO}_2$ léger est fixée à 7%. ....	245
Figure V.13 : Relation logarithmique entre la $\text{pCO}_2$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ à la grotte de Cussac. La $\text{pCO}_2$ est celle mesurée à 100m à gauche, l'incertitude sur cette mesure correspond à l'écart type entre les quatre sondes de $\text{CO}_2$ dans la cavité. Seules les mesures du cycle 2008-2009 sont présentées. ....	248
Figure V.14 : Modélisation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité. Le membre léger est défini par une $\text{pCO}_2$ égale à 7% et un $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ estimé à partir d'un ou de deux couple(s) de valeur $\text{pCO}_2_{\text{cavité}}$ ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité. ....	249
Figure V.15 : Ajustement d'une signature isotopique régionale de l'air des cavités. ....	250
Figure V.16 : Cas théorique général simplifié d'une eau à 12,8°C transitant entre deux milieux à $\text{pCO}_2$ égale à 7,21% puis 1,77%. ....	256
Figure V.17 : Cas théorique général simplifié des possibilités de modification du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ au cours d'une évolution décrite dans la Figure V.16. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du $\text{CO}_2$ de l'air en équilibre avec l'eau et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des formes du CMTD ne sont données que pour des états de saturation vis-à-vis de la calcite. ....	258
Figure V.18 : Conséquences sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(S)}$ des hypothèses envisagées pour la réalisation du processus de dégazage et de précipitation depuis un point (S) en équilibre vis-à-vis de la calcite vers un point (P) sursaturé. ....	264
Figure V.19 : Estimation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'épikarst en fonction des mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ au puits dans la cavité, à la source Farfal, et aux sources du talweg et de l'épikarst. Les mesures de l'écoulement du SAS1 de Lascaux de 2003 et 2004 sont ramenées en 2008 pour comparaison. ....	269
Figure V.20 : Variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ dans les différentes parties de la zone non saturée. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ sont calculées à partir des valeurs mesurées de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ dans des eaux de la source Farfal. ....	271
Figure V.21 : Partie A : comparaison de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ mesuré à la source Farfal et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'épikarst estimé (partie haute). Partie B : valeurs de l'ISc et de la concentration en bicarbonate sur lesquelles se base l'estimation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'épikarst. ....	272

Figure V.22 : Valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'air de l'épikarst estimées à partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ des eaux de l'écoulement du SAS1 de Lascaux, de la source épikarstique de Cussac et de la source Farfal de Cussac, comparées aux valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ du membre léger estimées à partir de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'air de la grotte de Cussac pour une pCO2 du membre léger de 7%.....	275
Figure V.23 : hypothèses sur l'état d'équilibre d'une eau dans l'épikarst et qui évolue dans les différents compartiments du karst vers la source Farfal. Hypothèse 1, la pCO2 de l'air l'épikarst est connue, HCO3 et l'état de saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite sont inconnus. Hypothèse 2, l'eau est à l'équilibre vis-à-vis de la calcite, HCO3 et pCO2sat de l'eau dans l'épikarst sont inconnues. Hypothèse 3, HCO3 de l'eau dans l'épikarst est connue, la pCO2eq et l'état de saturation de l'eau dans l'épikarst sont inconnus. ....	276
Figure V.24 : Valeurs de pCO2sat et pCO2(13C) pour les eaux de la source de l'épikarst de Cussac et de l'écoulement du SAS1 de Lascaux (mesures de 2003-2004 rapportées au cycle 208-2009).....	278

### ***Liste des tableaux***

Tableau I.1 : Synthèse des caractéristiques des écoulements.....	62
Tableau I.2 : Les relations temps de séjour et zone de séjour pour les deux zones de séjour les plus extrêmes : proche surface et profondeur. La zone intermédiaire peut présenter de multiples combinaisons. ....	63
Tableau II.1 : Corrélations entre les mesures aux stations du réseau météo-France de Gourdon (Lot) et de Buisson de Cadouin (Dordogne), et à l'entrée de la grotte de Cussac par le pluviomètre à auget et le pluviomètre à impact. ....	74
Tableau II.2 : Valeurs des pluies brutes et efficaces pour l'infiltration, de l'ETP et du taux de remplissage de la RFU de 100 mm pour les années 2003 à 2009.....	75
Tableau II.3 : Correspondance des sigles attribués aux formations du Campanien.....	80
Tableau II.4 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des températures dans la cavité. La profondeur du capteur par rapport à la surface et la distance horizontale depuis la ligne topographique 120m est spécifiée (l'altitude de la grotte varie de 115 à 118m). ....	110
Tableau III.1 : Valeurs maximales, moyennes et minimales des caractéristiques physico-chimiques des 10 émergences suivies avec régularité. ....	127
Tableau III.2 : Coefficients de variations des concentrations des ions majeurs aux émergences du système de Cussac .....	132

Tableau III.3 : Paramètres hydrodynamiques de la source Farfal : coefficient de tarissement et volume dynamique pour les crues de fin mai 2008 et d'avril 2009. ....	145
Tableau III.4 : Caractéristiques des quatre crues majeures .....	147
Tableau III.5 : Surfaces estimées du bassin d'alimentation de la source Farfal par la méthode des chlorures.....	148
Tableau III.6 : Comparaison des pluies brutes mesurées, des pluies nettes calculées pour une RFU de 100 mm et des pluies nettes expliquant l'écoulement mesuré pour un bassin de $1,31 \pm 0,28$ km <sup>2</sup> . ....	149
Tableau IV.1 : Coefficients de calcul des constantes d'équilibre des réactions calco-carboniques.....	168
Tableau IV.2 : Gamme de variations des paramètres caractéristiques du repère (-log(pCO <sub>2</sub> eq) ; ISc) des sources principales des systèmes karstiques de Cussac et de Lascaux.....	198
Tableau V.1 : Expressions en fonction de la température du fractionnement entre deux espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques. Synthèse des travaux de THODE <i>et al.</i> (1965), BOTTINGA (1968), VOGEL <i>et al.</i> (1970), MOOK <i>et al.</i> (1974), DEINES <i>et al.</i> (1974). ....	223
Tableau V.2 : Valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ produit par les plantes mesurées par VOGEL (1993).....	226
Tableau V.3 : Valeurs de $\delta^{13}\text{CaCO}_3$ mesurées dans les spéléothèmes en Europe, Afrique du Nord, Chine, Afrique du Sud et Nouvelle Zélande .....	228
Tableau V.4 : Expressions et ordre de grandeur des paramètres impliqués dans le calcul de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ à partir du mélange entre l'atmosphère extérieure (0,0388% ; -9.6‰) et un membre léger (7% ; -23‰) .....	239
Tableau V.5 : Estimations de pCO <sub>2cavité</sub> et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ en fonction de pCO <sub>2léger</sub> pour un taux de mélange de 95% (tableau A) et de 50% (tableau B).....	241
Tableau V.6 : Estimations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ en fonction de pCO <sub>2léger</sub> variable. pCO <sub>2cavité</sub> est égal à 2% et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ est égal à -23‰. ....	243
Tableau V.7 : Caractéristiques statistiques des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ et de pCO <sub>2sat</sub> de l'air de l'épikarst sur les sites de Cussac et Lascaux. ....	267
Tableau V.8 : Caractéristiques statistiques des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ et de pCO <sub>2sat</sub> de l'air de la partie amont de la zone de transmission sur le site de Cussac. ....	270

## ***INTRODUCTION GENERALE***

Le milieu karstique est complexe à bien des égards. Il se distingue des milieux poreux par une forte hétérogénéité, des milieux fissurés par une forte évolutivité. Les écoulements en milieu karstique font l'objet de l'attention des karstologues et hydrogéologues depuis près de 120 ans. Leur étude reste cependant limitée à certains points du réseau : les émergences et les écoulements présents dans les cavités karstiques accessibles.

Ces cavités symbolisent à elles seules la spécificité du karst. Elles se développent par dissolution de la roche carbonatée à la suite de l'interaction avec l'eau et l'air. Leur évolution en a rendu certaines accessibles à l'homme, parfois depuis plusieurs millénaires. Elles ont pu ainsi être utilisées comme sépulture et comme support à l'art pariétal. Aujourd'hui, ces cavités représentent pour l'hydrogéologue une opportunité de pénétrer à l'intérieur du massif karstique.

La grotte de Cussac est à la croisée de ces caractéristiques. Son invention par Marc DELLUC en 2000 a mis au jour des gravures et des sépultures qui en font un site archéologique majeur du Périgord. Dès la découverte de la grotte, des actions ont été entreprises pour sa protection. D'un point de vue environnemental, la protection de la grotte de Cussac devait se baser sur une étude des relations entre la grotte et le massif dans lequel elle prend place et, au-delà du fonctionnement du massif karstique lui-même. L'université Bordeaux 1 a été très tôt impliquée dans cette démarche et des mesures régulières sont réalisées depuis 2003 sur le site de la grotte de Cussac.

Le site d'étude autour de la grotte a de faibles dimensions avec une surface d'environ 5 km<sup>2</sup> et 100 m de dénivelé. Il présente une petite zone noyée perchée et une zone non saturée plus importante avec un épikarst reconnaissable. Le système hydrogéologique ne semble pas disposer de réserves importantes, ni dans la petite zone noyée perchée, ni dans la zone non saturée. En appui sur ces caractéristiques nous avons particulièrement orienté nos travaux sur des paramètres spécifiques à la zone non saturée du milieu karstique.

Ce travail de thèse de 2007 à 2011 s'inscrit dans la continuité de la volonté de protection de la cavité et de la compréhension des phénomènes physico-chimiques intervenant dans la cavité et dans le massif. Il se base sur le suivi chimique, isotopique et dynamique des nombreuses émergences du système, pendant toute la durée de la thèse.

Plus précisément, l'objectif de nos travaux est de caractériser les conditions d'écoulement dans la zone non saturée du karst. Les moyens classiques à disposition en hydrogéologie karstique reposent sur les analyses chimiques (temporelles et fréquentielles) et sur les études hydrodynamiques. Ces méthodes permettent une définition générale du système karstique, de son organisation et de son fonctionnement. Elles apportent des éléments de réponse dans le cadre des mélanges d'eaux aux caractéristiques chimiques différentes. Cependant ces méthodes classiques ne permettent pas toujours une description efficace des conditions d'écoulement d'une eau dans le massif : Écoulement diffus ou collecté ? Eau provenant des réserves épikarstiques ou de l'infiltration directe ? Quelles sont ses relations avec l'air de la zone non saturée qui est par ailleurs un paramètre difficile à déterminer en dehors des mesures directes ?

Pour répondre à ces problématiques, ce travail de thèse s'appuie sur les caractéristiques physiques, chimiques et isotopiques des espèces carbonatées intervenant dans les relations calco-carboniques. L'utilisation des relations calco-carboniques donne une estimation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans les différents compartiments de la zone non saturée : épikarst, partie amont et aval de la zone de transmission, limite avec la zone saturée. Ces estimations reposent sur les paramètres usuels (indice de saturation vis-à-vis de la calcite ou ISc et la pression partielle de CO<sub>2</sub> à l'équilibre avec l'eau ou pCO<sub>2</sub>eq) et sur des paramètres méconnus et intrinsèques à une émergence : pression partielle de CO<sub>2</sub> à saturation vis-à-vis de la calcite, position dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc). Les zones d'acquisition de la minéralisation des eaux, et l'évolution de cette minéralisation au cours du transit de l'eau dans le karst, sont déterminées à partir des relations entre les phases gazeuse, liquide et solide. Le rapport isotopique du carbone, entre ses isotopes, lourd (<sup>13</sup>C) et léger (<sup>12</sup>C), est une mesure complémentaire pour la définition de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'épikarst. Il apporte également des précisions sur les échanges des masses d'air entre le massif, la cavité et l'atmosphère extérieure.

Nous consacrerons une première partie de cette étude à un rappel des particularités du milieu karstique à travers une revue des différentes approches de cet environnement et des différents outils mis en œuvre pour sa compréhension. Une seconde partie exposera les caractéristiques du site d'étude. Cette partie sera l'occasion de décrire plus précisément la grotte de Cussac et son aérologie et de la resituer dans son contexte hydrogéologique. Une troisième partie s'attachera à la caractérisation des écoulements par les outils classiques de l'hydrogéologie karstique. Les résultats du suivi des paramètres chimiques et dynamiques aboutissent à la discrimination des unités de drainage des différentes émergences.

La quatrième partie de ce travail présentera l'apport de l'étude des relations calco-carboniques pour l'estimation des conditions d'écoulement en zone non saturée et aussi à l'évolution de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans la zone non saturée et particulièrement dans l'épikarst. La pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'épikarst conditionne en grande partie le potentiel de karstification des eaux dans le massif. La dernière partie sera consacrée au rapport isotopique du carbone qui conduit à une meilleure définition des relations entre les trois phases.



# **CHAPITRE I**

## **Le milieu karstique**

L'aquifère karstique est une unité encore difficile à définir parfaitement. À l'issue d'un peu plus d'un siècle de travaux, depuis les recherches de Jovan CVIJIC à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle, ses caractéristiques et sa description générale font consensus. Le fonctionnement des systèmes karstiques est toutefois décrit selon différentes visions du karst influencées par les exemples étudiés. Nous ferons dans une première partie de ce chapitre un bilan des interprétations proposées par ces différentes écoles du karst (vision anglo-saxonne, vision structurelle et vision fonctionnelle).

L'étude des systèmes karstiques s'appuie sur un grand nombre de méthodes d'investigations basées sur la chimie classique, la chimie isotopique, l'hydrodynamique ou encore certaines caractéristiques physiques du massif. La seconde partie de ce chapitre présente une vue d'ensemble des outils disponibles pour l'hydrogéologue-karstologue pour tenter de comprendre le fonctionnement du système karstique étudié. La multiplicité des cas de figures et des particularités de chaque système karstique induit une multitude de possibilités d'utilisation des méthodes d'étude des aquifères. Cependant loin de vouloir dresser un catalogue de méthodes, la question posée ne sera pas « à quoi sert cette méthode ? » mais plutôt « quelle méthode peut apporter une solution à la problématique rencontrée ? ».

## **I.A. Le système karstique**

Si la définition du karst dans toute sa complexité reste difficile, la description de cet aquifère fait consensus. Elle s'appuie sur une grande variété d'exemples.

### **I.A.1. Définition**

Proposer une définition précise et concise du karst est un exercice que seuls quelques auteurs ont tenté. GEZE propose en 1973 la définition suivante : « *Région constituée par des roches carbonatées compactes et solubles dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques* ». Cette définition, quelque peu influencée par la vision géomorphologique du karst a été reprise et complétée par BAKALOVICZ en 1999 : « *Le karst est l'ensemble des formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution des roches carbonatées (calcaire, dolomie) par l'eau rendue acide par le carbone ; par extension l'ensemble des formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite)* ».

Le mot karst vient du slovène « kras » en référence à une région du nord est de l'Adriatique, entre le golfe de Trieste, la vallée de la Vipava, la vallée de la Raša et le secteur de la Rečka (BIGNOT, 1972). Une illustration des formes du paysage karstique est présentée en Figure I.1.

La France est couverte à presque 35% de terrains carbonatés karstifiés (MANGIN 1975) tandis qu'à l'échelle mondiale le karst représente 10 à 15% de la surface des continents (FORD et WILLIAMS, 2007 ; GUNN, 2000).

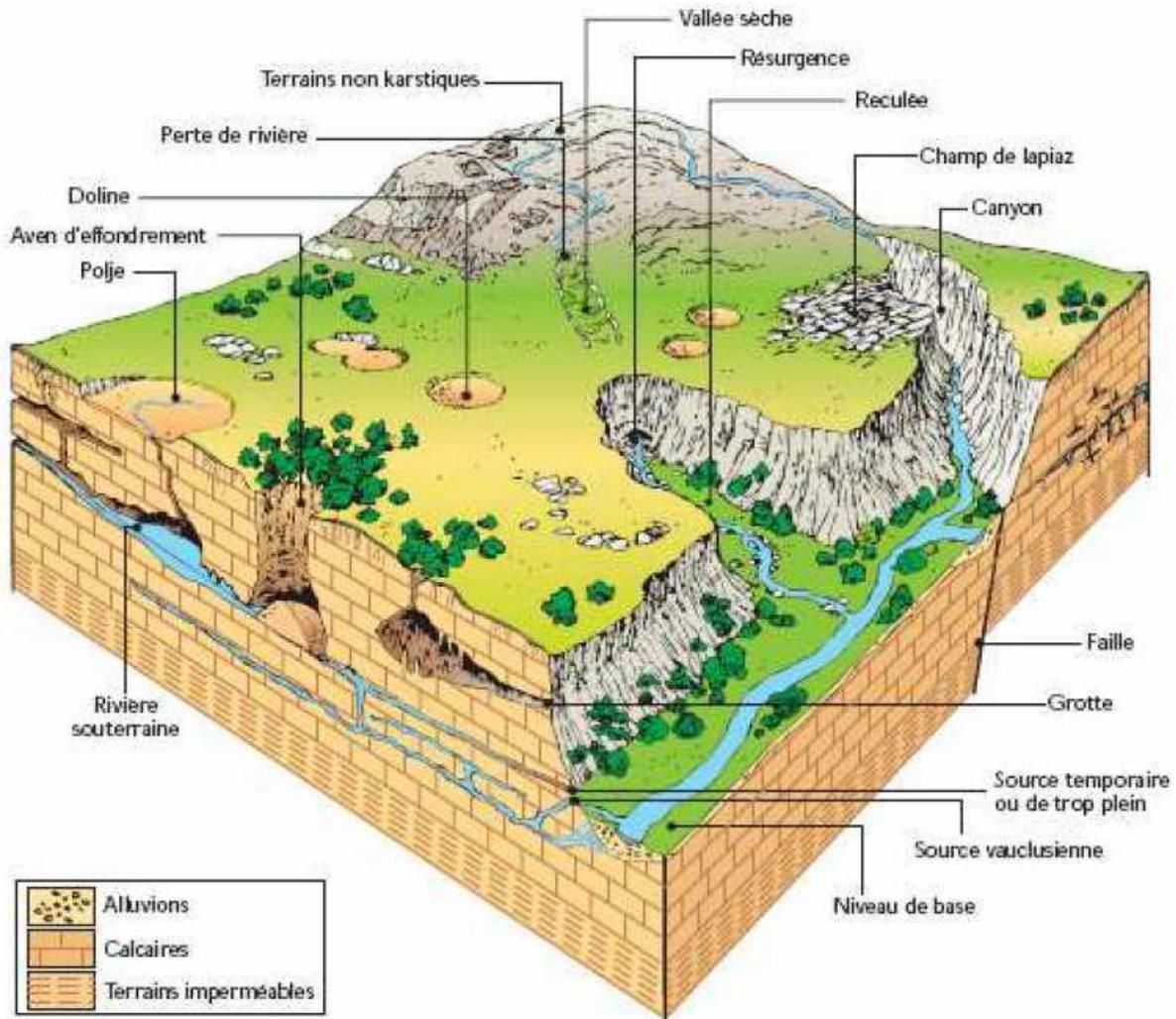


Figure I.1 : Le paysage karstique (agence de l'eau 1999)

## ***I.A.2. La karstification***

Les définitions précédentes s'appuient sur les deux notions majeures de la karstologie :

- la présence d'une roche soluble,
- sa dissolution qui conduit à des formes particulières et reconnaissables d'un site à l'autre.

### *I.A.2.1. Propriétés des roches karstifiables*

Parmi les roches solubles karstifiables, nous ne traiterons que des roches carbonatées et particulièrement des roches calcaires (carbonate de calcium) plutôt que des roches dolomitiques (carbonate de calcium et de magnésium).

Les roches carbonatées sont caractérisées par les propriétés suivantes :

- une faible porosité primaire qui varie de 1% pour les micrites à 10% dans les sparites et qui peut atteindre 15% dans les faciès bréchiques (BURGER, 1983). Cette porosité inhérente à la diagenèse est associée à une perméabilité de l'ordre de  $10^{-14}$  m/s (KIRALY, 1975 ; BURGER, 1983),
- un comportement cassant favorisant une fracturation de la roche plutôt que sa déformation plastique. Bien que dépendant de l'échelle d'observation et de la densité de fracture de l'échantillon testé, la résistance mécanique du calcaire, sous contrainte uniaxiale, est estimée entre 340 et 3450 bars. (JENNINGS, 1985),
- une forte porosité secondaire, qui découle du comportement cassant et qui peut atteindre 15%. La perméabilité totale est alors estimée entre  $10^{-8}$  à  $10^{-6}$  m/s (MANGIN, 1998),
- une faible solubilité du carbonate de calcium qui ne permet de dissoudre que 15mg/L à la pression partielle de CO<sub>2</sub> atmosphérique ( $p_{CO_2atm} = 300$  ppm ou encore 0.03%),
- une porosité tertiaire issue de l'agrandissement des discontinuités de la porosité secondaire par dissolution de l'encaissant. La porosité tertiaire correspond aux conduits karstiques. La perméabilité totale devient très variable d'un système à l'autre et au sein d'un même système.

#### *1.A.2.2. Principe de la karstification*

L'action de l'eau non acide sur la roche est insuffisante pour expliquer les formes karstiques de grandes dimensions, même en faisant intervenir une érosion mécanique au demeurant assez faible et le plus souvent négligeable. La dissolution de la roche carbonatée est le fait de l'interaction entre trois phases : la roche, l'eau et l'air.

Le processus de karstification met en jeu deux facteurs : une eau rendue acide et agressive par le CO<sub>2</sub> et un gradient hydraulique permettant la circulation et le renouvellement de cette eau. On parle de potentiel de karstification tel que :

Potentiel de karstification = moteur x pouvoir de dissolution

Le moteur de la karstification est la circulation du solvant, ici l'eau, qui permet son renouvellement après qu'elle ait épuisé son pouvoir de dissolution. Dans les karsts classiques, ce moteur est la gravité, ce qui amène MANGIN (1975) à parler de karst gravifique. Du fait du gradient hydraulique entre la zone de recharge et le niveau de base, l'eau tend à s'écouler

vers ce niveau de base, celui-ci pouvant varier au cours du temps en fonction des mouvements tectoniques ou des variations eustatiques. Ces variations peuvent expliquer l'abandon de certains réseaux plus haut actuellement que le réseau actif (la grotte de Cussac en est un exemple) ou, au contraire, l'ennoisement de galerie autrefois à l'air libre comme en témoignent leurs stalactites et stalagmites (la grotte Cosquer par exemple).

Le pouvoir de dissolution correspond à l'agressivité de l'eau vis-à-vis de la roche encaissante et dépend de son acidité, principalement due à sa charge en CO<sub>2</sub> dissout ou acide carbonique. Il existe néanmoins des cas, rares bien que souvent cités pour relativiser l'importance de l'acide carbonique, dans lesquels l'acidité de l'eau est le fruit d'autres processus comme par exemple les karsts dus à l'action de l'acide sulfurique (JAGNOW, 2000).

Le CO<sub>2</sub> peut être produit en tout point de l'aquifère par la dégradation bactérienne de la matière organique présente dans l'eau, il peut également trouver son origine dans les remontées profondes à la faveur des failles. Cependant le CO<sub>2</sub> est majoritairement produit dans les sols par les bactéries (dégradation aérobie de la matière organique) et par les végétaux (respiration racinaire). La production de CO<sub>2</sub> varie selon plusieurs critères, notamment la température et la teneur en eau dans les sols. MIOTKE (1974) montre que la plage de température optimum pour différentes espèces de bactéries varie de 20 à 65°C et que la production de CO<sub>2</sub> est maximum pour une teneur en eau de 50 à 80% dans les sols. La concentration de CO<sub>2</sub> dans les sols varie de ce fait en fonction du climat et de la latitude : de 0,2% à 11% en zone tropicale, de 0,1% à 6% zone tempérée et de 0,2% à 1% pour les hautes latitudes ou 0,04% à 1% en montagne (SMITH et ATKINSON, 1976 ; FORD et WILLIAMS, 2007).

Si l'un des deux paramètres est nul (moteur ou pouvoir de dissolution), la karstification ne peut intervenir. La circulation de l'eau agressive est une condition nécessaire et suffisante, cependant elle est en compétition avec la vitesse de dissolution : il faut renouveler l'eau mais pas avant qu'elle ait épuisé son pouvoir de dissolution.

### *1.A.2.3. Facteurs influents*

Longtemps deux écoles se sont affrontées quant à la prépondérance de l'influence de la température ou de la pluviométrie sur la karstification. CORBEL (1959) propose la température comme facteur prépondérant à la karstification. Il indique qu'à pluviométrie égale, la karstification serait près de dix fois plus importante dans les régions nordiques et montagneuses (basse température) que dans les régions tropicales (hautes températures). Ceci étant dû à la plus forte solubilité du CO<sub>2</sub> dans l'eau à basse température.

Cette assertion a été remise en cause par de nombreux auteurs (PRIESNITZ, 1974 ; SMITH et ATKINSON, 1976) proposant au contraire une prépondérance de la pluviométrie, donc du flux, qui expliquerait les formes très karstifiées visibles en zone tropicale. BAKALOWICZ (1992) fait une synthèse de ces théories et ajoute une influence de la géologie et de la morphologie en précisant qu'aucun des critères ne peut être considéré comme prépondérant sur les autres.

#### *I.A.2.4. Schéma général de la karstification*

Le schéma général de la karstification fait intervenir une eau, qui s'infiltré dans le sol où elle se charge en CO<sub>2</sub> dissout, puis circule dans le karst pour rejoindre le niveau de base local. Au cours de son transit, cette eau dissout la roche et se minéralise. Il s'agit de fait d'une interaction triphasique entre l'air, l'eau et la roche résumée par l'équation (I.1) :



Où Me<sup>2+</sup> représente le cation divalent associé au carbonate, il peut correspondre au magnésium ou au calcium. Cependant, nous ferons désormais référence uniquement au calcium dans ce type d'équation.

L'équation (I.1) est la synthèse des équations régissant les équilibres du système calco-carbonique qui seront détaillés par la suite dans le chapitre IV. Par souci de simplification, les espèces carbonatées sont rassemblées ici sous la forme HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> bien que quatre formes coexistent dans l'eau :

- CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, l'ion carbonate,
- HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, l'ion bicarbonate,
- H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, l'acide carbonique,
- CO<sub>2</sub> aqueux, le CO<sub>2</sub> dissout.

Les deux dernières espèces sont rassemblées sous le terme H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup> par APPELO et POSTMA (2005) qui précisent que la forme H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> est 600 fois moins présente que la forme CO<sub>2</sub> aqueux pour une température de 25°C.

### ***I.A.3. Structure et fonctions des compartiments du karst***

Cette partie est l'occasion de décrire les différents compartiments de l'aquifère karstique ainsi que leur rôle dans le stockage et la transmission de l'eau.

#### *I.A.3.1. Systèmes unaires et binaires, vauclusiens et jurassiens, de type 1, 2 ou 3*

Il est possible de classer les karsts en fonction de leur impluvium d'une part et de la position de leur drain principal d'autre part. Les travaux de synthèse de MARSAUD (1996) donnent pour les différents types de karst une très bonne illustration reprise dans la Figure I.2 et la Figure I.3 et dans de nombreux autres ouvrages de la littérature.

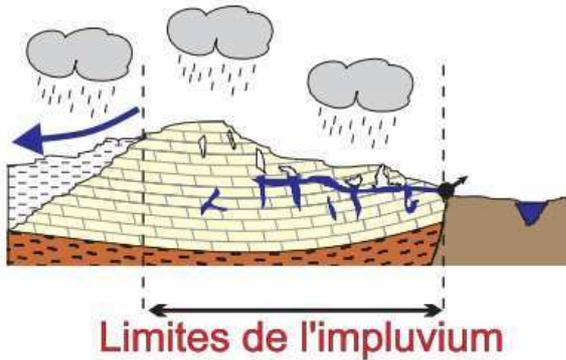
Au regard de l'impluvium on distingue :

- le karst unaire : l'impluvium est constitué de terrain karstique,
- le karst binaire : l'impluvium est constitué de terrains karstiques et de terrains non karstiques moins perméables voire imperméables.

Dans un système binaire, le ruissellement sur les terrains non karstiques et imperméables entraîne la concentration des écoulements avant leur infiltration dans le système karstique. Ceci favorise le développement d'une structure de drainage dans le karst. Si les terrains non karstiques sont cependant perméables, leur influence peut se traduire par un écoulement retardé qui perturbe le retour au débit de base après une crue (SOULIOS, 1991). Enfin lorsque les eaux ruissellent en surface avant leur entrée dans le système karstique, elles peuvent y apporter des particules fines favorisant le colmatage et modifier la signature chimique des eaux du système.

En fonction de la position du drain principal on parle de

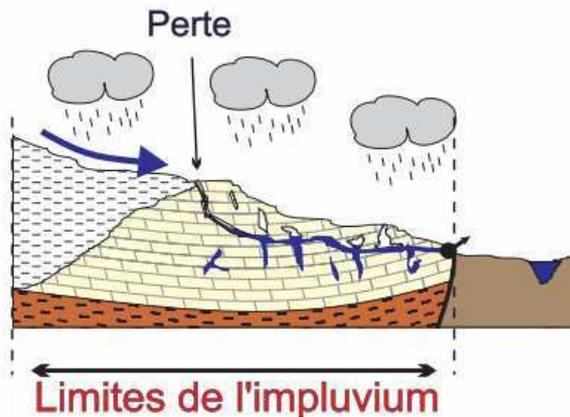
- karst jurassien lorsque le drain principal est à la hauteur du niveau de base et de l'émergence,
- karst vauclusien (en référence à la Fontaine de Vaucluse) lorsque le drain principal se situe sous le niveau de base.



## *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 I.2 : Systèmes Unaires et Binaires (MARSAUD, 1996)



## *Systeme jurassien*

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une faible résistance à l'écoulement des eaux. Le drainage s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire.



## *Systeme vaclusien*

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une forte résistance à l'écoulement des eaux. Le drainage s'organise sous le niveau de l'exutoire.

Figure I.3 : Systèmes jurassien et vaclusien (MARSAUD, 1996)

Enfin le même auteur propose une classification des karsts en trois types :

Type 1 : karst pour lesquels le développement de la karstification n'est pas suffisant pour que les écoulements se démarquent de ceux d'un système fissuré. L'absence d'organisation des écoulements se traduit par l'absence d'un exutoire principal individualisé au profit d'un nombre important de petites sources.

Type 2 : karst classique comportant une organisation des écoulements et un étagement des différents compartiments bien identifié qui sera décrit par la suite.

Type 3 : karst non fonctionnel pour lequel la structure karstique, bien que présente et développée, n'est plus active. La faiblesse du potentiel hydraulique et de la vitesse des écoulements entraîne une homogénéisation des fonctions capacitatives et transmissives. Le système se comporte comme un milieu poreux homogène et continu. Ce type correspond notamment aux karsts profonds dans les bassins sédimentaires et aux karsts fortement colmatés.

#### *I.A.3.2. Présentation des compartiments du karst*

Le karst s'organise verticalement en deux grands ensembles :

- une zone non saturée (ZNS) caractérisée par des écoulements diphasiques et parcourue par des cavités aérées dont certaines sont pénétrables, voire visitables,
- une zone saturée (ZS) également appelée zone noyée (ZN) dans laquelle les cavités sont entièrement remplies d'eau. Elles peuvent être explorées pour peu que le visiteur ait le matériel adapté.

L'interface entre ces deux ensembles est mobile et une surface libre peut être observée. La zone de battement entre ZNS et ZS est le siège d'une karstification importante.

La zone non saturée peut à son tour être subdivisée en sous-ensembles au comportement spécifique :

- le sol,
- l'épikarst,
- la zone de transmission.

Les différents compartiments sont présentés sur la Figure I.4 reprenant les travaux de CHARMOILLE (2005) inspirés de SMART et FRIEDERICH (1986).

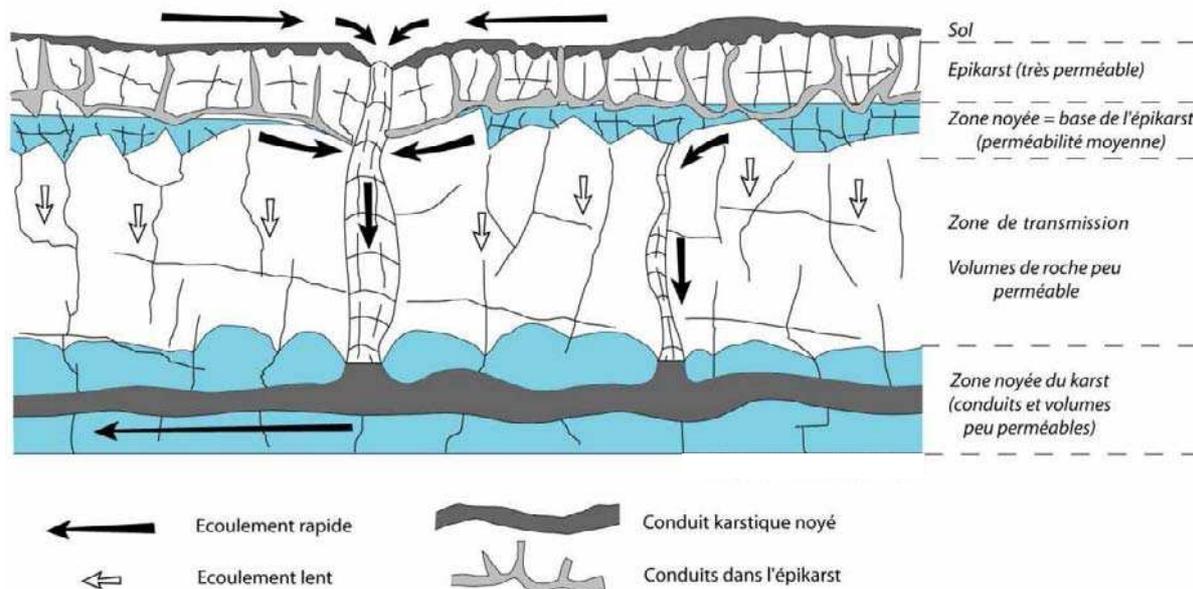


Figure I.4 : Les écoulements en système karstique (modifié d'après CHARMOILLE, 2005 modifié d'après SMART et FRIEDERICH, 1986)

### I.A.3.3. Le sol

Le sol ne fait pas partie de l'aquifère karstique, il lui est cependant associé en tant que lieu de production du  $\text{CO}_2$  nécessaire à la karstification. KLIMCHOUK (2004) propose une évolution de la relation entre le sol et le karst dans laquelle le sol se met en place aux premières étapes du développement du karst et joue un rôle important dans le fonctionnement du karst mature. Dans des stades ultérieurs, le sol peut être érodé par l'entraînement des particules fines dans le réseau de drainage, ce qui aboutit aux paysages de karst nus (barren karst). De ce fait, la présence d'un sol protège la roche de l'érosion directe par les facteurs climatiques. Son rôle est variable d'un site à un autre :

- un sol imperméable concentre, par ruissellement, les eaux vers les entrées du système karstique,
- un sol perméable favorise une infiltration de l'eau sur toute sa surface.

Dans le cas d'un sol perméable, il peut agir en tant que réservoir et tamponner la chimie des eaux (PERRIN *et al.* 2003). Néanmoins l'influence de ce réservoir sur le soutien des écoulements en période de basses eaux est toujours sujet à débat (TOOTH et FAIRCHILD, 2003 ; PERRIN *et al.* 2003).

#### *I.A.3.4. L'épikarst*

L'épikarst correspond à la partie supérieure de l'aquifère karstique, immédiatement en dessous du sol lorsque celui-ci est présent. Selon WILLIAMS (2008) il est « la peau » du karst et à ce titre est toujours présent en terme de morphologie bien qu'il puisse être absent en terme de fonction. Cet auteur introduit le terme de « subcutaneous zone » en équivalence du mot épikarst. Son épaisseur varie de 3 à 10 mètres en milieu tempéré, et peut atteindre la trentaine de mètres sous climat humide (Tsingy de Madagascar).

L'épikarst est dû à la décompression mécanique de la roche, par décharge lithostatique à laquelle s'ajoute l'action érosive des facteurs météorologiques et pédologiques. Cette altération intervient avant même les processus de dissolution et favorise une augmentation de la fracturation et de la porosité secondaire qui peut atteindre 20% (WILLIAMS, 1983 ; KLIMCHOUK, 2004). Le contraste de porosité entre l'épikarst et le reste de la zone non saturée sous-jacente est à l'origine de l'existence d'un aquifère épikarstique. Cependant, la limite entre l'épikarst et le reste de la zone non saturée n'est pas toujours définie par une transition nette, mais parfois par une transition aux contours flous et discontinus.

La présence d'écoulements diphasiques dans l'aquifère épikarstique peut accentuer la karstification à cause de la proximité de la source de CO<sub>2</sub>. Le sol et l'épikarst sont en effet souvent imbriqués par le comblement des lapiez par les sédiments. FORD et WILLIAMS (2007), synthétisant les travaux de GAMS (1962), SMITH et ATKINSON (1976) et GUNN (1981) précise que près de 70% de la dissolution a lieu dans les 10 premiers mètres du karst, c'est à dire dans l'épikarst. Cependant, la vitesse d'infiltration à travers l'épikarst influe sur ce pourcentage : une infiltration rapide amènera les eaux agressives plus en profondeur tandis qu'une infiltration lente accentuera la dissolution dans l'épikarst. Enfin, la réserve épikarstique participe, avec le sol, à la réserve facilement utilisable (RFU) par la végétation et l'évapotranspiration influe sur la chimie des eaux, notamment par la reconcentration de certaines espèces ioniques.

Le rôle attribué à l'épikarst a évolué au rythme des recherches spécifiques qui lui ont été dédiées. Auparavant considérée comme influente sur les écoulements uniquement au moment des fortes crues, la réserve épikarstique semble au contraire participer à l'écoulement tout au long de l'année, y compris lors des périodes d'étiage (LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997). Sa participation aux écoulements lors des crues a également été revue à la hausse, certaines crues pouvant être constituées jusqu'à 50% d'eau en provenance de l'épikarst (JEANNIN et GRASSO, 1995 ; TRČEK, 2003, 2007 ; LOPEZ 2009). PERRIN *et al.* (2003)

en viennent à considérer dans certaines conditions l'épikarst comme l'origine principale de l'eau, le reste du karst n'ayant pour rôle que de conduire cette eau.

Enfin le rôle principal de l'épikarst est la concentration des écoulements. Cette particularité implique des écoulements majoritairement latéraux au sein de l'épikarst. L'image de la « cage de FARADAY » illustre ce phénomène : le signal d'entrée de l'épikarst par infiltration diffuse est concentré vers des sorties ponctuelles, au niveau des fractures présentes dans le compartiment sous-jacent. KIRALY (2002) estime à près de 50% la proportion d'écoulement concentré dans l'infiltration en provenance de l'épikarst (autrement dit, seulement la moitié de ce qui s'infiltré dans l'épikarst de façon diffuse, continue son infiltration de façon diffuse).

#### *I.A.3.5. La zone de transmission*

La partie de la zone non saturée sous l'épikarst est appelée Zone d'Infiltration (ZI) ou Zone de Transmission (ZT) selon que l'on privilégie le terme d'origine française ou anglaise. Le terme « zone de transmission » étant plus adapté pour en décrire le comportement nous nous y référons pour la suite de ce travail. En effet le rôle premier de la zone de transmission est de conduire les eaux vers la zone saturée. Les écoulements sont majoritairement verticaux. Ils prennent place dans une fracturation à forte perméabilité verticale (failles pouvant atteindre la centaine de mètres) ainsi que dans un réseau de fissures plus étroites.

Ceci donne lieu à deux types d'écoulement :

- écoulement direct, à travers les fractures drainantes, voire des conduits selon le degré de karstification,
- écoulement retardé, à travers le réseau de fissures.

Ce qui revient à parler de circulation rapide ou circulation lente. Précisons que l'écoulement retardé peut aussi être dû, nous l'avons vu, à un stockage dans la réserve épikarstique.

Dans le cadre d'un aquifère fortement hiérarchisé avec un épikarst et une zone de transmission développée, celle-ci peut également jouer un rôle capacitif. Les travaux de LASTENNET (1994), LASTENNET et MUDRY (1997) et EMBLANCH (1997), EMBLANCH *et al.* (2006) montrent qu'une part importante des écoulements à l'exutoire principal peut provenir de réserves présentes dans la zone d'infiltration, appelées « réserves suspendues ». Cette participation intervient en période de crue, mais également en soutien lors des étiages.

Certaines de ces réserves de la zone non saturée fonctionnent en trop plein et ne sont activées que lors des événements pluvieux importants. Elles libèrent alors des eaux à long temps de séjour reconnaissables par leur chimie.

#### *I.A.3.6. La zone saturée*

La zone saturée est souvent résumée à deux sous-systèmes spécialisés : des drains transmissifs auxquels sont rattachés des Systèmes Annexes au Drainage (ou SAD) capacitifs. Tels les réseaux hydrologiques de surface, les écoulements dans la zone saturée sont organisés et hiérarchisés pour aboutir à un exutoire principal voire unique. Les écoulements sont rapides et turbulents et majoritairement horizontaux (le siphon quasi vertical de plus de 300 m de profondeur de la Fontaine de Vaucluse est un cas particulier témoignant de conditions antérieures d'écoulement). C'est dans la zone saturée que se concentre le résidu du pouvoir de dissolution des eaux qui n'a pas été consommé dans l'épikarst et la zone de transmission. De plus la structure et la hiérarchisation de la zone saturée favorisent la création des vides (drains et SAD) à l'aval du système (PULIDO-BOSCH et CASTILLO, 1984 ; BIRK *et al.* 2004).

Le rôle capacitif du réseau fissural ne doit pas pour autant être négligé. Ainsi le schéma proposé par EMBLANCH (1997) insiste sur le rôle de la fracturation de deuxième ordre pour justifier l'arrivée d'eaux à long temps de séjour (bien qu'elles ne puissent être nettement distinguées des eaux issues des réserves suspendues citées précédemment). Autour du drain principal coexistent d'une part des vides servant de réservoirs, connectés avec des pertes de charges très variables et souvent assez élevées et d'autre part une fracturation qui peut être drainée plus difficilement, mais constituant des réserves importantes.

#### ***I.A.4. La vision hydrogéologique du karst***

La vision du karst a évolué au fil du XX<sup>ième</sup> siècle en fonction du regard posé sur le karst. La distinction se fait entre les géomorphologues, les spéléologues et les hydrogéologues eux-mêmes divisés sur les modalités de la karstification.

##### *I.A.4.1. Héritage du passé*

Le karst est un sujet d'étude à la croisée de plusieurs disciplines : la géomorphologie, la spéléologie et l'hydrogéologie. Cette dernière, la plus jeune des trois visions du karst, reste très influencée par ses aînées, notamment la vision spéléologique. Longtemps l'étude du karst s'est faite à l'aune des seules parties explorables par l'homme : les cavités.

L'approche morphologique a pour précurseur Jovan CVIJIC (1893) qui pose les bases de l'étude du « phénomène karst ». Elle se poursuit principalement dans les pays anglo-saxons et de manière plus limitée en France. Cette approche repose sur l'étude des paramètres géographiques et morphologiques en se focalisant sur les formes de surface.

L'approche spéléologique a pour précurseur Edouard-Alfred MARTEL (1894, 1905), considéré comme le fondateur de la spéléologie. Cette vision, si elle apporte des informations utiles à la compréhension des mécanismes hydrologiques est limitée à la partie visible du karst. Elle a pu en cela et d'une certaine manière être un frein au développement de l'idée d'un « aquifère karstique » en ne prenant en compte que les écoulements aperçus dans les cavités.

##### *I.A.4.2. Vision anglo-saxonne : Diffuse Flow et Conduit flow*

La vision anglo-saxonne, particulièrement illustrée par SHUSTER et WHITE (1971, 1972) et DRAKE et HARMON (1973) avec leur travaux sur les sources de la vallée de la Nittany (Pennsylvanie, USA) puis ATKINSON (1973, 1977) à travers son étude des karsts crayeux de Mendip Hill (Somerset, Royaume Uni) classe les écoulements en deux types :

- conduit flow (écoulement en conduit),
- diffuse flow (écoulement diffus).

La notion d'écoulements en conduit ou diffus est la synthèse de plusieurs conceptions sur les modalités de fonctionnement du système karstique.

ATKINSON (1977) précise que les écoulements en conduits (porosité tertiaire) sont turbulents tandis que les écoulements diffus (porosité matricielle primaire et porosité fissurale secondaire) sont laminaires. Il développe également l'idée d'écoulement en conduits rapides, en terme de réponse à l'événement pluvieux et en terme de vitesse, opposés aux écoulements

diffus lents et retardés. Des exemples d'opposition entre les écoulements diffus et lents par rapport aux écoulements en conduits et rapides sont proposés notamment par THRAILKILL et ROBLE (1981) et GENTHON (2005).

Les écoulements en conduit sont supposés être plus présents en zone non saturée ce qui amène certains auteurs à parler de « vadose flow » ou « vadose stream » et les écoulements diffus sont associés à la zone saturée (DRAKE et HARMON 1973, CROWTHER et PITYY 1981). Plus récemment, MOOR *et al.* 2009 parlent d'une recharge allochtone par conduit, plus marquée par les ruissellements de surface auxquels ils opposent une recharge par l'écoulement diffus.

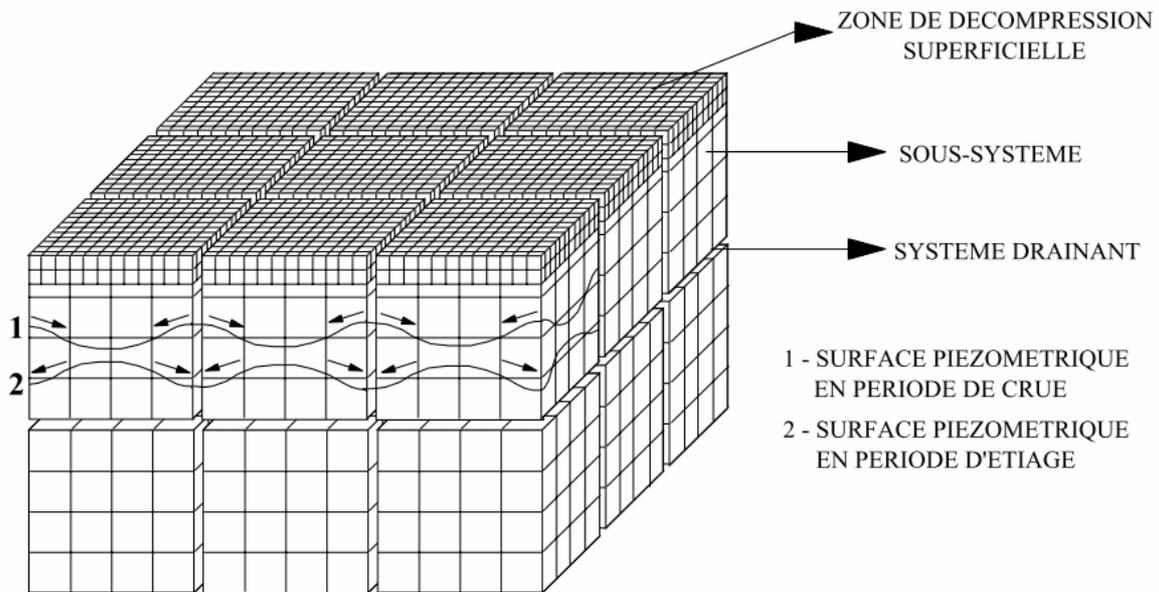
#### *I.A.4.3. Vision structurelle*

La vision structurelle du karst a été développée principalement par DROGUE (1969) et avec lui KIRALY (1975) et BURGER (1983). Il s'agit des écoles montpellieraines (USTL) et neuchateloise (CHYN). Cette vision s'appuie sur un modèle de karst caractérisé par un maillage de failles et fissures qui s'élargissent par karstification pour devenir des drains. L'aquifère karstique est alors vu comme le prolongement de l'aquifère fissuré.

Le milieu peut être considéré comme continu du fait de la régularité de distribution du réseau de fracture (failles et fissures) d'où une perméabilité « homogène » à l'échelle du bassin mais hétérogène à l'échelle locale. KIRALY (1975) précise à ce sujet que *de la variation de dimension des discontinuités découle la variation de perméabilité, très dépendante de l'échelle d'observation.*

La fracturation guide le processus de karstification, qui ne fait qu'élargir le maillage existant et conserve la structure originelle.

DROGUE (1969) propose un schéma du modèle karstique (Figure I.5) dans lequel le karst est constitué de blocs fissurés séparés par des chenaux assurant le drainage de l'ensemble. Ce schéma oppose d'une part le bloc capacitif à faible drainage et fort volume, appelé Volume Peu Perméable (VPP, plus souvent rencontré sous la forme traduite en anglais : LPV, Low Permeability Volume) et d'autre part le drain transmissif à fort drainage et faible volume.



**Figure I.5 : La vision structurale du karst (DROGUE, 1969)**

D'un point de vue fonctionnel, les drains alimentent les blocs lors des crues durant lesquelles le niveau piézométrique est plus haut dans les drains que dans les blocs. A l'inverse, les blocs soutiennent les écoulements dans les drains lors des étiages, période pendant laquelle le niveau piézométrique est plus haut dans les blocs que dans les drains.

Cette approche apparaît très vite séduisante pour le milieu professionnel puisqu'elle permet de continuer à appliquer les méthodes développées pour les milieux fissurés.

#### *I.A.4.4. Vision fonctionnelle*

La vision fonctionnelle du karst est proposée par MANGIN à partir de 1975 et avec lui BAKALOWICZ dès 1979. Il s'agit de l'école de Moulis reprise à Avignon, Bordeaux et Besançon. Elle part du principe que la structure du karst ne peut être connue a priori et s'articule en deux étapes : définir le fonctionnement de l'aquifère dans un premier temps, puis tenter d'interpréter ce fonctionnement en terme de structure. La définition du fonctionnement s'appuie ici sur une démarche pluridisciplinaire : hydrodynamique, chimique, physique, biologique et morphologique.

La vision fonctionnelle se distingue par la place accordée à la fracturation et la notion d'auto organisation. Les écoulements sont hiérarchisés en drains qui deviennent prépondérants tandis que d'autres deviennent inactifs ; le milieu perd sa structure originelle.

Le schéma du karst défini par MANGIN en 1975 (Figure I.6) illustre cette vision fonctionnelle où chaque compartiment du karst est réduit à une fonction sans que sa

morphologie ne soit, a priori, prise en compte. Le principal reproche qui peut être fait à cette approche est d'introduire le concept de « boîte noire » : les entrées et les sorties d'un compartiment peuvent être connues, une fonction de transfert peut être définie, mais les mécanismes réels restent inconnus.

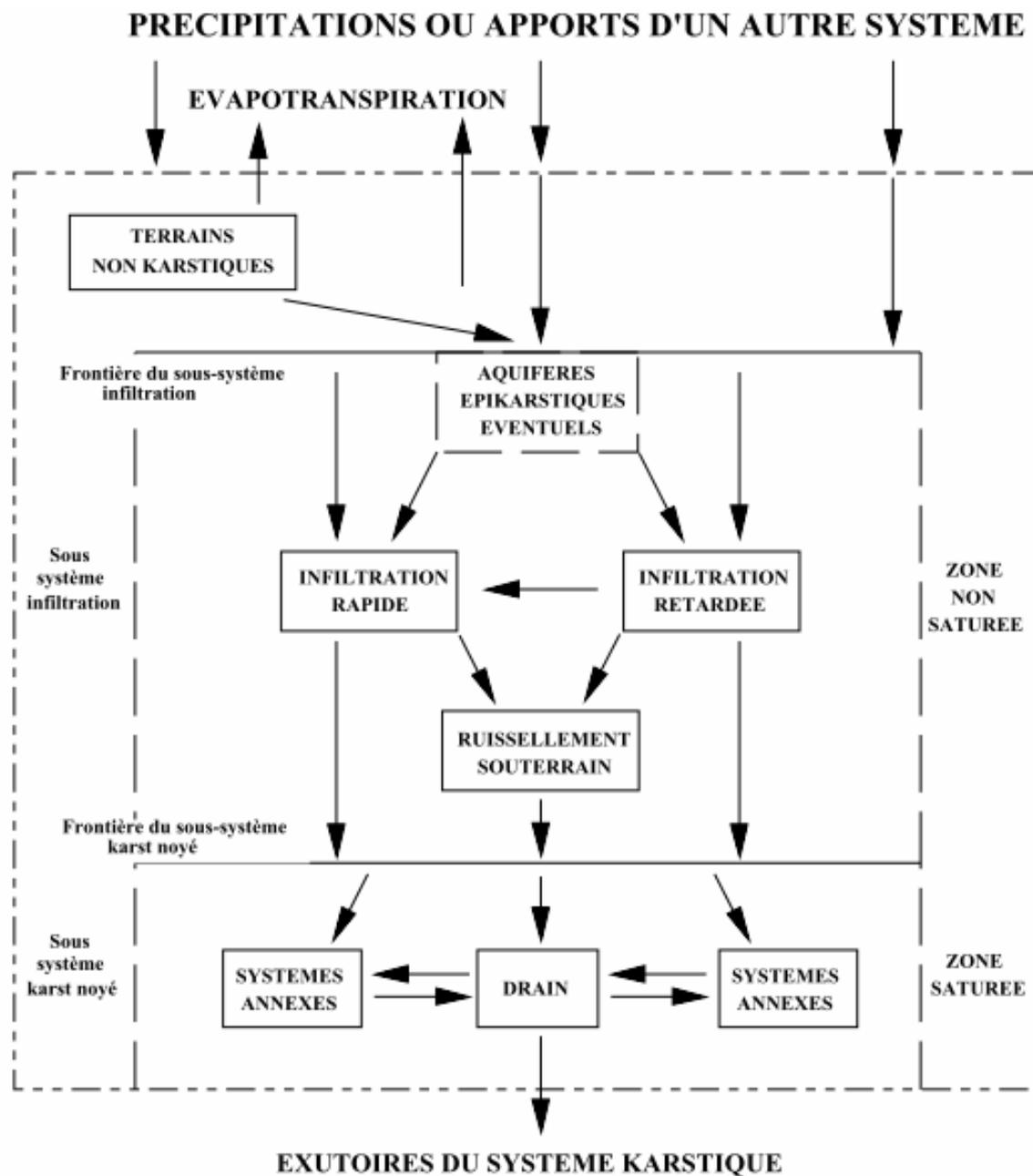
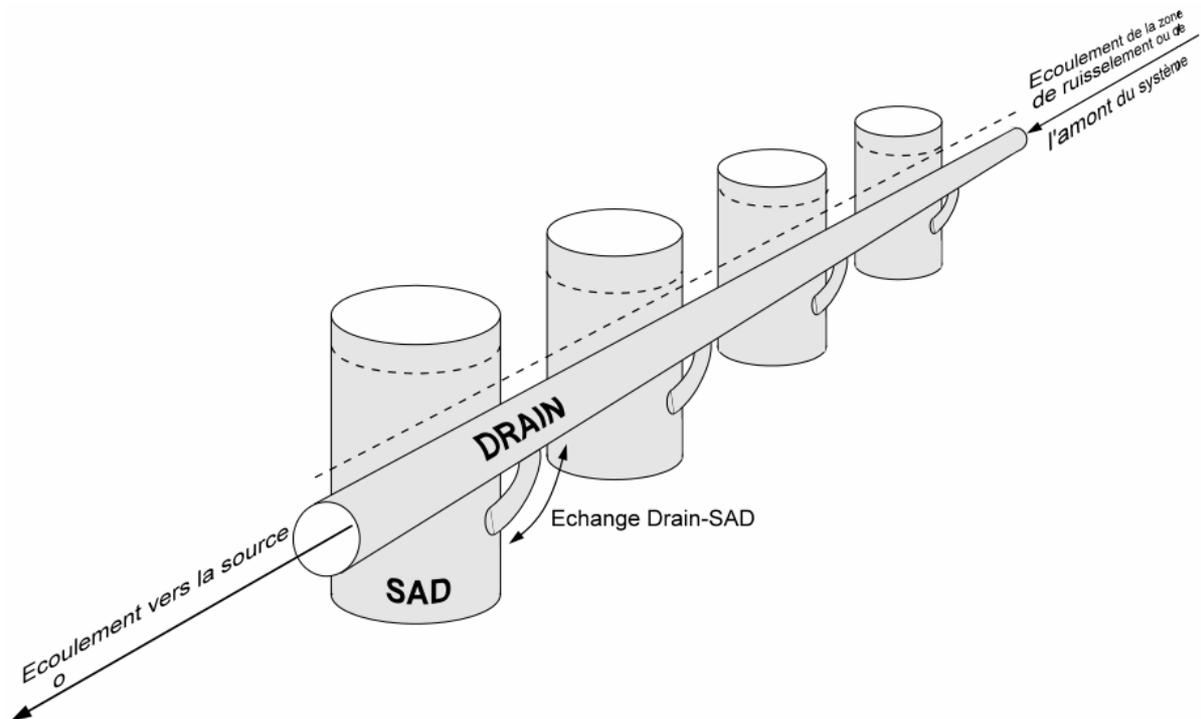


Figure I.6 : Vision fonctionnelle du karst (MANGIN, 1975)

D'un point de vue structurel, la place accordée aux vides de grande dimension devient plus importante. Alors que la vision structurelle accorde aux blocs fissurés la fonction capacitive, celle-ci est dévolue aux vides de grande dimension dans la vision fonctionnelle. L'idée de cavités assurant le stockage de l'eau et connectées à un drain principal assurant son

écoulement a été bien illustrée par MARSAUD (1996). La Figure I.7 présente cette conception du karst et du rôle des systèmes annexes au drainage (SAD). Il s'agit cependant d'un schéma très simplificateur : le système se résume à des conduits connectant différents réservoirs qui peuvent être participatifs ou non à l'écoulement. L'importance du stockage dans le réseau de fissures y est minimisée.



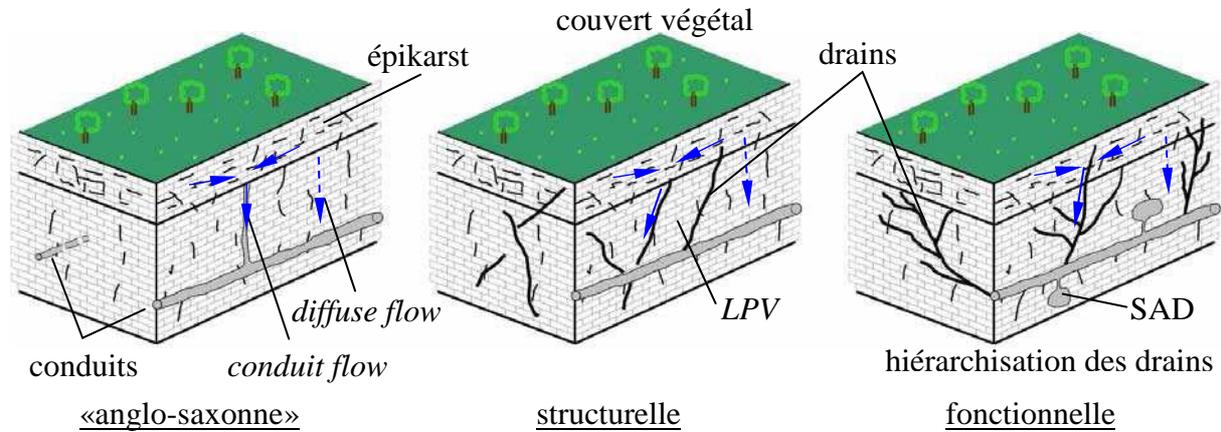
**Figure I.7 : Modèle simplifié du karst noyé (MARSAUD, 1996)**

À l'étiage les SAD alimentent le drain tandis que lors des crues les drains ont tendance à alimenter les SAD. Cependant, ce comportement n'est pas systématique et les écoulements du drain peuvent ne pas alimenter immédiatement les SAD. Ceci s'observe notamment lors des crues de début de cycle qui ne permettent pas de reconstituer le stock d'eau dans les vides (les SAD) au contraire des périodes pluvieuses (MANGIN, 1975).

#### *I.A.4.5. Conclusions sur les différents points de vue*

Les visions du karst, illustrées sur la Figure I.8 diffèrent par la place accordée à la fissuration. Peu caractérisée et rassemblée sous le terme d'écoulement diffus par la vision anglo-saxonne, la fissuration tient une place prépondérante dans la vision structurelle en tant que « guide » de la karstification ; elle est ramenée à une fonction de précurseur de la karstification dans la vision fonctionnelle.

La fonction capacitive est attribuée aux porosités primaire et secondaire, ou selon la vision structurelle dans les LPV (low permeability volume). Ces volumes trouvent leur équivalent dans la vision fonctionnelle sous le terme SAD (système annexe au drainage).



**Figure I.8 : Schémas d'illustration des différentes visions du karst : anglo-saxonne, structurelle et fonctionnelle. L'épikarst est différencié du reste du système karstique, les zones saturées et non saturées ne sont pas représentées sur les schémas.**

## **I.B. Les écoulements en milieu karstique**

Comprendre les écoulements dans un karst revient à répondre à trois grandes questions : d'où, « de quand » et comment vient l'eau. La première question est elle-même divisée en deux : origine spatiale et origine verticale ou « compartimentale » de l'eau.

### ***I.B.1. Origine spatiale de l'eau***

Étape fondamentale pour la protection de la ressource en eau, la définition du bassin d'alimentation est un exercice particulièrement compliqué en milieu karstique. Il est de coutume de rappeler que le bassin versant topographique ne correspond pas toujours à l'aire d'alimentation du karst. Il est donc nécessaire de caractériser cette zone par d'autres moyens : les traçages naturels basés sur la mesure passive et l'interprétation des concentrations des composants de l'eau et les traçages artificiels reposant sur l'injection active d'un composé dans le système.

#### ***I.B.1.1. Utilisation des marqueurs classiques en hydrogéologie***

Peu d'études permettent une vraie délimitation des bassins versants à partir de la signature chimique des écoulements. La chimie permet de confirmer une connaissance a priori du système, de la géologie et de la morphologie locale. Classiquement, trois marqueurs

caractéristiques sont utilisés pour mettre en évidence l'origine spatiale des écoulements : le sulfate, le nitrate et dans une moindre mesure le magnésium.

Le sulfate « découvert » dans certaines sources s'explique généralement par l'existence à proximité de dépôts évaporitiques. Ainsi les fortes concentrations dans une partie des sources en Cisjordanie décrites par KHAYAT *et al.* (2009) sont dues à la présence de gypse, de même pour la minéralisation élevée, surtout en sulfate, d'une partie des sources du bassin d'Alvand (Iran, KARIMI *et al.* 2005) associées aux évaporites de la formation de Gachsaran, ou encore pour les fortes concentrations en sulfate observées par LEYBOURNE *et al.* (2009) dans les sources à l'est de Gypsumville.

Le nitrate n'est pas un ion autochtone des massifs calcaires. Bien qu'il puisse être présent naturellement dans les eaux, sa présence dans l'eau témoigne généralement de l'influence des activités humaines de surface. Ces apports se répartissent majoritairement en trois catégories : fertilisants, conséquences de l'élevage et de l'assainissement autonome (BEHNKE, 1975). Il existe bien sûr des cas peu fréquents de pollutions industrielles et, de façon plus rare encore d'une origine naturelle (SILVER et FIELDEN, 1980). À partir d'une étude approfondie sur la signature isotopique de l'azote contenu dans les eaux du sud ouest de l'Illinois, PANNO (2001) réussit à discriminer l'apport depuis les champs fertilisés vis-à-vis des apports de l'assainissement autonome. Il permet ainsi une meilleure protection de la qualité de l'eau en identifiant et localisant le contributeur principal de la pollution, en l'occurrence les fertilisants.

Enfin la présence de dolomies dans la zone d'alimentation se marque par une forte proportion de magnésium, les variations de concentration de magnésium ne pouvant plus être utilisé dans ce cas comme marqueur du temps de séjour.

#### *I.B.1.2. Utilisation d'une caractéristique du bassin influençant les marqueurs chimiques*

Certains bassins présentent des caractéristiques particulières qu'il est possible d'exploiter pour définir l'origine de l'eau. Nous ne pouvons ici en faire une liste exhaustive, cependant quelques cas méritent une attention particulière dans la mesure où ils peuvent être éventuellement transposés à d'autres bassins.

Sur certains bassins versants présentant une forte variation d'altitude (exemple de la Sierra de las Nieves décrit par ANDREO *et al.* 2004), le fractionnement isotopique de l'oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ ) et du deutérium ( $^2\text{H}$ ) permettent de préciser l'altitude de la zone de recharge : des eaux plus appauvries témoignent, dans cet exemple, d'une aire de recharge plus en altitude que la zone de décharge.

Des conclusions similaires ont été faites en utilisant la température comme marqueur de l'altitude de la zone de recharge (MUDRY, 1981 ; LASTENNET, 1994 ; MORAL *et al.* 2008). De même, KARIMI *et al.* 2005 classent les sources du bassin d'Alvand (Iran) au moyen notamment de leur température et de l'altitude de leur zone de recharge.

Enfin la couverture végétale des bassins peut être utilisée pour caractériser les zones d'alimentation. Partant de l'hypothèse d'une production de CO<sub>2</sub> principalement dans les sols, ZAHO *et al.* (2010) comparent les réponses de deux sources similaires, mais à la couverture opposée, karst nu ou forêt et en déduisent deux comportements hydrochimiques extrêmes. Par raisonnement inverse, la signature chimique des eaux peut renseigner sur le type de couverture végétale de la zone d'alimentation. Auparavant, LEANEY et HERCZEG (1995) mettaient en évidence les modifications entraînées par le changement de l'utilisation des sols sur la chimie des eaux. Dans le même esprit, ZOU *et al.* (2008) classent la réponse hydrodynamique de sources épikarstiques en fonction du couvert végétal de la zone d'alimentation, d'une réponse stable pour une zone végétalisée à une réponse rapide et instable sur un karst nu.

#### *1.B.1.3. Utilisation des traçages*

Le traçage artificiel est un outil très utilisé pour la délimitation des zones de recharge et des liens entre les pertes et les résurgences. De nombreux traceurs existent en fonction des contraintes spécifiques au site : teinture dans le spectre visible ou non, microbilles, spores, éléments chimiques. À titre d'exemple de contrainte favorisant l'usage d'un type de traceur, citons les essais de GOLDSCHIEDER *et al.* (2003) sur les spas de Stuttgart où, pour ne pas déranger l'activité économique, des traceurs incolores ont été utilisés.

Les travaux de ATKINSON sur le karst de Mendip Hill (1973, 1977) illustrent la difficulté de la délimitation de bassin versant en milieu karstique. Le cas des sources de St Dunstan's well présente deux résurgences proches géographiquement, mais alimentées par des pertes différentes et éloignées dont les écoulements souterrains se croisent sans se mélanger. CONNAIR et MURRAY (2002) proposent eux aussi une délimitation de bassin versant par traçage et se distinguent par l'utilisation de plusieurs teintes (8 couleurs en tout) pour différencier l'origine de l'écoulement lors d'une campagne où l'injection est réalisée simultanément dans plusieurs pertes. Les traçages « polychromes » ont été repris notamment par RAVBAR *et al.* (2010) sur le système de la grotte de Planinska en Slovénie pour l'identification des relations pertes-résurgences.

Le traçage en tant que moyen de délimitation des bassins versants reste contraint par la limite de détection du traceur injecté et l'atténuation ou la rétention du traceur dans l'aquifère reste

un obstacle important. GOLDSCHIEDER *et al.* (2003) ont injecté  $1.7 \cdot 10^{12}$  microbille dans les spas de Stuttgart mais n'ont pu récupérer que 14 de ces microbilles. De même MAURICE *et al.* 2010 montrent l'importante atténuation que peut engendrer un réseau karstique distributif à l'aval du point d'injection. Cependant les progrès réalisés dans les outils de détection (principalement les spectrofluorimètres immergés autorisant une mesure in situ en continu) ont permis d'abaisser les limites de détection et de considérer l'absence de signal comme un résultat en soi (WHITE, 2002).

### ***1.B.2. Origine verticale ou compartimentale***

La détermination des contributions à l'écoulement provenant des différents compartiments de l'aquifère est au cœur de l'hydrogéologie karstique. Cette détermination s'appuie sur les données dynamiques et chimiques. Le principe majeur est l'attribution d'une signature caractéristique à chacune des « origines de l'eau » : pluie, sol, épikarst, réserve suspendue de la zone de transmission, zone saturée. Partant de cette signature, il est possible de décomposer les participations de chaque compartiment aux variations hydrodynamiques et chimiques des écoulements.

#### *1.B.2.1. La signature attendue des différents compartiments*

Bien que chaque site d'étude soit un cas particulier, parfois unique, avec ses propres caractéristiques et influencé par l'environnement actuel et par les conditions de sa genèse, on peut reconnaître certaines constantes à travers les nombreux exemples d'études de la littérature. Ainsi, deux sous-ensembles du karst, aux limites floues, sont définis :

- « la proche surface » qui comprend le sol et l'épikarst,
- « la profondeur » assimilée à la zone de transmission et à la zone saturée.

#### \* Le pôle proche surface

La « proche surface » englobe le sol, l'épikarst et ses comblements sédimentaires ainsi que les couvertures sédimentaires y compris celles sur lesquelles l'eau peut ruisseler avant d'atteindre le milieu karstique. Cependant, il est primordial de garder à l'esprit qu'il ne s'agit pas ici de l'eau de ruissellement de surface, mais bien d'eau du massif rocheux ayant séjourné près de la surface. Les eaux de la zone de proche surface sont caractérisées par des concentrations relativement plus fortes en ions allochtones, c'est-à-dire non originaires des roches carbonatées.

### Influence de l'évapotranspiration

LEANEY et HERCZEG (1995) ont insisté sur les phénomènes de reconcentration dans les sols, mais également dans l'épikarst des ions chlorure et sodium issus des pluies à cause de l'évapotranspiration. Le chlorure et le sodium ont majoritairement une origine océanique et sont apportés par les pluies sauf cas particulier de pollution ou de présence d'halite. La reconcentration implique la conservation du ratio Na/Cl et l'alignement des échantillons sur la droite océanique dans le repère (Cl ; Na) en milléquivalent. L'évapotranspiration est également impliquée dans la reconcentration d'autres ions originaires des pluies, tel le sulfate lorsqu'il ne provient pas d'évaporites locales, mais aussi dans un enrichissement des isotopes lourds de l'oxygène et de l'hydrogène. BAR-MATHEWS *et al.* (1996) proposent un enrichissement de 1.5‰ pour le mélange eaux de pluie et résidu d'évapotranspiration dans l'épikarst. Le phénomène d'évapotranspiration est maximum en région semi-aride (HERCZEG *et al.* 1997 ; KHAYAT *et al.* 2009) ou en été lorsque la demande en eau par les végétaux est maximum. Au contraire, le potassium tend à diminuer sous les mêmes conditions suite à une consommation plus importante par les végétaux en croissance (KARIMI *et al.* 2005).

### Influence des argiles

La concentration plus importante de potassium dans les eaux de proche surface est due à l'altération des silicates (HEM, 1985) contenus dans l'argile. L'argile est présente dans les résidus de dissolution du calcaire dans l'épikarst, dans les sols, dans les altérites ou dans les recouvrements. Le potassium semble constituer un marqueur de surface reconnaissable, cependant les argiles de décalcification sont présentes à tous les niveaux du karst et peuvent, sur certains sites perturber l'interprétation de ce signal. Les argiles jouent un autre rôle en agissant sur le sodium (diminution de la concentration) à travers le phénomène d'échange cationique (AQUILINA *et al.* 2006).

### Influence de la proximité du sol

La proximité du sol et de la végétation conduit à un marquage spécifique sur trois paramètres : le Carbone Organique Total (COT), la pression partielle de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>), le ratio isotopique  $\delta^{13}\text{C}$ .

Les fortes concentrations de COT sont associées aux eaux de la proche surface, plus proches de la source de carbone (EMBLANCH *et al.* 1998, 2006 ; BATIOU *et al.* 2003a, 2003b ; BLONDEL, 2008). La mesure du Carbone Organique Dissout (COD) étant plus aisée à mettre en œuvre, certains auteurs (CHARLIER *et al.* 2010) se sont appuyés sur la relation entre le

COT et la fluorescence du COD proposée par CUMBERLAND (2007). Dans les eaux karstiques à faible teneur en matière organique, l'approximation  $COD \approx COT$  peut être acceptée.

Nous avons rappelé précédemment (cf. I.A.2.2) que le  $CO_2$  est majoritairement produit dans les sols par les bactéries et les plantes. Une eau circulant dans ou à proximité de ce milieu est plus susceptible d'avoir une forte teneur en  $CO_2$  dissout. Il est possible alors de considérer la  $pCO_2$  comme un marqueur de la proche surface (SHUSTER et WHITE, 1971, 1972 ; DRAKE et HARMON, 1973 ; ATKINSON, 1977 ; TRAILKILL et ROBLE, 1984 ; TOOTH et FAIRCHILD, 2003 ; VERSPER et WHITE, 2004 ; KARMANN *et al.* 2007 ; LIU *et al.* 2007).

Le  $CO_2$  produit dans les sols est caractérisé par un appauvrissement caractéristique en isotope lourd du carbone ( $^{13}C$ ) qui se traduit par des faibles valeurs du ratio isotopique  $\delta^{13}C$ , entre -20‰ et -25‰ (SPÖTL *et al.* 2005). La mesure reste cependant assez dépendante des conditions de site : CERLING *et al.* (1991) trouve -23.3‰, DAVIDSON (1995) propose -20.1‰, EMBLANCH *et al.* (1998) et VADILLO *et al.* (2010) donnent -22‰, Nous n'exposerons pas dans cette partie généraliste les concepts relatifs à la mesure du  $\delta^{13}C$ , ceux-ci seront traités ultérieurement dans le chapitre V.

### Influence des pollutions

Les eaux de la proche surface sont les plus vulnérables aux pollutions à l'origine de deux composés: phosphate et nitrate. Le phosphate est le plus souvent un marqueur des pollutions anthropiques puisqu'il est très présent dans les lessives et produits ménagers (HEM, 1985). Il existe d'autres sources de phosphate, cependant minoritaires. Le nitrate provient de différentes sources évoquées précédemment (I.B.1.1). La proximité de la source du contaminant implique une plus forte concentration en sub-surface qu'en profondeur. L'existence de cas de puits apportant directement les ruissellements de surface vers la zone profonde n'est pas remise en cause, néanmoins ces cas sont assez rares pour que l'on puisse considérer le nitrate, et les autres composés nitrés (notamment les nitrites et l'ammoniaque) comme des ions allochtones spécifiques de la zone supérieure du karst.

#### \* Le pôle matrice

La « matrice » peut être assimilée aux écoulements lents présents dans la zone de transmission et à la zone saturée. Cette notion est étroitement liée au temps de séjour de l'eau : plus longtemps l'eau reste en contact avec la matrice carbonatée, plus elle en est « imprégnée ».

En l'absence de dolomie, la teneur en magnésium dans les eaux karstiques est relativement faible. De même, dans les réservoirs carbonatés la silice n'est présente qu'en faibles proportions. Des calcaires fortement gréseux ou les argiles de décalcifications peuvent cependant influencer sur cette proportion. Les mises en solution de la silice et du magnésium sont des processus lents qui implique un temps de contact prolongé entre l'eau et la matrice. Ces conditions sont plus souvent réunies dans la zone profonde (Zone saturée et zone de transmission) que dans la zone de proche surface (sol et épikarst) faisant de la silice et du magnésium des marqueurs caractéristiques (CELLE-JEANTON *et al.* 2003 ; BATIOT, 2002 ; BATIOT *et al.* 2003 ; ANDREO *et al.* 2002 ; BARBERA et ANDREO, 2010). Citons pourtant l'exemple des sols podzoliques et de leur impact sur le magnésium et la silice décrite par WELS *et al.* (1991) ou de la couverture de loess qui donne à l'eau du Bébec une concentration élevée en silice bien avant sa perte dans l'aquifère de Norville en Normandie (MASSEI *et al.* 2002 ; FOURNIER *et al.* 2007). Egalement, en tant que contre-exemple, BAKALOWICZ et JUSSERAND (1986) parlent d'un stockage prolongé près de la surface sur le site de Niaux.

Pour les paramètres présentés précédemment, la zone profonde réagit à l'inverse de la zone de proche surface. Elle est ainsi caractérisée par de faibles proportions d'ions allochtones (chlorures, sodium, potassium) et de résidus de pollutions (nitrate et phosphate). L'éloignement par rapport à la source de matière organique implique de faibles valeurs en COT et une plus faible quantité de CO<sub>2</sub> dissout. Enfin le  $\delta^{13}\text{C}$  est plus enrichi en isotope lourd (il est donc moins négatif) à cause de l'influence de la matrice dont le ratio isotopique est proche de zéro (CLARK et FRITZ, 1997).

#### *I.B.2.2. L'hydrodynamique*

L'hydrogramme d'une émergence apporte beaucoup d'informations sur le système karstique. Le temps de réponse à l'événement pluvieux et la vitesse d'augmentation du débit qualifient la réactivité du système. La forme elle-même de l'hydrogramme est vecteur d'information : un plateau peut être le signe de l'activation d'une source de débordement (BONNACI, 1995 ; SMART, 1983). La courbe de récession particulièrement permet :

- l'attribution de coefficient de récessions aux différentes parties du système participant à l'écoulement. Dans le cas le plus général, la récession est décomposée en trois : drainage rapide des conduits, écoulement intermédiaire et drainage lent des pores et des fissures. BONNACI (1993) propose une étude intéressante sur les formes de

courbes de récession. Cependant FORD et WILLIAMS (2007) pointent un manque de réalisme dans le concept ainsi développé car elle implique une vidange successive des différentes entités,

- l'estimation des volumes d'eau de crue et d'eau des réserves (ou volume dynamique) à partir de la méthode proposée par MANGIN (1975) basée sur la formule de MAILLET (1905).

### I.B.2.3. La quantification des contributions au débit

La combinaison des hydrogrammes avec les chimiogrammes a considérablement amélioré la perception du rôle des composants du système karstique. Cette approche a notamment permis une quantification de leur participation à l'écoulement par décomposition de l'hydrogramme.

La méthode s'appuie sur une équation de mélange entre plusieurs pôles de mélange auxquels sont attribuées des valeurs, supposées constantes, d'un paramètre. La reconstitution du signal mesuré en fonction du mélange des comportements extrêmes donne au final la contribution des différents pôles. La difficulté de cette approche repose d'une part dans le choix d'un paramètre représentatif des comportements extrêmes et d'autre part dans la mesure de ce paramètre.

Les équations de mélange (équations (I.2) à (I.4)) donnent le cas général pour la reconstitution d'un signal mesuré par un mélange entre deux pôles, A et B, en fonction d'un paramètre quelconque mesuré à l'exutoire et connaissant des valeurs constantes de ce paramètre pour A et B :

$$(I.2) Q_{mesuré} = Q_A + Q_B$$

$$(I.3) Q_{mesuré} \times Paramètre_{mesuré} = Q_A \times Paramètre_A + Q_B \times Paramètre_B$$

$$(I.4) Q_A = Q_{mesuré} \times \frac{Paramètre_{mesuré} - Paramètre_A}{Paramètre_B - Paramètre_A}$$

Selon le site, A et B peuvent se référer aux eaux de pluies ou d'étiage, aux eaux du sol, de l'épikarst, de la zone de transmission ou de la zone saturée. Le paramètre peut être la conductivité, la température, la concentration en une espèce dissoute (Magnésium, Strontium, sulfate, COT) ou un ratio isotopique ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{34}\text{S}$ ,  $^{13}\text{C}$ ). Citons les travaux de séparation entre « eau de pluie » - « eau de réserve » réalisés par FOURNIER *et al.* (2007), DESMARAIS et ROJSTACZER (2002) et PERRIN *et al.* (2003). D'autres auteurs ont tenté une séparation en

fonction de l'origine de l'eau d'infiltration (WELS *et al.* 1991) ou entre les eaux de la zone non saturée et les eaux de la zone saturée (LASTENNET, 1994 ; EMBLANCH, 1997 ; EMBLANCH *et al.* 2003 ; EINSEDEL, 2005).

La combinaison de plusieurs marqueurs spécifiques permet d'affiner la séparation. Ainsi LEE et KROTHER (2001) séparent les eaux de pluie du reste de l'écoulement à partir des ratios isotopiques de l'oxygène 18, puis quantifient les contribution respectives de la zone non saturée et de la zone saturée grâce au marquage spécifique en sulfate des eaux de la zone saturée (dû à la présence de gypse). Des décompositions similaires en plusieurs étapes sont présentées par LEE et KROTHER (2002), TRČEK (2003) et MOOR *et al.* (2009). Enfin la méthode EMMA (End-Member Mixing Analysis) proposée par CHRISTOPHERSEN *et al.* (1990) et HOOPER *et al.* (1990) représente une autre approche basée sur le calcul de barycentre entre plusieurs pôles. GARRY (2007) propose une application originale basée sur les pôles silice, magnésium et COT.

### ***1.B.3. Origine temporelle de l'eau***

Il existe un grand nombre de méthodes pour déterminer l'âge de l'eau. Cependant beaucoup de ces méthodes ne sont réellement applicables qu'à certains sites et sous des conditions restrictives. Un traitement particulier sera réservé, du fait de leur facilité de mise en œuvre, aux datations à partir des isotopes  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  ainsi qu'à l'utilisation des marqueurs spécifiques tels le COT, le Magnésium et le  $^{15}\text{N}$ .

#### *1.B.3.1. Datation par les isotopes de l'eau : $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$*

Nous ne saurons présenter dans ce court chapitre une explication plus détaillée que celle proposée par APPELO et POSTMA (2005) ni plus pédagogique que celle de CLARK et FRITZ (1997). Les  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^2\text{H}$  sont des outils de comparaison du ratio isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau par rapport au ratio de référence : le SMOW (Standard Mean Ocean Water). Les diverses molécules d'eau, composées d'isotopes lourds ou légers d'oxygène et d'hydrogène (8 combinaisons sont possibles) présentent des tensions de vapeur saturante différentes.

Lors d'un changement de phase, un fractionnement intervient entraînant un enrichissement ou un appauvrissement en isotope lourd. La nature est paresseuse et privilégie la solution la moins coûteuse en énergie : les passages « solide vers liquide vers gazeux » se font dans le sens de l'appauvrissement en isotope lourd. Il est en effet plus facile, par exemple lors de l'évaporation, de faire s'élever vers l'atmosphère une molécule légère plutôt qu'une molécule

lourde. L'eau liquide restante est enrichie de façon relative en isotope lourd. A l'inverse, lors de la condensation aboutissant aux pluies, il est moins coûteux en énergie de « déléster » le nuage des molécules lourdes. La pluie est alors enrichie par rapport au nuage, lui-même appauvri par rapport à l'océan de référence.

Ces phénomènes ont des conséquences spatiales et temporelles qu'il est possible d'exploiter en hydrogéologie. Le marquage isotopique est fonction : i) de la température, corrélée à l'altitude ii) de l'éloignement par rapport à la côte iii) de la latitude iv) de la saison.

Plus la température est basse, en altitude, moins les molécules lourdes sont gardées dans le nuage : les pluies sont enrichies en isotopes lourds (cf. I.B.1.2 pour l'utilisation de ces caractéristiques par MUDRY, 1981 et ANDREO *et al.* 2004 pour la spatialisation de la zone de recharge). L'éloignement par rapport à la côte, ou effet de continentalité, est la conséquence de l'appauvrissement relatif du nuage en isotope lourd au fur et à mesure que les pluies le font disparaître du nuage. Les pluies des zones continentales proviennent de nuages plus appauvris, elles sont à leur tour plus appauvries en comparaison des pluies côtières.

L'effet thermique intervient également en amont des précipitations sur l'appauvrissement relatif du nuage créé depuis les masses océaniques : lorsque la latitude augmente et que la température de l'eau baisse, les nuages sont plus pauvres en isotope lourd. De même, en hiver lorsque les températures sont plus froides, les nuages et les pluies qui en proviennent sont plus pauvres en isotopes lourds.

Sur un bassin donné, où l'altitude, la latitude et l'éloignement de la côte sont constants, le marquage isotopique des eaux de pluies va principalement varier de façon saisonnière. Il n'est cependant pas question d'une variation sinusoïdale parfaite compte tenu des multiples paramètres qui influent sur ce signal.

L'estimation du temps de séjour de l'eau dans le massif peut être réalisée par comparaison du signal « eau de pluie » par rapport au signal « eau du karst » à travers l'étude des isotopes  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  puisqu'ils sont, par définition, conservatifs. Ainsi PERRIN *et al.* (2003) mettent en évidence un séjour de l'eau dans l'épikarst d'au moins quelques mois, sans toutefois quantifier ce temps de séjour. Par une étude des prélèvements en fonction de leur origine dans l'aquifère karstique, CRAS (2005) donne des temps de séjour de l'eau variant de plus d'un an dans le réservoir profond, de 10 à 50 semaines dans la proche surface et de seulement quelques semaines à moins de 30 cm de la surface. Enfin, à partir d'un échantillonnage fin et régulier sur deux cycles hydrogéologiques, LOPEZ (2009) a expliqué les variations du signal de l'eau épikarstique par un mélange entre des eaux récentes (15 jours) et anciennes.

### *I.B.3.2. L'utilisation répandue des traceurs du temps : COT, Mg et <sup>15</sup>N*

#### Le Carbone Organique Total (COT)

Nous avons vu au chapitre I.B.2.1 que le COT trouve son origine dans les sols. En plus d'être un marqueur de la proche surface, sa décroissance rapide une fois éloigné de la source de production, en fait un bon indicateur du temps de séjour de l'eau. BATIOU (2002) propose une estimation de la décroissance du COT au fur et à mesure de sa consommation par la faune microbienne de l'eau. La relation a été établie à partir de mesures en surface et en profondeur sur le système de Fontaine de Vaucluse et des sources alentour.

#### Le magnésium

Le magnésium est pour sa part un témoin des longs temps de contact entre l'eau et la matrice. TOOTH et FAIRCHILD (2003) ont mis en évidence la contribution d'eaux anciennes à l'égouttement des stalactites à travers le rapport magnésium/calcium. CELLE-JEANTON *et al.* (2003) ont établi une corrélation entre le signal magnésium et une augmentation du  $\delta^{13}\text{C}$  suite à un temps de contact prolongé entre l'eau et la matrice carbonatée. Enfin VALDES *et al.* (2007) et DANQUIGNY *et al.* (2010) montrent l'augmentation des teneurs en magnésium dans les eaux à long temps de séjour. MORAL *et al.* (2008) s'appuient également sur le magnésium pour distinguer les eaux jeunes des eaux anciennes, ils précisent cependant un biais possible dans la méthode causée par des températures plus élevées favorisant la mise en solution du magnésium.

La comparaison du signal magnésium vs COT permet d'identifier les eaux à long temps de séjour par rapport aux eaux à court temps. GARRY (2007) isole ainsi les eaux d'infiltrations rapides riches en COT et pauvres en magnésium, les eaux intermédiaires avec un temps de séjour suffisant pour une diminution significative du COT et les « eaux anciennes » à forte teneur en magnésium originaires de la zone saturée et des « réserves suspendues » dans la zone non saturée. Des travaux similaires sont produits par CELLE-JEANTON *et al.* (2003), EMBLANCH *et al.* (1998, 2006) et BARBERA et ANDREO (2010). Ces auteurs, ainsi que BATIOU *et al.* (2003), utilisent l'opposition COT-magnésium pour caractériser l'arrivée d'eau jeune lors des crues, marquées par une chute significative de la concentration en magnésium.

#### La dénitrification

À l'instar du COT, la quantité de nitrate dans l'eau diminue avec le temps, consommée par les bactéries : c'est le phénomène de dénitrification ou d'auto-épuration. En cela une contamination des eaux profondes est le signe d'une infiltration rapide depuis la proche

surface. En l'absence de ce type d'apport rapide, certains auteurs utilisent le nitrate pour différencier les eaux anciennes des eaux récentes (BEHNKE, 1975 ; SCANLON, 1990 ; CELLE-JEANTON *et al.* 2003). En plus de la simple diminution de la concentration en nitrate, PANNO *et al.* (2001) mesurent le fractionnement isotopique du  $^{15}\text{N}$  lors de la dénitrification : le diazote produit est allégé, le nitrate restant dans l'eau est plus lourd. Il montre ainsi une dénitrification plus importante dans les eaux de printemps.

#### *I.B.3.3. Les autres moyens de datation*

Sur certains systèmes, d'autres moyens d'accès à l'information « temps de séjour » ont été mis en œuvre. Cependant leur transposition sur d'autres systèmes peut être difficile.

LEANEY et HERCZEG (1995), AQUILINA *et al.* (2006) se basent sur les concentrations en chlorure pour estimer respectivement le temps de progression d'un front d'eau salée et l'origine saisonnière des eaux (les pluies d'été étant plus chargées en chlorure). HERCZEG *et al.* (1997) poussent plus loin l'utilisation du chlorure en tant que marqueur temporel à travers l'étude du  $^{36}\text{Cl}$  issu des essais atomiques atmosphériques.

Un autre sous-produit de ces essais atomiques est le tritium ( $^3\text{H}$ ) utilisé par EINSIEDL (2005) et MALOSEWSKI *et al.* (2002) pour l'estimation des temps de séjour de l'eau. Le tritium peut être utilisé à la fois comme marqueur relatif (avant ou après les gros apports des années 1950 à 1960) ou comme outil de datation précis (cf. APPELO et POSTMA, 2005 pour un exposé détaillé de la méthode).

Enfin la température, ou plus précisément la vitesse d'échange thermique entre l'eau et la matrice est utilisée par MARTIN et DEAN (1999)

### ***I.B.4. Modalité de la réponse aux événements pluvieux***

#### *I.B.4.1. La réponse directe*

La réponse directe se caractérise par une contribution majoritaire de l'eau nouvelle aux premiers instants de la crue (HESS et WHITE, 1987). Les parties capacitives ne participent pas, ou de façon résiduelle, à l'écoulement : le gradient hydraulique est tel que la mise en charge des parties transmissives (conduits, fractures) permet l'alimentation des parties capacitives (Low Permeability Volume, Système Annexe au Drainage, Fissures ou porosité primaire). Dans ce contexte, le passage de l'onde de crue comporte trois étapes, depuis l'état antérieur :

0 – soutien des écoulements de basses eaux par les parties capacitives (c'est « l'état antérieur »),

- 1 – écoulement à l'exutoire des eaux de l'événement. Alimentation des parties capacitatives par les parties transmissives. VESPER et WHITE (2004) ajoutent une étape intermédiaire au cours de laquelle les eaux de l'événement issues d'un écoulement diffus, ou retardé, maintiennent le gradient hydraulique entre les parties transmissives et les parties capacitatives,
- 2 – annulation du gradient et participation des parties capacitatives. Mélange des eaux de l'événement avec les eaux des parties capacitatives. Retour progressif des paramètres physico-chimiques à leur état initial,
- 3 – basses eaux. Les parties capacitatives alimentent les parties transmissives.

Ce schéma s'articule sur une participation successive des parties transmissives puis capacitatives. La transition se marque sur les hydrogrammes par le passage de la décrue linéaire, voire quadratique pour la partie transmissive vers la décrue exponentielle pour la partie transmissive (MANGIN, 1975 ; JEANIN et GRASSO, 1995 ; SCRETON *et al.* 2004 ; BAILLY-COMTE *et al.* 2010). BAILLY-COMTE *et al.* (2010) indiquent également que la réponse de l'aquifère varie selon l'état de remplissage des parties capacitatives et du contraste de perméabilité entre celles-ci et les parties transmissives. La transition entre le drainage des parties transmissives et le drainage des parties capacitatives sera d'autant plus lissée que le réservoir est plein et le contraste faible.

#### *I.B.4.2. L'effet piston*

L'effet piston décrit le renouvellement de l'eau dans un réservoir. L'eau de l'événement pluvieux chasse l'eau résidente issue des pluies précédentes. Il est possible de distinguer deux modalités d'effet piston :

- une chasse des eaux qui soutenaient les écoulements en période de basses eaux,
- une sollicitation des eaux anciennes rarement renouvelées.

#### \* L'effet de chasse

Lors de la mise en charge du système, le débit à l'émergence augmente sans modification des paramètres physico-chimiques de l'eau. Les eaux qui s'écoulaient avant l'événement pluvieux continuent d'être majoritaires lors des premiers temps de la crue. De nombreux auteurs traitent de ce type de comportement avec des variations sur l'origine de l'eau : LASTENNET (1994), DESAMRAIS et ROJSTACZER (2002), TOOTH et FAIRCHILD (2003), KARMANN *et al.* (2007). Ces auteurs ont mis en évidence un écoulement depuis les réserves de la zone non saturée. TRČEK (2003, 2007) et AQUILINA *et al.* (2006) ont précisé cet apport à l'épikarst seul et PERRIN *et al.* (2003) parlent d'une origine successive dans le sol et dans l'épikarst.

À l'instar de la réponse directe, l'effet piston peut être résumé en quatre étapes :

0 – soutien des écoulements de basses eaux par les parties capacitatives,

1 – l'eau de l'événement pluvieux pousse les eaux des parties capacitatives. Augmentation du débit sans modification de la signature physico-chimique. Les eaux nouvelles prennent la place des eaux chassées du réservoir,

2 – l'eau de l'événement pluvieux a remplacé l'eau précédente et s'écoule à l'exutoire. Le renouvellement peut ne pas être complet en fonction de la pluie (durée, intensité ou délai depuis la pluie précédente) ou de l'état du réservoir. PERRIN *et al.* (2003) proposent un effet « By pass » pour expliquer un mélange, à l'exutoire, des eaux de l'événement et des eaux de réserve,

3 – l'eau de l'événement échange avec la matrice et acquiert une nouvelle signature chimique. Retour progressif aux conditions précédentes la crue,

4 – basses eaux. Les parties capacitatives alimentent les parties transmissives.

Considérant le délai entre le début de l'augmentation du débit et l'arrivée des eaux de l'événement, il est possible d'estimer le volume des parties capacitatives. Cependant, il apparaît nécessaire pour réaliser cette estimation de tenir compte de l'état de remplissage du système. Certains auteurs associent ce volume aux conduits karstiques : les premiers temps de la crue correspondent à la vidange des eaux anciennes présentes dans les conduits (FELTON et CURRENS, 1993 ; BONNACI, 1995 ; RYAN et MEIMAN, 1996).

\* La sollicitation des réserves

Lors des fortes mises en charge, les premières eaux qui passent par l'émergence peuvent montrer une augmentation des marqueurs traditionnels des longs temps de séjour. Il s'agit d'eau provenant de zones rarement sollicitées où l'eau est peu renouvelée. Ce type de comportement a été particulièrement traité sur le système de Fontaine de Vaucluse (LASTENNET, 1994 ; LASTENNET et MUDRY, 1997 ; EMBLANCH, 1997 ; EMBLANCH *et al.* 2003 ; GARRY, 2007) et s'est vérifié sur d'autres systèmes karstiques (LINAN-BAEANA *et al.* 2008).

Les travaux sur les écoulements dans la grotte de Lascaux par LOPEZ (2009) soulignent également la nécessité de la recharge de l'épikarst par les premières pluies avant l'activation des écoulements et que les pluies suivantes puissent se traduire en débit à l'exutoire. La recharge de l'épikarst par les premières pluies favorise un temps de séjour prolongé dans l'aquifère épikarstique qui influe sur la chimie des eaux.

## **I.C. Conclusions sur les écoulements en milieu karstique**

La vision du fonctionnement de l'aquifère karstique a évolué dans le temps et en fonction des auteurs qui ont tenté d'en proposer un schéma. Cependant certaines caractéristiques apparaissent comme des constantes et deux grands types d'écoulement sont envisagés : écoulement Lent et écoulement Rapide. Le Tableau I.1 fait une synthèse des interprétations classiques des paramètres physico-chimiques des eaux qui aboutissent à la classification dans l'un ou l'autre de ces deux grands types d'écoulement.

Les outils communément utilisés pour l'étude des écoulements karstiques se classent eux aussi en terme de vitesse d'écoulement, ce qui revient à considérer des temps de séjour courts ou prolongés. À cette distinction s'ajoute une catégorisation en fonction de l'origine supposée de l'eau : proche surface ou profondeur (Tableau I.2).

ATKINSON 1973, 1977 SHUSTER et WHITE 1971, 1972 DRAKE et HARMOND 1973	Diffuse Flow (ISc=0, Température stable)	Conduit Flow (ISc<0, température variable)
MANGIN 1975	Différé (contribution max en fin de crue)	Direct (contribution max en début de crue)
LASTENNET 1994, et al 1997 EMBLANCH 1997, et al 2003 BATIOT 2000, et al 2002, 2003 CELLE-JEANTON et al 2003	Long temps de séjour (riche en Mg <sup>2+</sup> , SiO <sub>2</sub> )	Court temps de séjour (riche en COT, NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )
BAKALOWICZ 1979 HERCZEG et al 1995, 1997 PANNO et al 2001 KARIMI et al 2007	Marquage matrice (riche en Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> moins appauvri en <sup>13</sup> C, conductivité élevée)	Marquage Surface (riche en NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , Na <sup>+</sup> , Cl <sup>-</sup> , pCO <sub>2</sub> appauvri en <sup>13</sup> C)
	LENT	RAPIDE

**Tableau I.1 : Synthèse des caractéristiques des écoulements**

	Court temps de séjour	Long temps de séjour
Proche - Surface	<u>Ruissellement et pollution</u> $\text{NO}_3^-$ , $\text{PO}_4^{3-}$ , $\text{K}^+$ : élevés <u>Évapotranspiration</u> $\text{Na}^+$ , $\text{Cl}^-$ , $\text{SO}_4^{2-}$ : élevés <u>Proximité de la zone de production</u> COT et $\text{pCO}_2$ élevés, $^{13}\text{C}$ appauvri (origine gaz)	<u>Marquage par la matrice en éléments à cinétique de dissolution lente</u> $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{Mg}^{2+}$ , $\text{SiO}_2$ : élevés <u>Évapotranspiration</u> $\text{Na}^+$ , $\text{Cl}^-$ , $\text{SO}_4^{2-}$ : élevés <u>Proximité de la zone de production</u> COT et $\text{pCO}_2$ élevés $^{13}\text{C}$ appauvri (origine gaz)
Profondeur	<u>Apport de pollution depuis la surface</u> $\text{NO}_3^-$ , $\text{PO}_4^{3-}$ , $\text{K}^+$ : élevés <u>Faible dégradation naturelle</u> COT et $\text{NO}_3^-$ : élevés <u>Influence encore forte de la zone de production</u> $\text{pCO}_2$ élevée, $^{13}\text{C}$ appauvri (origine gaz)	<u>Marquage par la matrice en éléments à cinétique de dissolution lente</u> $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{Mg}^{2+}$ , $\text{SiO}_2$ : élevés <u>Éloignement de la zone de production</u> $^{13}\text{C}$ moins appauvri (origine roche) $\text{pCO}_2$ faible <u>Dégradation naturelle</u> COT et $\text{NO}_3^-$ : faibles

**Tableau I.2 : Les relations temps de séjour et zone de séjour pour les deux zones de séjour les plus extrêmes : proche surface et profondeur. La zone intermédiaire peut présenter de multiples combinaisons.**

# **CHAPITRE II**

## **Présentation du site d'étude**

Le Périgord est connu pour son patrimoine préhistorique et en particulier ses grottes en milieu karstique. Certaines sont célèbres (Font de Gaume, Rouffignac, Maxenge), d'autres sont plus encore (Lascaux). La grotte de Cussac n'est pas (encore) connue du public malgré les gravures remarquables et les sépultures qu'elle contient.

Le site d'étude s'étend aux abords de la grotte de Cussac. Nous ferons dans une première partie une description géographique et morphologique du site ainsi qu'une présentation du climat. La pluviométrie fait l'objet d'une attention particulière et s'appuie sur une chronique de mesures depuis 2003.

Une seconde partie s'attachera à replacer le site dans le contexte géologique régional et local. Elle sera l'occasion de décrire en détail la grotte de Cussac (morphologie, topographie, intérêt archéologique) et les deux autres cavités présentes à proximité. Nous présentons au terme de cette seconde partie une revue de l'ensemble des points d'eau présents à proximité du site bien que seuls les points d'eau suivis avec régularité soient décrits en détail.

L'air de la grotte de Cussac se distingue par de fortes concentrations en CO<sub>2</sub> dont nous présenterons les variations. À travers l'étude de l'aérodologie nous pouvons établir un modèle de « respiration » de la grotte à l'échelle saisonnière. Les modalités de l'évolution de la concentration en CO<sub>2</sub> dans la cavité sont à la base des travaux ultérieurs présentés ensuite dans les chapitres IV et V.

## **II.A. Présentation du site de la grotte de Cussac**

Le site d'étude est localisé à proximité de la confluence des deux rivières principales du département, la Dordogne et la Vézère. La topographie, légèrement vallonnée et le climat tempéré sont décrits plus en détail dans cette partie.

### **II.A.1. Localisation**

La localisation du site s'attache à décrire son cadre géographique et morphologique. Des précisions sur la couverture végétale sont également présentées.

#### *II.A.1.1. Géographie*

Le site d'étude est localisé sur la commune de Buisson de Cadouin, dans le département de la Dordogne (24). La confluence de la Dordogne et de la Vézère se situe à Limeuil, à 6 km au nord-est, Le Bugue est à 12 km dans le prolongement de cet axe. La commune de Buisson-de-Cadouin résulte de la fusion administrative de plusieurs bourgs en 1974 dont les deux principaux sont Le Buisson (44°50'36.68''N 0°54'27.32''E) et Cadouin (44°48'43.05''N 0°52'24.63''E). Le hameau de Cussac, rattaché dès 1960 au Buisson, est le bourg le plus proche de la grotte à laquelle il a donné son nom. L'entrée de la grotte est située à proximité du lieu-dit le moulin de Cussac, sur la rive droite du Belingou.

Le site d'étude, présenté sur la Figure II.1, couvre une surface de presque 20 km<sup>2</sup> et présente une forme globalement triangulaire à pointe vers le sud. La pointe sud correspond au village de Cadouin, le bord ouest est matérialisé par le ruisseau le Belingou et le bord est par le ruisseau le But. Au nord, la Dordogne forme la base du triangle. Le Belingou et le But se jettent tous deux dans la Dordogne, respectivement à Calès et au Buisson. La partie ouest a été la plus étudiée et particulièrement la zone aux abords du Moulin de Cussac.

Les cavités de Cussac, du Pigeonnier et du Laminoir noyé sont localisées sur la Figure II.1, elles seront décrites plus précisément en partie II.B.2.

L'altitude minimale est proche de 60 m aux bords de la Dordogne au niveau des cingles de Tremolat et de Limeuil. Cependant, entre ces parties basses et alluviales, les bords de la Dordogne sont plus abrupts, d'Allès au port de Tremolat avec une altitude voisine de 130 m. l'altitude maximale, autour de 210 m, est atteinte à Pechpugné, Briquetau et Montplaisant, en surplomb de Cadouin.

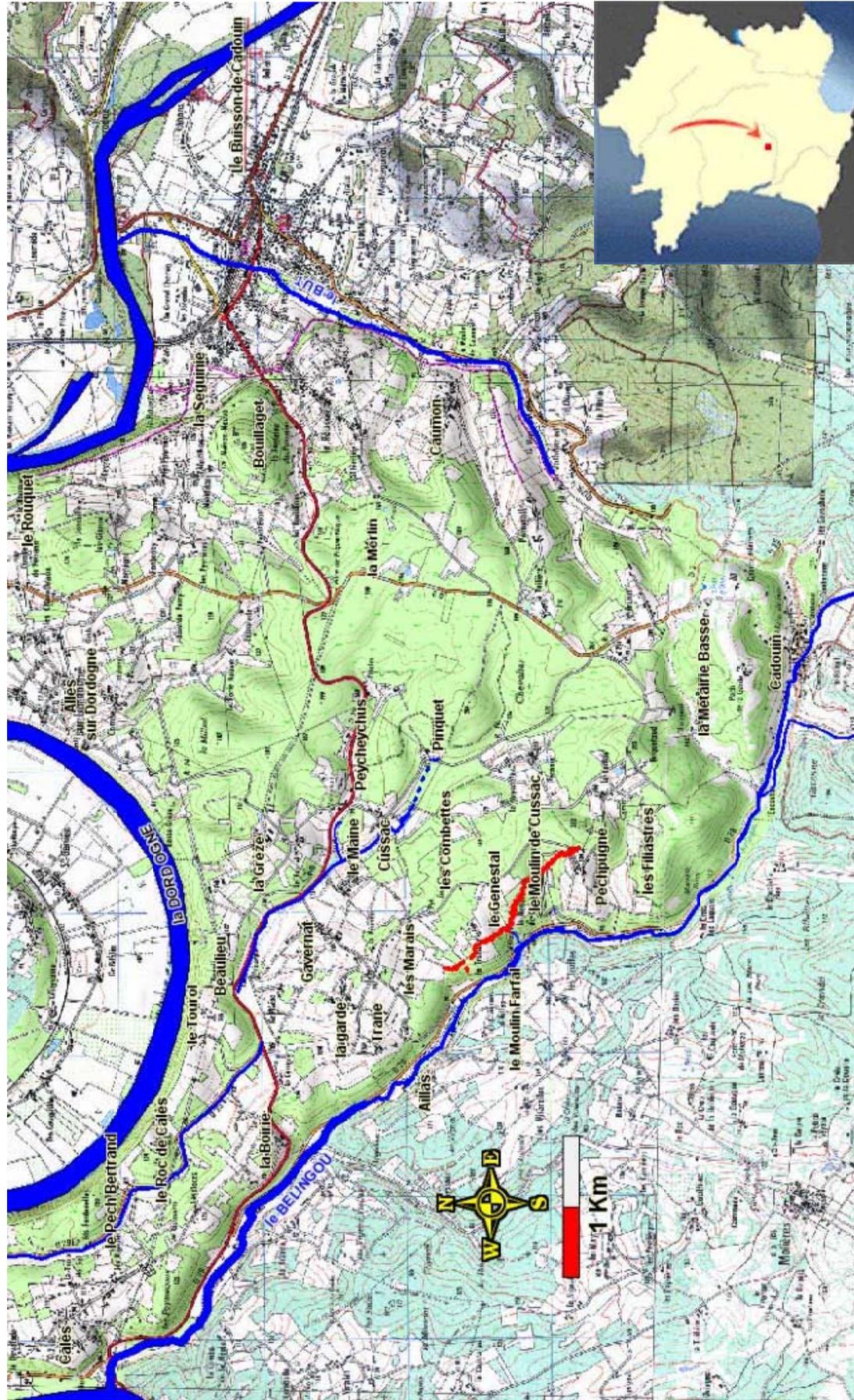


Figure II.1 : Localisation géographique des grottes de Cussac, du Pigeonnier et du laminoir noyé. Les cavités positionnées en rouge. D'après les fonds de carte IGN 1/50 000 et 1/25 000 de Belvès (1937E), de Beaumont (1937O), de Lalinde (1936O) et des Eysies (1936ET).

### *II.A.1.2. Morphologie et topographie*

Au sud du site, le village de Cadouin à 130 m d'altitude est entouré d'un plateau de près de 200 m d'altitude (dont Montplaisant, cf. supra). De là partent deux promontoires :

- En direction du nord-ouest, vers la Garde puis Calès,
- En direction du nord, vers la Merlin où il se sépare en trois ramifications, vers Caumon à l'est, vers la Joncaille au nord et vers La Grèze au nord-ouest.

Ce dernier est contigu aux buttes du bord de la Dordogne, à Beaulieu, le Tourol et le Pech Bertrand.

Comme évoqué précédemment, ces ensembles sont bordés par le réseau hydrographique, le Belingou à l'ouest et au sud, le But à l'est et la Dordogne au nord.

L'étude s'est concentrée à l'ouest du promontoire de Cadouin-la Merlin-la Grèze auquel nous ferons référence sous le terme de promontoire CMG pour le distinguer du promontoire de Cadouin-la Garde-Calès appelé promontoire CGC. Entre ces deux zones de plateau, à 190 m, se trouve le vallon de Cussac à une altitude de 120 m. Ce vallon est drainé par un ruisseau, le ruisseau de Cussac, qui s'écoule vers le nord-ouest, parallèlement au promontoire CGC. Le ruisseau est bloqué par les buttes du bord de Dordogne et, après un bref passage est-ouest au nord de Gavernat, il reprend une direction nord-ouest jusqu'à se jeter dans la Dordogne à Traly au nord de Calès.

On peut ainsi résumer la morphologie de cette partie ouest à un promontoire orienté nord-ouest partant des abords de Cadouin (200 m) vers la Gade (130 m) puis Calès (100 m) bordé par le Belingou à l'ouest et le ruisseau de Cussac à l'est. Ce dernier est flanqué en rive droite par le promontoire de Cadouin, la Merlin (190 m) et la Grèze (160 m) puis les buttes de bord de Dordogne (130 m).

Le promontoire CGC est entaillé de plusieurs talwegs. Ceux-ci sont nommés en fonction du lieu-dit dans le prolongement de leur axe depuis le Belingou avec, du nord au sud, les talwegs de Trane, les Marais, les Combettes, le Genestal, entre le Moulin de Cussac et Pechpigné, les Filiastres et la Métairie Basse. L'orientation des talwegs varie graduellement de N54 à Trane jusqu'à N100 aux Filiastres. Le talweg de la Métairie Basse est particulier et peut être partagé en deux morceaux articulés sur le corps de ferme de la dite métairie et orienté depuis le Belingou N40 puis N70.

Aucun de ces talwegs ne présente actuellement d'écoulement pérenne.

### *II.A.1.3. Végétation et occupation du sol*

L'environnement du site d'étude est rural, avec une forte dominance d'espaces naturels et une faible densité de population (Annexe 1). Le site est recouvert à 65% de forêts, dont 90% de feuillus des forêts naturelles et 10% de conifères issus d'exploitations sylvicoles. De nombreuses prairies sont visibles sur le terrain et couvrent environ 25% de la surface. À celles-ci s'ajoutent les champs des exploitations agricoles qui représentent seulement 2% de la surface.

À l'exception du village de Cadouin, les zones habitées (maisons et jardins privés) représentent 5% de la surface. Signalons la présence de zones d'activités particulières représentant une fois cumulées, 3% de la surface du bassin : les routes, un camping et un centre de tri des ordures ménagères (SMICTOM pour Syndicat Mixte Inter Communal de Collecte et de Tri des Ordures Ménagères). Celui-ci est implanté sur une ancienne décharge qui a fonctionné de 1977 à 1999. Elle comporte 7 fosses de 30 m de large, 50 à 60 m de long et 6 à 7 m de profondeur. Le camping et le SMICTOM sont positionnés en Annexe 2.

### **II.A.2. Climat**

Les caractéristiques climatiques sont prises en compte à travers les résultats des stations de mesures du réseau de Météo-France et de celle mise en place à l'occasion de la thèse. La pluviométrie est analysée afin de définir les pluies brutes et les pluies nettes sur le site.

#### *II.A.2.1. Mesures des paramètres météorologiques*

Nous avons installé à proximité de l'entrée de la grotte de Cussac une station de mesures météorologiques rassemblant :

- un anémomètre (précision  $\pm 0,3$  m/s),
- un humidimètre (précision  $\pm 5\%$ ),
- un baromètre (précision  $\pm 0,5$  hPa),
- un thermomètre (précision  $\pm 0,3$  °C),
- un capteur de pluie à compteur d'impact (précision  $\pm 5\%$ ),
- un pluviomètre à auget avec récupérateur (mesure minimum de 0,2 mm), fabriqué et distribué par SOCRIMA.

La centrale d'acquisition est programmée pour réaliser une mesure de ces paramètres toutes les 30 minutes depuis le 22 février 2008. L'implantation répond, autant que possible aux

critères spécifiés par Météo France vis-à-vis de l'éloignement des arbres et de la hauteur du pluviomètre. Cependant les contraintes du site ont limité les choix d'implantation. Ces mesures sont comparées avec les relevés pluviométriques journaliers de Météo France dont la station est basée au Buisson (station de type 4 n° 24068001(4)) distante de 5 km et les mesures réalisées à la station du Gourdon (station de type 0, avec mesure d'évapotranspiration, n° 46127001(0)) distante de 43 km vers le sud est. Les données ont été achetées à Météo France pour les années 2003 à 2009.

Les chroniques des mesures de température, vitesse et orientation du vent ainsi que les précipitations sont rassemblées sur la Figure II.2. La sonde de température présente sur le capteur ne permet pas de mesurer les températures négatives atteintes durant quelques jours pendant l'hiver.

#### *II.A.2.2. Conditions atmosphériques sur le site de la grotte de Cussac*

Le vent est majoritairement orienté N50° à N70° et N120° à N160° (Figure II.2). Ces directions correspondent respectivement au talweg du Genestal et à l'axe de la vallée du Belingou à proximité de la station de mesure. La vitesse moyenne du vent enregistrée est très faible, inférieure à 1 km/h. Cette valeur peut s'expliquer par le positionnement de l'anémomètre dans une clairière, cernée d'arbres d'une vingtaine de mètres de hauteur et distants de 15 m à 40 m. Les vitesses moyennes les plus élevées correspondent à l'axe de la vallée du Belingou, avec des valeurs légèrement plus fortes pour les vents remontant la vallée. Au contraire, les rafales de vent les plus fortes sont enregistrées dans l'axe du talweg du Genestal (Figure II.2). Plus que la localisation géographique, la morphologie du site joue un rôle essentiel et dominant sur l'orientation et la force du vent.

L'humidité relative de l'air varie de 0 à 100%, cependant la moitié des mesures est comprise entre 90% et 98% d'humidité relative. Les mesures descendent rarement sous 40% au cours de l'année, et rarement sous 60% de mi-octobre à mi-février. Naturellement, au cours d'une journée l'humidité relative est maximum lorsque la température est minimum.

La pression atmosphérique ne montre pas de cyclicité particulière. Elle varie de 964 à 1025 hPa. Les événements pluvieux se produisent lors des baisses relatives de la pression atmosphérique. Cependant il n'est pas possible de déterminer un seuil de pression pour l'occurrence d'une précipitation. Ainsi des baisses sont observées sans être pour autant suivies de pluies.

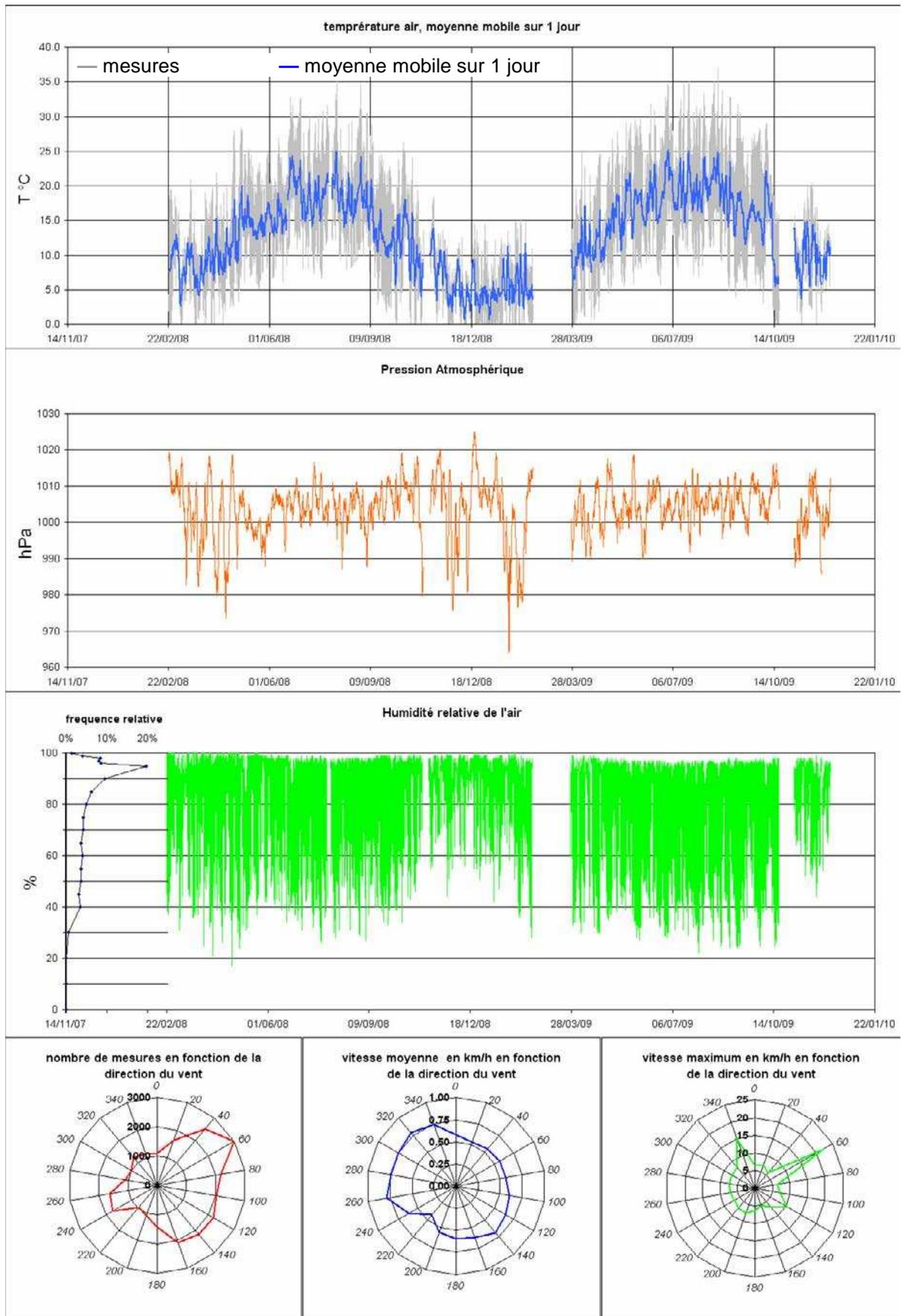
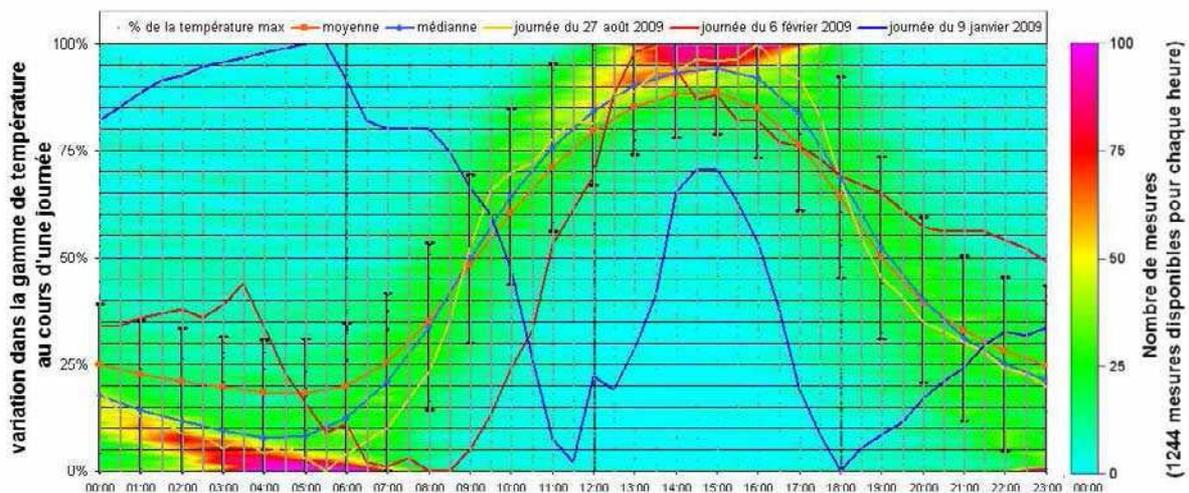


Figure II.2 : Variation des paramètres climatiques enregistrés aux abords de la grotte de Cussac : température de l'air, pression atmosphérique, humidité relative, direction et vitesse du vent.

### II.A.2.3. Température

La température varie saisonnièrement avec en moyenne sur les années 2008 et 2009 : 5°C en hiver, 13,5°C au printemps, 18,5°C en été et 10°C en automne (Figure II.2).

Pour chaque jour la température, mesurée de 0h00 à 23h30 toutes les demi-heures, est ramenée à un pourcentage entre les valeurs minimum et maximum du jour considéré. On parle alors de pourcentage de température dans la plage de variation du jour considéré. Cette construction permet de comparer les journées entre elles, de 0h00 à 23h30 tout en s'affranchissant des tendances saisonnières (Figure II.3).



**Figure II.3 : Pourcentage de la gamme de température entre le minimum (0%) et le maximum (100%) en fonction de l'heure au cours d'une journée. Pour la période 1244 mesures sont disponibles pour chaque demi-heure, leur répartition est représentée par une échelle de couleur.**

Les mesures du 9 janvier 2009, du 6 février 2009, et du 27 août 2009 sont mises en lumière à titre d'exemple. Prenons comme élément de comparaison les températures minimum, maximum et à 14h00 :

- le 6 février 2009 la température maximum de 10,1°C est atteinte à 13h30 et la température à 14h, mesurée à 9,5°C correspond à 94% de la plage de variation de température de ce jour (le minimum de 0% étant mesuré à 0,1°C à 8h00),
- le 27 août 2009, de la même manière, la température maximum de 30,3°C est atteinte à 16h (100%), la température minimum de 13,1°C à 5h30 (0%) et la température à 14h est de 29,2°C soit 94% de la plage de variation de température mesurée ce jour,

- le 9 janvier 2009, au contraire, la température maximum de 9,7°C est atteinte à 5h30 (100%), la température minimum de 0,2°C à 18h00 (0%) et la température à 14h00 est de 6,4°C soit 65% de la plage de variation de température mesurée ce jour.

La moyenne de température est calculée pour chaque heure et on constate, de façon attendue, que la température moyenne est minimum entre 4h00 et 5h00 et maximum entre 14h00 et 15h00. Il s'agit de tendances soumises à une forte variabilité d'une journée à l'autre en fonction de divers paramètres climatiques : précipitations, coup de vent, période plus froide ou plus chaude durant quelques jours.

La température maximum peut être atteinte à toute heure. Cependant la densité des points de mesure montre qu'il est plus fréquent, pour un jour pris au hasard, que la température maximum soit atteinte entre 14h00 et 17h00 plutôt qu'entre 4h00 et 5h00. Cette densité de mesure est représentée sur la Figure II.3 par l'échelle des couleurs.

En terme de probabilité, pour un jour pris au hasard, à 14h00 il y a 14% de probabilité d'avoir une température appartenant au dernier centile des températures enregistrées au cours de la journée (plus proche de la température max) et 0.001% de probabilité d'avoir une température appartenant au premier centile (plus proche de la température minimale de ce jour). Autrement dit, il y a presque 170 fois plus de chances qu'à 14h, la température soit proche du maximum plutôt que du minimum, même si cette dernière possibilité n'est pas nulle.

#### *II.A.2.4. Précipitations brutes et efficaces depuis 2003*

Les précipitations annuelles brutes enregistrées à la station du Buisson avoisinent 830 mm pour les années 2003 à 2009, soit la gamme attendue pour un site en Périgord (LOPEZ 2009). Les plus faibles précipitations sont observées en 2005 (661 mm) et les plus fortes en 2008 (1013 mm).

Environ 200 jours par an sont marqués par un événement pluvieux.

Les enregistrements réalisés sur le site de Cussac au pas de temps d'une demi-heure couvre la période du 22 février 2008 au 9 décembre 2009. Cependant les chroniques comportent plusieurs lacunes dues aux aléas de la mesure de terrain : panne d'alimentation, court-circuit, sur tension lors des orages ou maintenance des instruments. Nous parlerons alors de période opérationnelle, c'est-à-dire du 22 février 2008 au 9 décembre 2009 à l'exclusion des lacunes.

Les précipitations sont mesurées sur le site de Cussac par deux systèmes indépendants (compteur d'impact et pluviomètre à auget) pour lesquelles le coefficient de corrélation entre ces outils est de 0,96. Ces mesures sont comparées à celles achetées à Météo France dans le Tableau II.1 qui montre une bonne corrélation (environ 0,75) entre les mesures à Cussac et au Buisson.

coefficients de correlations	Buisson	Gourdon	Cussac Auget	Cussac Impact
Buisson	1	0.66	0.75	0.73
Gourdon		1	0.63	0.59
Cussac Auget			1	0.96
Cussac Impact				1
	Buisson	Gourdon	Cussac Auget	Cussac Impact
Volumes (mm)	1 443	1 463	1 359	1 477

**Tableau II.1 : Corrélations entre les mesures aux stations du réseau météo-France de Gourdon (Lot) et de Buisson de Cadouin (Dordogne), et à l'entrée de la grotte de Cussac par le pluviomètre à auget et le pluviomètre à impact.**

Le pluviomètre à auget de Cussac a enregistré une lame précipitée inférieure de 100 mm par rapport aux autres systèmes de mesure. Il semble moins efficace que le système à compteur d'impact lors des fortes précipitations mais plus adapté aux pluies de faible intensité. Nous utiliserons par la suite les données du pluviomètre à auget, en raison de sa position sur le site d'étude et de son acuité vis-à-vis des pluies de faible intensité.

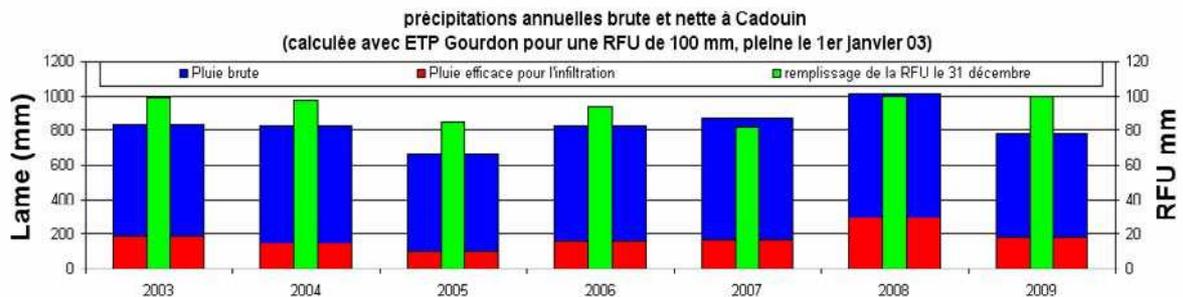
La pluie brute précipitée ne correspond pas à la pluie efficace pour l'infiltration dans le système karstique. Une partie de la pluie brute est reprise par évaporation et par la végétation : c'est l'évapotranspiration potentielle (ETP). Une autre partie de la pluie brute sert à maintenir une réserve facilement utilisable par la végétation (RFU). Une pluie efficace est générée lorsque la pluie brute n'est pas entièrement reprise par l'ETP et que la RFU est pleine. Compte tenu de la végétation et des pentes modérées le ruissellement apparaît négligeable par rapport à l'infiltration

Nous avons utilisé les mesures d'évapotranspiration de la station de Gourdon où les conditions climatiques sont proches de celles rencontrées à Cussac (température, végétation, ensoleillement) pour le calcul des pluies efficaces selon l'équation (II.1), en fonction de l'ETP et de l'état de la RFU.

$$(II.1) \text{ Pluie}_{\text{efficace}} = \text{Pluie}_{\text{brute}} - \text{ETP} - \Delta\text{RFU}$$

Nous avons pris un volume pour la RFU de 100 mm correspondant à la quantité disponible à la fois dans les sols et une partie de l'épikarst. Cette valeur est une estimation acceptable, même en milieu calcaire, pour les zones à climat tempéré. Elle est similaire à la valeur retenue pour le volume de la RFU du système de Lascaux par LOPEZ (2009). En l'absence de précipitation suffisante pour compenser l'évapotranspiration, la quantité d'eau non apportée par la pluie est puisée par le biais des plantes, dans la RFU dont la réserve diminue. Lors d'une pluie suffisante pour compenser l'évapotranspiration, l'eau restante permet de réapprovisionner la RFU ou, si celle-ci a atteint son maximum, à générer une pluie efficace. Afin d'obtenir un signal stabilisé pour la période d'étude, années 2008 et 2009, nous avons démarré le calcul des pluies efficaces dès 2003 avec une RFU considérée comme maximum en début de cette année là. Le Tableau II.2 présente les résultats, par année, des pluies brutes et efficaces ainsi que l'état de la RFU en début de chaque année.

année	Pluie brute	ETP	Pluie efficace pour l'infiltration	Pluie efficace pour l'infiltration en % par rapport à la pluie brute	remplissage de la RFU de 100 mm
2003	835	1082	188	22	99
2004	830	915	149	18	98
2005	661	974	104	16	85
2006	827	982	163	20	94
2007	868	860	167	19	82
2008	1013	855	294	29	100
2009	784	954	181	23	100
moyenne	831	946	178	21	
Coefficient de Variation	12%	8%	30%	19%	



**Tableau II.2 : Valeurs des pluies brutes et efficaces pour l'infiltration, de l'ETP et du taux de remplissage de la RFU de 100 mm pour les années 2003 à 2009.**

Dans ces conditions, de 15 à 30% seulement de la pluie est efficace pour l'infiltration. La valeur de 30% correspond à l'année 2008, particulièrement pluvieuse du fait de l'évènement de fin mai 2008 où 128.2 mm sont tombés en 14 jours. Inversement l'année 2005, la moins pluvieuse, est aussi celle avec le plus faible pourcentage de pluies nettes.

L'état de la RFU varie de façon cyclique avec un minimum entre juillet et novembre et un maximum de novembre à janvier. Cependant l'état de la RFU est trop fortement dépendant des précipitations pour qu'il soit possible de proposer un découpage plus fin des périodes

sèches et humides. Tout au plus peut-on remarquer une chute récurrente au printemps (de mars à mai) compensée par les pluies juste avant une baisse plus marquée l'été.

#### II.A.2.5. Caractéristiques isotopiques de la pluie à Cussac

Nous avons réalisé 23 mesures de deutérium ( $\delta^2\text{H}$ ) et d'oxygène 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) sur les eaux recueillies de mars 2008 à mai 2009, dans le pluviomètre installé à proximité de l'entrée de la grotte de Cussac. Le pluviomètre permet une récupération de l'eau dans un bidon placé à l'abri de la lumière dans un caisson isolant. Les mesures sont réalisées le cumul des pluies sur une période de 15 jours. Les mesures de  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  sont données par rapport au « Standard Mean Ocean Water » (SMOW) et la régression linéaire effectuée sur ces mesures donne l'équation (II.2) de la droite météorique à Cussac :

$$(II.2) \delta^2\text{H} = 7,68 * \delta^{18}\text{O} + 8,78 \text{ avec } R \text{ égal à } 99,0\%$$

La Figure II.4 présente les mesures effectuées à Cussac et compare la droite météorique à Cussac, la droite météorique à Lascaux (LOPEZ, 2009) et la droite météorique mondiale (CRAIG, 1961).

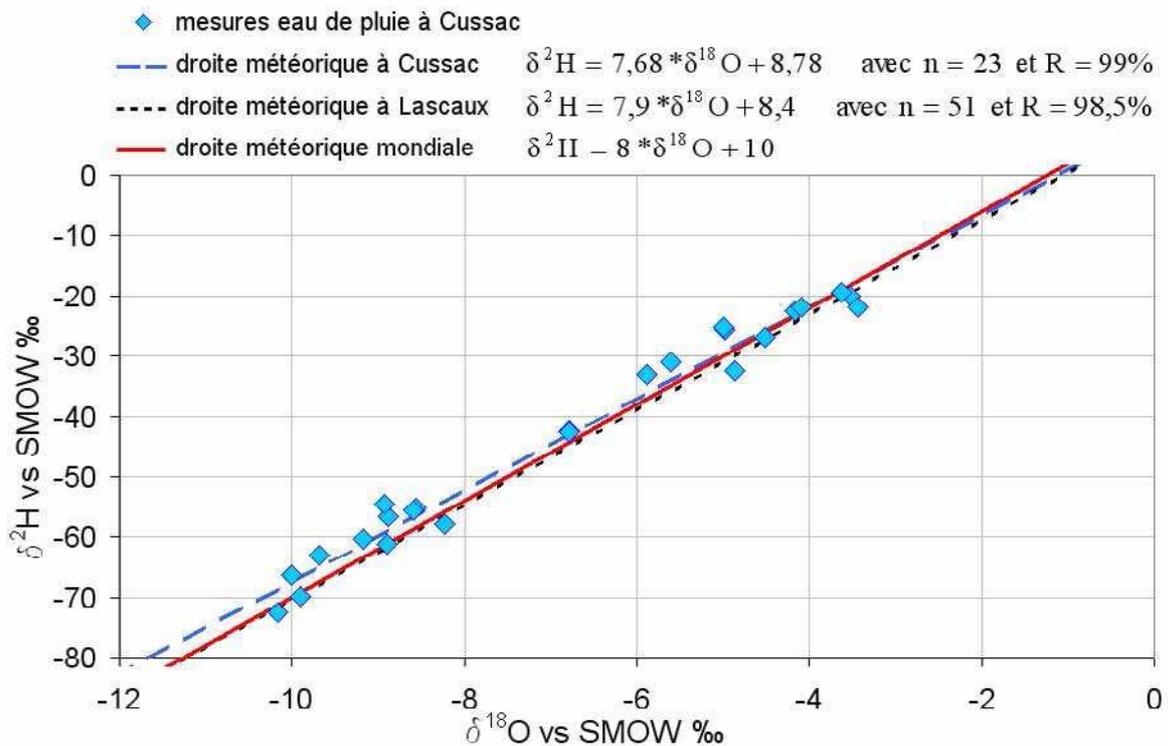


Figure II.4 : Mesures de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  à Cussac et équations des droites météoriques mondiale, calculée à Cussac, et calculée à Lascaux.

Les points de mesure sur la Figure II.4 se répartissent à proximité de la droite météorique mondiale. L'équation de la droite météorique à Cussac est très proche d'une part de l'équation de la droite météorique mondiale et d'autre part de l'équation de la droite météorique à Lascaux. Ces résultats montrent, comme attendu, une influence océanique.

## **II.B. Géologie et hydrogéologie**

Le site est replacé dans son contexte hydrogéologique : formations géologiques présentes, grottes pénétrables et points d'eau recensés. Ces trois aspects sont liés les uns aux autres et doivent être considérés dans une approche globale.

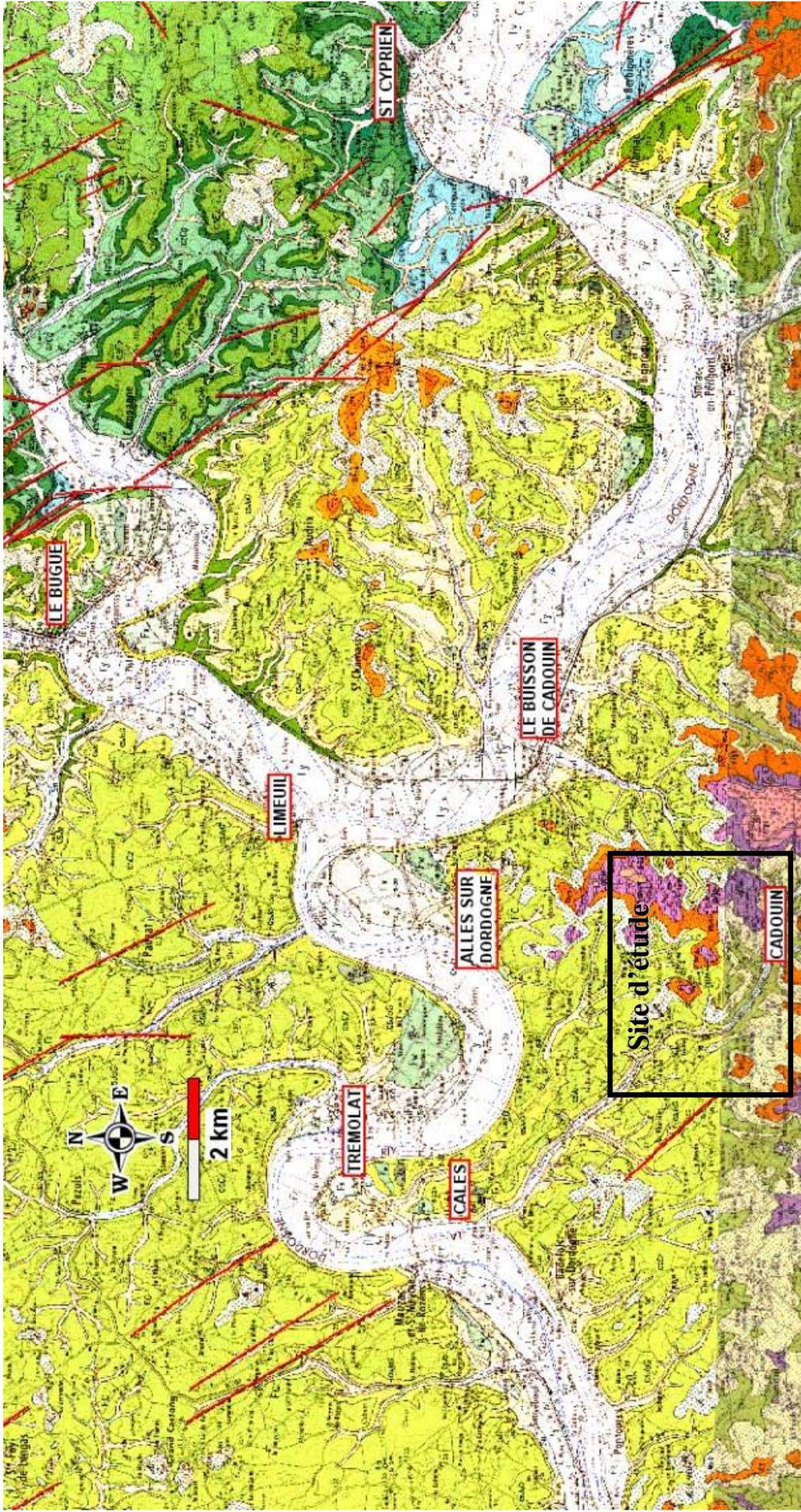
### **II.B.1. Géologie**

La géologie régionale est marquée par un grand accident tectonique, l'anticlinal faillé de Saint Cyprien. Cependant ses conséquences locales, aux abords de la grotte, sont minimes. Les terrains carbonatés sont largement érodés sur l'ensemble du site à l'exception des sommets des buttes, recouvertes de formations détritiques.

#### *II.B.1.1. Le contexte régional*

La zone d'étude se situe sur la marge nord est du bassin Aquitain, sur la bordure de la plateforme carbonatée mésozoïque. Les terrains carbonatés affleurants sont datés principalement du Crétacé supérieur avec une faible présence de terrains du Jurassique supérieur. L'absence de Crétacé inférieur est dû à une émergence généralisée de l'Aquitaine au Berriasien (-135 à -131 Ma) poursuivie lors de l'ouverture du golfe de Gascogne. Par la suite, l'émergence de la région à la fin du Crétacé se traduit par des apports terrigènes issus du démantèlement du Massif Central au cours de l'ère tertiaire.

La géologie régionale est marquée par un grand accident profond de direction armoricaine N140, visible sur l'extrait de la carte géologique du Bugue (carte n°807 réalisée par KARNAY, 1999 et éditée par le BRGM) présenté en Figure II.5. Ce grand accident profond a rejoué à la fin du Crétacé supérieur et à l'Éocène suite à la surrection des Pyrénées. Il sert de limite entre les terrains majoritairement Coniacien et Santonien et ceux majoritairement Campanien et Maastrichtien au sud-ouest. La surrection des Pyrénées est aussi à l'origine de l'anticlinal de Saint Cyprien, orienté N110 qui fait ressortir au nord-est du site d'étude des terrains jurassiques.



# LE BUGUE

## QUATERNAIRE

### Formations de pentes et superficielles

C	Colluvions de coteau, reprises de terrasses et éléments de substrat
FC	Colluvions de fonds de vallées sèches et cônes de déjection associés
SH	Dépôts de versants : "castines", gélifracsts de calcaires
E	Dépôts de versants, éboulis gravitaires, blocs et mégablocs
Ab	Altérites issues du substrat et du remaniement des dépôts fluviatiles tertiaires

### Formations fluviatiles

Fz	Alluvions récentes : sable moyen à grossier et graviers, limoneux, ± sableux (Holocène à Actuel)
Fy	Basse terrasse : galets bien roulés, dans matrice sableuse grise (Pléistocène supérieur : Würm ?)
Fx	Moyenne terrasse : galets bien roulés, dans matrice sablo-argileuse, micacée, brun-ocre (Pléistocène moyen récent : Riss ?)
Fw	Haute terrasse : galets siliceux bien roulés, dans matrice sablo-argileuse, micacée (Pléistocène moyen ancien : Mindel ?)
Fv	Haute terrasse : galets siliceux bien roulés, dans matrice argileuse rougeâtre (Pléistocène inférieur terminal : Günz ?)
Fu	Très haute terrasse : galets siliceux et graviers de quartz blanc, dans matrice argileuse rougeâtre (Pléistocène inférieur ?)

## TERTIAIRE

### Oligocène

gMb	Calcaires de Monbazillac : calcaires lacustres blancs silicifiés
gBs	Formation de la Bessède (Rupélien) : argiles vert pâle sableuses, carbonatées

### Éocène

05-6	Formation de St-Georges (Lutétien ?) : argiles silteuses, sables fins à grossiers jaunâtres à graviers de quartz, avec cuirasse gravillonnaire rouge au toit
03-4	Formation de Sauteloup (Yprésien ?) : sables fins à granules de quartz, à nodules ou lentilles d'argiles kaoliniques et halloysites

## SECONDAIRE

### Crétacé supérieur

C5Cz	Formation de Couze (Campanien 4-5) : calcaires grossiers jaune-roux à <i>Larrazetia</i> , litages obliques, tempestites
C5JoG	Formation de Journiac (Campanien 3) : calcaires grossiers à <i>Larrazetia</i> et tempestites
C5Jo	calcaires crayeux blancs à plages silicifiées, glauconies, éponges et oursins
C5Tr	Formation de Trémolat (Campanien 1 et 2) : marnes à rhynchonelles, calcaires grossiers bioclastiques, calcaires crayeux et niveaux silicifiés
C4Sv	Formations de Savignac et de Mauzens c4Sv - "Barre Blanche", calcaires fins bioclastiques, bien triés, parfois récifaux (Santonien supérieur)
C4Mz	c4Mz - marnes vertes et lumachelles à pycnodontes, calcaires glauconieux, calcaires nodulaires à <i>Lacazines</i> et silix (Santonien moyen)

### Crétacé supérieur (suite)

C4Bs	Formation de Boussitran (Santonien inférieur) : marnes à huîtres, calcaires silteux, glauconieux et calcaires gréseux bioclastiques
C3Ez	Formation des Eyzies (Coniacien moyen-supérieur) : calcaires grossiers beiges, bioclastiques, à bryozoaires, calcaires grossiers, quartzueux à gastéropodes (c3Erm et c3Ezs à l'est de St-Cyprien)
C3Rq	Formation de La Rouquette (Coniacien inférieur) : marnes, calcaires marneux et glauconieux à rhynchonelles, calcaires fins à silix noirs
C2Cq	Formation de St-Cirq (Turonien supérieur) : marnes silteuses vertes, calcaires ooblastiques roux, calcaires blancs, rubéfiés au toit
C2Cp	Formation de St-Cyprien (Turonien moyen) : calcaires bioclastiques à rudistes, marnes à lignite, calcaires argileux, glauconieux
C2CpM	calcaires "mudstone" crayeux blancs
C2Dm	Formation de Domme (Turonien inférieur) : calcaires grossiers, glauconieux, à bioclastes d'achinides, et calcaires fins, crayeux, blancs
C1Dt	Formation du Dantou (Cénomanién) : argiles vertes à huîtres et pyrite, argiles vertes azoïques, calcaires fins, souvent dolomitisés (1)

### Jurassique supérieur

j1Bb	Formation de Berbiguières (Tithonien) : alternances de calcaires fins à grossiers, bioclastiques ou oolitiques avec de fins niveaux argilo-marneux noirâtres
j6A1	Formation d'Allas (Kimméridgien supérieur) : alternances de calcaires fins ou grossiers, avec des marnes noires et des niveaux lumacheliques

30



Pendage des couches et valeur en degrés



- 1 - Contour géologique observé
- 2 - Contour géologique masqué ou supposé
- 3 - Faille observée
- 4 - Faille masquée ou supposée

∩

Grotte

Y

Doline

○

Source

⊖

Source captée

⊙

Puits

⊕

Forage pour recherche d'eau

•

Sondage de reconnaissance

6-15

Numero d'archivage au Service géologique national

1

2

Carrière à ciel ouvert : 1 - en activité 2 - abandonnée

1

2

Carrière souterraine : 1 - en activité 2 - abandonnée

⤴

Carrière en extension réelle, en activité

Figure II.5 : Extrait des cartes géologiques du BRGM du Bugue (807) et Belvès (831), la géologie du site d'étude est détaillée en Figure II.7. La légende présentée est celle de la carte géologique du BRGM du Bugue (807).

L'anticlinal de Saint Cyprien est plongeant sur son flanc nord-est et faillé au sud-ouest. De ce fait la majorité des failles recensées autour du site (Figure II.5) est dans la direction N140. Cette orientation se retrouve sur la majeure partie du cours du Belingou et dans l'orientation du promontoire Cadouin-La Garde-Calès.

D'autres plis et failles sont associés à ces mouvements mais dans une direction pyrénéenne N110 telles les failles de Terrasson (au nord-est, carte géologique n°784) et de Pech Merle (au sud-est, carte géologique n°857).

Les terrains présents sur le site d'étude couvrent la période du Campanien au Rupélien avec une lacune du Maastrichtien au Thanétien. Les formations plus anciennes du Santonien ne sont pas visibles aux abords du site d'étude. Les formations carbonatées appartiennent au Campanien tandis que les formations détritiques d'origine continentale correspondent aux terrains du Cénozoïque.

### II.B.1.2. Les formations carbonatées

Le Campanien supérieur a été particulièrement détaillé sur le site d'étude et trois chronozones y ont été définies. Les limites sont placées d'une part en fonction de la lithologie et d'autre part sur des bases biostratigraphiques, en utilisant principalement la présence de certains foraminifères. Ces subdivisions n'ont pas fait l'objet d'un consensus entre les différents auteurs qui les ont étudiées (COLIN 1974, PLATEL 1984 et 1987, KARNAY 1999) ; le Tableau II.3 résume les différentes appellations.

étage géologique	chronozone	PLATEL (Thèse, 1987)	carte géologique de Bergerac n°806 (PLATEL, 1984)	carte géologique de Le Bugue n°807 (KARNAY, 1999)	COLIN (1974)	
Maastrichtien						
Campanien	Campanien sup.	Campanien 5	C V <sub>III</sub>	C 6 c	C 5 Cz	Campanien supérieur
			C V <sub>II</sub>			
		Campanien 4	C V <sub>Ia</sub>	C 6 d		
			C V <sub>Ib</sub>			
	Campanien 3	C V	C 6 e	C 5 Jo G	Campanien moyen	
		C VI <sub>a</sub>		C 5 Jo		
	Campanien inf.	Campanien 2	C III			Campanien inférieur

**Tableau II.3 : Correspondance des sigles attribués aux formations du Campanien.**

Nous nous référons pour la description des formations aux références utilisées dans la carte géologique du Bugue. La description des formations carbonatées ne concerne que le Campanien. La base du Campanien n'est pas visible aux abords du site, elle est cependant présentée avec les autres formations du Campanien. La notice de la carte géologique du Bugue (carte n°807 réalisée par KARNAY, 1999 et éditée par le BRGM) décrit :

**La formation de Trémolat (Campanien 1-2) ; C5Tm :** *le Campanien inférieur débute systématiquement par 1,5 à 2 m de marnes. Au-dessus, se développent une trentaine de mètres de micropackstones en plages plus ou moins silicifiées, des calcaires gris blanchâtre et des marnes crayeuses blanchâtres, parfois glauconieuses. Le Campanien inférieur se poursuit par une série comparable mais à tendance plus marneuse.*

**La formation de Journiac (Campanien 3) ; C5Jo et C5JoG :** *calcaires crayeux blancs (C5Jo) à plages silicifiées grises, riches en glauconie, à nombreux oursins et éponges vers le toit (30 à 35 m), et des calcaires grossiers (C5JoG), blancs puis jaune roux.*

**La formation de Couze (Campanien 4-5) (40 à 50 m) ; C5Cz :** *calcaires grossiers jaunes à roux, à litages obliques, HCS et tempestites. Les dépôts sont très semblables aux faciès gréseux jaunes du Campanien 3 supérieur.*

La Figure II.6 présente un extrait du log stratigraphique synthétique proposé par KARNAY (1999) et présenté dans la notice géologique de la carte du Bugue. Ces descriptions ont été confirmées par mes observations de terrain à l'ancienne carrière du moulin de Caumont, sur la D29 (route depuis le Moulin Neuf jusqu'au Buisson), à l'ancienne carrière de la Seguinie, et sur le promontoire du Rouquet près du Buisson.

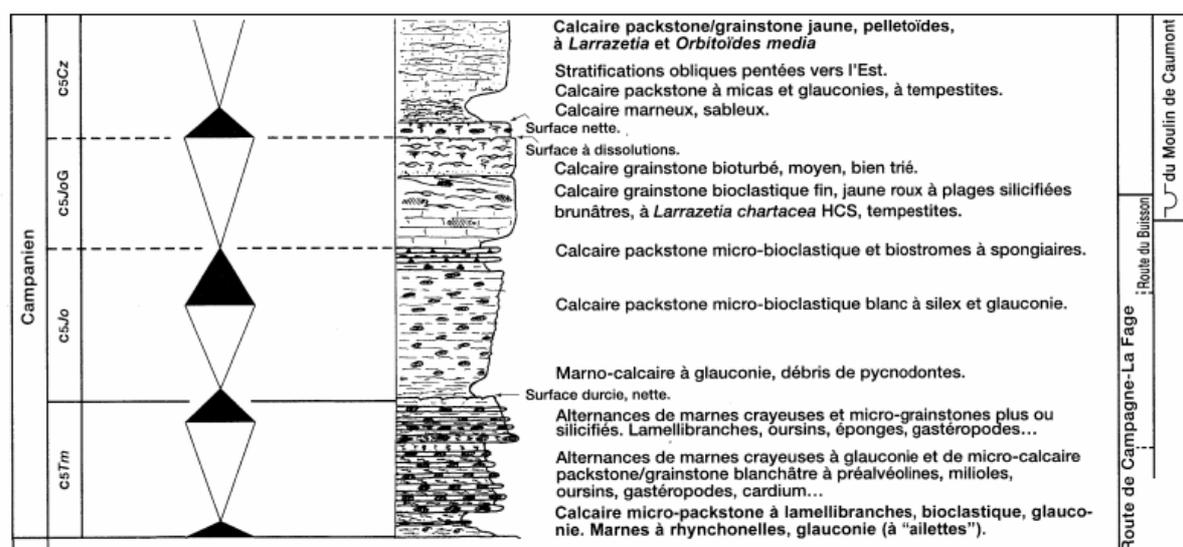


Figure II.6 : Log stratigraphique schématique des formations du campanien extrait de la notice de la carte géologique du Bugue (KARNAY, 1999). Les formations du Santonien sous-jacent ne sont pas représentées.

Les observations de terrain ont montré une forte ressemblance lithologique entre le C5JoG et le C5Cz. La distinction est essentiellement d'ordre biostratigraphique : *Larrazetia chartacea* apparaît dès le C5JoG et se maintient dans le C5Cz, *Orbitoides media* apparaît dans le C5Cz et *Orbitoides tissoti*, prépondérant dans le C5JoG devient moins abondant dans le C5Cz.

Du point de vue lithologique, et de là, du point de vue du comportement hydrogéologique, la distinction ne peut se faire qu'entre :

- un calcaire marneux et légèrement crayeux (C5Jo), blanc à gris, à plages silicifiées grises. Les échantillons les plus caractéristiques se trouvent à Journiac et à Fongaufier au nord de Belvès,
- un calcaire gréseux, jaune (C5JoG et C5Cz), à plages silicifiées brunes. Les échantillons les plus caractéristiques se trouvent à Couze-et-St Front, juste en aval de Lalinde.

La transition entre le calcaire marneux (C5Jo) et le calcaire gréseux (C5JoG et C5Cz) est visible à Pont Roudier à partir de la confluence des ruisseaux de la Couze et de Fonfourcade en remontant vers Saint Avit Sénieur. Elle est également visible, mais de façon moins évidente sur la route D29 entre la jonction avec la D28 et le lieu-dit la Boirie.

Le contraste de lithologie entre le calcaire marneux et le calcaire gréseux induit un contraste de perméabilité. Ce contraste favoriserait la mise en place d'une zone saturée, qui peut être qualifiée de perchée dans la mesure où, sur le site d'étude au niveau du lieu dit le Moulin de Cussac, la transition marneux-gréseux est 10 à 20 m plus haute que le Belingou qui sert de niveau de base local.

Les calcaires marneux de la formation de Trémolat (Campanien 1-2) pourraient constituer une limite moins perméable aux écoulements. La Dordogne qui constitue le niveau de base régional s'écoule au-dessus de ces calcaires. Les affleurements du C5Tm sont rares, principalement au niveau de Badfols-sur-Dordogne et sur la rive gauche de la Vézère au niveau de Limeuil.

L'une des particularités du site est la présence au sein des calcaires gréseux de deux bancs plus massifs situés autour de 110 m et 120 m. Ils se distinguent nettement dans le paysage et forment deux barres soulignées par une rupture de pente visible depuis le talweg des Filiastres jusqu'au talweg des Marais. Les entrées des grottes présentes dans la zone d'étude se situent dans ces barres calcaires, nous y reviendrons II.B.2. L'épaisseur visible des barres varie entre

environ 3 mètres et quelques décimètres en certains points sans toutefois disparaître complètement. Ces deux barres sont également visibles sur la rive gauche du Belingou, jusqu'à Aillas mais elles sont très difficiles à retrouver dans les carrières de Caumon et de la Seguinie ou sur la D29 au niveau de la Boirie. Des formations ressemblantes sont observables en bord de Dordogne au lieu dit Beaulieu et à une altitude estimée ente 100 et 110m en l'absence de relevé précis disponible.

### *II.B.1.3. Les formations détritiques*

La description des formations détritiques se base à nouveau sur la carte géologique du Bugue (KARNAY, 1999) qui présente :

**La formation de Sauteloup (Éocène inférieur, e3-4, Yprésien ?, jusqu'à 25 m) :** *sables fins blancs, jaunes à rouge foncé, à granules de quartz et sables fins kaoliniques à altération ferrugineuse et granules de quartz de 2-3 mm.*

**La formation de Saint-Georges (Éocène moyen, e5-6, Lutétien ?, jusqu'à 20 m) :** *argiles silteuses, sables fins à grossiers jaunâtres à graviers de quartz, avec cuirasse gravillonnaire rouge foncé à violacée au toit.*

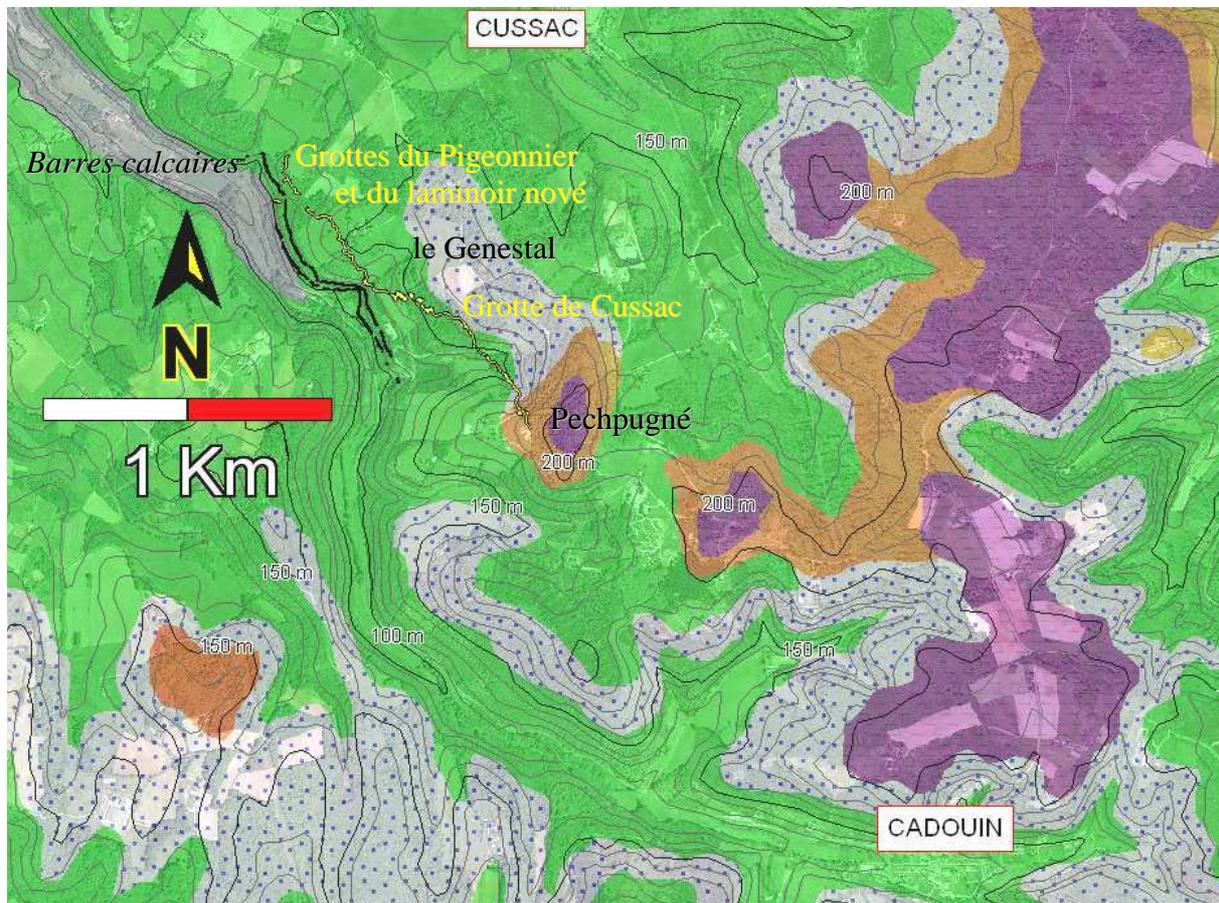
**La formation de la Bessède (Oligocène inférieur à moyen, g1Bs, Rupélien, jusqu'à 10 m) :** *argiles vertes à débris de calcaires lacustres silicifiés (g1) et traces d'oxydes noires, argiles à marbrures rouges et ocres.*

**Les altérites (A, formations de pentes et superficielles, jusqu'à 15 m) :** *sables moyens à fins et silts plus ou moins argileux, jaunes à rouges, à débris et fantômes de calcaires souvent silicifiés.*

Ces formations se rencontrent au sommet des crêtes, de façon notable sur le promontoire de Cadouin-La Garde-Calès où les sables et argiles de l'Yprésien au Rupélien sont présents au dessus de 190m d'altitude jusqu'au lieu dit Pechpugné. De là, une partie du promontoire est recouvert d'altérites jusqu'au lieu dit le Genestal.

La Figure II.7 fait la synthèse des formations géologiques aux abords de la grotte de Cussac (et des grottes du Pigeonnier et du Laminoir noyé). Elle s'appuie sur les observations de terrain pour positionner les barres calcaires visibles dans les calcaires gréseux. Les calcaires gréseux regroupent les formations de Couze (C5Cz) et de Journiac (C5JoG). Le calcaire marno-crayeux correspond uniquement au calcaire de la formation de Journiac (C5Jo).

La Figure II.7 illustre particulièrement la localisation des formations détritiques (sables et argiles de l'Éocène et de l'Oligocène ainsi que les altérites) au sommet des buttes, notamment entre les lieux dits Pechpigné et le Genestal.



Quaternaire



altérites

Oligocène et Eocène  
(-23 à -55 Ma)



sables et argiles

Campanien supérieur  
(-70 Ma)



calcaire gréseux



calcaire marno-crayeux



barre calcaire

Figure II.7 : Formations géologiques rencontrées aux abords de la grotte de Cussac d'après la notice géologique 807. Le calcaire gréseux regroupe les formations C5Cz et C5JoG ; le calcaire marno-crayeux correspond au C5Jo, les sables et argiles regroupent les formations détritiques. Le fond de carte est la vue aérienne issue de la BDortho24, fournie par la DREAL.

## II.B.2. Les cavités visitables

La grotte de Cussac est la cavité principale du site. Nous en faisons une description succincte de sa morphologie et de sa topographie. Son intérêt archéologique est seulement évoqué ici, il est détaillé dans d'autres publications (AUJOLAT *et al.* 2001 ; JAUBERT, 2010) ou à paraître, notamment dans le cadre du Projet Collectif de Recherches sur la grotte de Cussac.

### II.B.2.1. Les grottes sur le site d'étude: Laminoir noyé, Pigeonnier et Cussac

Trois cavités sont présentes sur le site d'étude, en rive droite du Belingou au niveau du lieu-dit le Moulin de Cussac : la grotte du Laminoir noyé, la grotte du Pigeonnier et la grotte de Cussac. Elles sont localisées sur la Figure II.8.

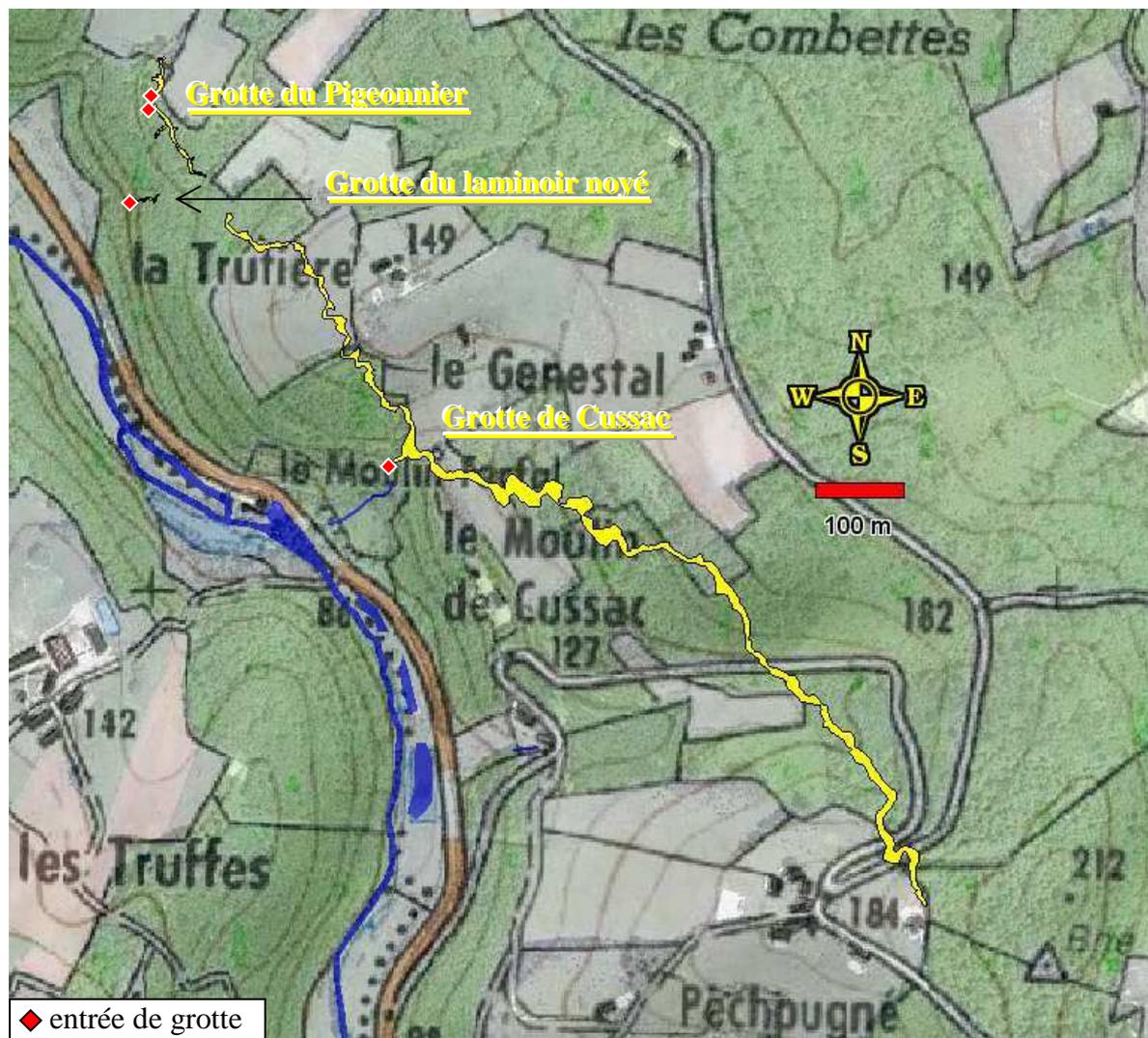


Figure II.8 : Projection en surface des grottes de Cussac, du Pigeonnier et du Laminoir noyé sur un fond mixte vue aérienne (BDortho24) et carte IGN (carte de Lalinde n°19360 au 1/25 000), documents fournis par la DREAL.

La grotte du Laminoir noyé est une cavité de faibles dimensions, d'une surface de 48 m<sup>2</sup> et ne dépassant pas 2 m de haut. Un schéma de la topographie de la grotte est proposé par DELLUC et DURIF en 1983, l'accès se fait par une chatière d'une trentaine de centimètres de haut sur une distance de 3 m environ. De l'eau est présente tout au long de l'année au-delà de ces 3 m et sur une profondeur pouvant atteindre un mètre. Lors de l'exploration, une arrivée d'eau a été reconnue venant du nord-est, de la partie gauche du boyau transversal au bout du corps principal de la grotte. Il est à noter que l'entrée de la grotte se situe dans la barre calcaire inférieure, à environ 110 m d'altitude (cf. II.B.1.2) ce qui la distingue des autres grottes présentes sur le site. Lors des événements pluvieux importants, l'eau s'écoule depuis la grotte du Laminoir noyé dans le talweg des Combettes pendant quelques jours, un mois maximum.

L'entrée de la grotte du Pigeonnier se situe dans la barre calcaire supérieure à environ 120 m d'altitude. Elle se développe horizontalement. La grotte se compose de deux diverticules partant vers le sud-est (N147°) sur une distance de 103 m et vers le nord sur 48 m de long. La partie nord a une largeur maximum de 5,8 m et une hauteur moyenne de 2 m qui diminue vers le fond où la grotte se termine par deux laminoirs argileux. La partie sud est un couloir de section rectangulaire de 4 m de large pour 1,6 à 2 m de haut avec un sol horizontal et argileux (remplissage). Une galerie latérale vers le sud-ouest (N50°) vient se greffer au couloir principal à 26 m de l'entrée. À l'extrémité, les remplissages argileux deviennent plus importants et la galerie se termine sur un important concrétionnement.

De nombreux indices dans ces deux grottes, au premier rang desquelles l'orientation des coupes de dissolution, permettent d'estimer le sens du paléo-écoulement à l'origine de la formation de ces cavités :

- du sud-est vers le nord-ouest dans la partie sud,
- du sud vers le nord dans la partie nord.

Les deux parties de la grotte du Pigeonnier semblent avoir constitué précédemment une seule grotte. Le creusement du talweg des Combettes, par le ruissellement des eaux de surface ou par une partie des eaux venant de l'écoulement dans la grotte du Pigeonnier peut être à l'origine de l'effondrement de la zone de jonction des deux parties de cavité actuelles.

La grotte de Cussac est la cavité majeure du site d'étude. Elle est abordée dans les paragraphes suivants.

### *II.B.2.2. Morphologie de la grotte de Cussac.*

Inventée le 30 septembre 2000 par Marc DELLUC, la grotte de Cussac se développe sur 1600 m de long dans une direction globale nord-ouest sud-est en rive droite du Belingou au sein du promontoire Cadouin-La Garde-Calès au niveau du lieu dit le Moulin de Cussac. La grotte peut être grossièrement coupée en trois parties depuis l'entrée dans le talweg du Genestal - nord, centre et sud - orientées successivement N148° pour la partie nord, N111° pour la partie centrale et N142° pour la partie sud. Ces directions sont à rapprocher de celles décrites en II.B.1.1 :

- N140, la direction hercynienne visible sur le grand accident profond associée au flanc sud-ouest de l'anticlinal de Saint Cyprien. Cette direction est également celle du promontoire dans lequel se situe la grotte et aussi celle du Belingou au niveau du lieu-dit le Moulin de Cussac, et encore celle de la grotte du Pigeonnier déjà mentionnée,
- N110, la direction pyrénéenne qui est celle de l'anticlinal de Saint Cyprien.

La Figure II.9 illustre ces directions. Le talweg du Genestal qui prend place à l'intersection de la partie nord et de la partie centrale de la grotte est orienté N45, ce qui correspond presque exactement à la bissectrice de l'angle formé par les directions de ces deux parties de la cavité. La direction N142 de la partie sud se retrouve dans certains méandres en partie centrale. Le creusement du talweg du Genestal pourrait avoir été facilité par une combinaison de la fracturation N148, N142 et N111 plus dense à ce niveau.

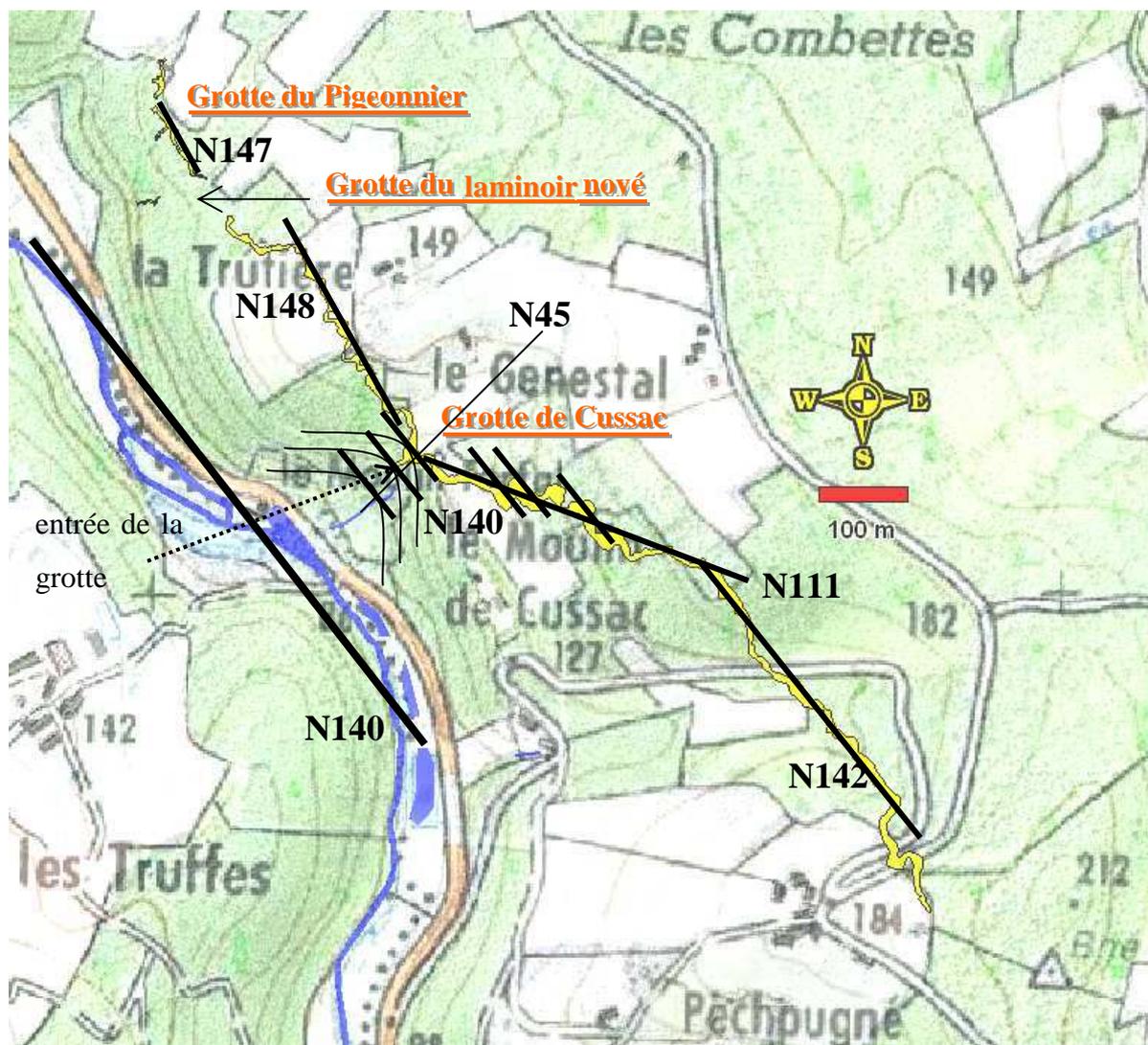


Figure II.9 : Directions principales de la grotte de Cussac, de la grotte du Pigeonnier et du Belingou. Projection sur un fond mixte vue aérienne (BDOrtho24) et carte IGN (carte de Lalinde n°19360 au 1/25 000), documents fournis par la DREAL.

L'entrée de la grotte se situe dans la barre supérieure, à 118 m d'altitude. La barre calcaire supérieure sera dénommée ultérieurement la barre de la grotte en référence à la grotte de Cussac ; cette barre contient également la grotte du Pigeonnier. Une description détaillée de la cavité est proposée par AUJOULAT *et al.* (2001), aussi nous n'en ferons ici qu'un résumé.

La zone vestibulaire est horizontale et de petites dimensions : 3 m de large pour 12 m de long et 1,2 à 2 m de haut. L'entrée se fait par un porche aux dimensions du vestibule. L'accès à la grotte se fait par une chatière aménagée, de section plus ou moins carrée de 1 m à 1,2 m de côté. La chatière est longue d'une dizaine de mètres et s'élève à mi-chemin pour atteindre un plateau 1 m plus haut que son entrée. À la sortie de la chatière, au-delà des restes du cône d'éboullis originel, le sol est à nouveau à une altitude de 118 m.

Selon AUJOULAT *et al.* (2001) « l'entrée actuelle s'apparente davantage à un regard latéral d'une unique galerie, qu'à l'exurgence fossile principale. » De fait, depuis la sortie de la chatière débouchant sur « le centre » de la grotte, d'une vingtaine de mètres de large, on distingue deux parties de cavité nommées simplement :

- « côté gauche » ou « partie ouest » de 540 m,
- « côté droit » ou « partie est » de 1060 m.

Cette dénomination sera maintenue pour la suite de l'étude. La partie est, nommée ainsi pour sa position relative vis-à-vis de l'entrée actuelle, regroupe la partie centrale et la partie sud évoquées précédemment.

Les deux parties ont en commun un développement quasi horizontal à une altitude moyenne estimée à 118 m.

Les dimensions de la grotte sont assez homogènes, de 7 à 8 m de large et 4 à 7 mètres de haut. La circulation est aisée sur la majeure partie de la cavité. Cependant plusieurs passages étroits et au plafond rabaissé existent sur de courtes distances. Le volume peut être estimé approximativement à 80 000 m<sup>3</sup>, en tenant compte des passages plus ou moins resserrés. Les proportions de la partie est sont sensiblement plus importantes que celles de la partie ouest où la morphologie de la grotte se traduit par une atmosphère plus confinée.

La section transversale de la galerie peut être découpée en trois parties (AUJOULAT *et al.* 2001) sans que des hauteurs fixes puissent leur être associées:

- la strate inférieure, plus ou moins verticale, très fracturée et au relief accidenté,
- le niveau médian, avec de nombreux encorbellements et au relief peu accentué, certains passages sont caractérisés par des pans de roche altérée et friable de dimension importante,
- le niveau supérieur, caractérisé par un chenal de voûte.

Il faut noter une présence plus importante de blocs effondrés dans la partie est qui empêchent le suivi du chenal de voûte. Le chenal de voûte de la partie ouest suit globalement l'axe de déambulation dans la cavité, bien que certains méandres du sol de la cavité ne soient pas visibles sur le chenal.

Enfin, précisons que le sol de la cavité est presque entièrement recouvert d'argiles rouges, à l'exception de quelques passages sur des concrétions et d'une portion sur gravier en partie est.

### *II.B.2.3. Réseaux fossiles et réseau actif dans la grotte de Cussac*

Les observations dans la cavité ont conduit à déterminer trois niveaux d'écoulement : le chenal de voûte, le réseau fossile ou zone de déambulation c'est-à-dire le niveau accessible actuellement à pied et le réseau actuel sous-jacent.

Le réseau actif est visible en trois points dans la cavité dont les positions sont données par rapport à la sortie de la chatière :

- le puits à 50 m côté gauche,
- le puits à 75 m côté gauche,
- le canyon à 710 m côté droit.

Le canyon s'approche de la zone de déambulation par le côté sud-ouest et se positionne parallèlement à celle-ci sur une vingtaine de mètres, de 690 à 710 m depuis la sortie de la chatière. Il s'éloigne à nouveau par le sud-ouest. La profondeur du canyon a été mesurée à 5,75m, la largeur est estimée de 80 à 120 cm. Contrairement aux deux puits mentionnés qui ne permettent pas de voir d'eau en mouvement, un écoulement est visible dans le canyon, en provenance du sud. La tranche d'eau est d'environ 5 cm et la vitesse d'écoulement estimée à 0,4 m/s le jour de l'observation (27 mars 2009).

Un troisième « puits » est présent à 235 m côté gauche. Il s'agit d'un espace non accessible de 2,5 m de long pour 2 m de large et 2 m seulement en contrebas de la zone de déambulation. Lors de l'unique visite à cet endroit peu accessible, nous n'avons pas pu observer d'eau dans ce troisième puits, uniquement une étendue d'argile très humide.

L'histoire de l'évolution récente de la cavité est un sujet encore peu connu actuellement. Le chenal de voûte par exemple peut être interprété comme le vestige du premier réseau à l'origine de la cavité. Une autre interprétation propose le creusement de la zone de déambulation dans un premier temps, puis son remplissage par des dépôts sablo-argileux ; le chenal serait alors la conséquence d'un écoulement sur ces dépôts à proximité du plafond de la cavité.

À l'instar de la grotte du Pigeonnier, l'écoulement dans la grotte de Cussac lorsque le réseau actuellement fossile était encore actif semble s'être effectué du sud vers le nord. La relation entre la grotte de Cussac et la grotte du Pigeonnier peut être supposée à partir de plusieurs observations. L'extrémité sud-est de la partie est de la grotte du Pigeonnier est dans le prolongement de l'extrémité nord-ouest de la partie ouest de la grotte de Cussac, à une distance de 48 m. Les deux grottes prennent place dans la même barre calcaire et se

développent horizontalement environ à la même altitude. Les deux grottes se terminent sur un important concrétionnement. Les paléo-écoulements sont estimés du sud vers le nord dans les deux cavités. Il est fort probable que ces deux cavités appartiennent à un même réseau.

#### *II.B.2.4. Richesse archéologique de la grotte de Cussac*

La grotte de Cussac se distingue avant tout pour les gravures et les sépultures qu'elle contient (Figure II.10).



**Figure II.10 : Exemple de gravures et de vestiges humains dans la grotte de Cussac. À gauche de la figure : vue partielle du grand panneau. À droite de la figure : vue du locus 2. (images du Centre National de la Préhistoire, ministère de la culture et de la communication)**

La réalisation des gravures date du Gravettien (-28 000 à -22 000 ans, AUJOULAT *et al.* 2001). Des représentations rupestres ont été repérées dans les deux parties de la cavité, gravées dans les parties altérées et faibles de la roche du niveau médian. Neuf panneaux rassemblent 90% des gravures au bestiaire varié et parfois atypique : bisons, mammouths, chevaux, bouquetins, ainsi que oies et rhinocéros. À ces représentations animales s'ajoutent des silhouettes féminines, des représentations sexuelles et des tracés digités. Le plus grand panneau mesure 4 m de large. De nombreuses griffades d'ours sur les parois attestent de leur présence jusqu'en des points éloignés de l'entrée. Des bauges d'ours sont également répertoriées.

La seconde caractéristique de la grotte est l'existence de dépôts humains, réparties en trois loci. La présence de limon sur certains ossements déposés dans les bauges d'ours témoigne d'une inondation de la cavité par le paléo-réseau.

En vue de la protection de la grotte et des vestiges qu'elle renferme, la circulation dans la cavité est limitée à un couloir de 40 cm matérialisé par une double rubalise coté gauche et une seule coté droit. Cette précaution permet d'empêcher le piétinement des sols meubles de la cavité.

La grotte se distingue également par un important concrétionnement, très bien conservé et toujours actif, réparti sur l'ensemble de la cavité avec une légère dominance de la partie ouest. Les concrétions de la partie est semblent se trouver actuellement sous les blocs de plafond effondrés. Il faut noter cependant la présence en partie est de plafonds et de parois recouverts sur une dizaine de mètres de magnifiques stalactites excentriques. Enfin, des gours sont présents en plusieurs endroits dans la cavité tant en partie ouest qu'en partie est.

Enfin, la dernière particularité de la grotte de Cussac, sur laquelle nous reviendrons dans une partie spécifique (cf. II.C), est le taux relativement élevé de CO<sub>2</sub> de son atmosphère, supérieur à 20 000 ppm ou 2%, pendant presque la moitié de l'année de juin à novembre. Le dépassement du seuil de 2% limite les entrées dans la cavité, tant pour la protection des personnels que pour celle de la cavité. Sans être particulièrement dangereux pour la santé, un taux de CO<sub>2</sub> de 2,5% augmente de 1,3% le seuil de perception visuelle (YANG *et al.* 1997). Cette moins bonne perception peut favoriser des faux mouvements conduisant à des dégradations de la cavité.

#### *II.B.2.5. Topographie de l'intérieur de la cavité*

Dès le début de notre étude, la Direction Régionale des Affaires Culturelles de la région Aquitaine (DRAC) a mis à notre disposition le relevé topographique détaillé du plan de la cavité réalisé par M.DELLUC, H.DURRIF et F.MASSOULIER du spéléo club de Périgueux en 2000 et 2001. En complément de cette information cartographique (coordonnées X et Y) nous avons réalisé du 7 au 11 janvier 2008 une campagne topographique à l'intérieur de la grotte afin d'en déterminer le dénivelé (coordonnée Z).

Le but de la campagne de mesures topographiques était de connaître les altitudes de certains points particuliers présents en partie ouest, en particulier le puits à 50 mètres de l'entrée. Seule la partie ouest a fait l'objet d'une telle campagne. Il n'était pas question, *a priori* de réaliser une topographie précise de la grotte.

La méthode utilisée lors de la campagne topographique repose sur le calcul de la distance et de l'azimut (l'angle par rapport au nord dans le sens rétrograde ou sens horaire) entre deux

stations successives par comparaison de leurs mesures respectives de deux voire trois points communs. Cette technique ne peut être aisément transposée au milieu souterrain, qui plus est dans la grotte de Cussac où le cheminement est restreint à une bande d'une quarantaine de centimètres.

Il en résulte deux types d'erreur de mesure :

- la proximité des points de calage favorise l'erreur sur le calcul de l'angle de visée,
- le rayon laser de l'appareil de mesure est diffracté par l'humidité ambiante de la cavité, favorisant l'erreur sur le calcul de la distance entre la station et le point visé.

Ces deux limitations n'ont pas de conséquence sur la mesure de dénivelé, objectif initial de la campagne. Le plan de la cavité déjà établi nous a permis de corriger les mesures d'angle et de distance entre deux stations de mesure lorsque cela était nécessaire. De ce fait, les nouvelles données ne peuvent pas être considérées comme une confirmation du plan de la cavité puisqu'elles en sont en partie issues.

L'altitude du sol de la partie ouest varie de 114,5 m près de l'entrée après le cône d'éboulis jusqu'à 117,2 m vers l'extrémité de la grotte, soit un dénivelé ascendant de 2,7 m dû principalement au comblement argileux. L'altitude du plafond est plus stable, autour de 121,4 m à l'exception de certains passages étroits déjà mentionnés (Figure II.11).

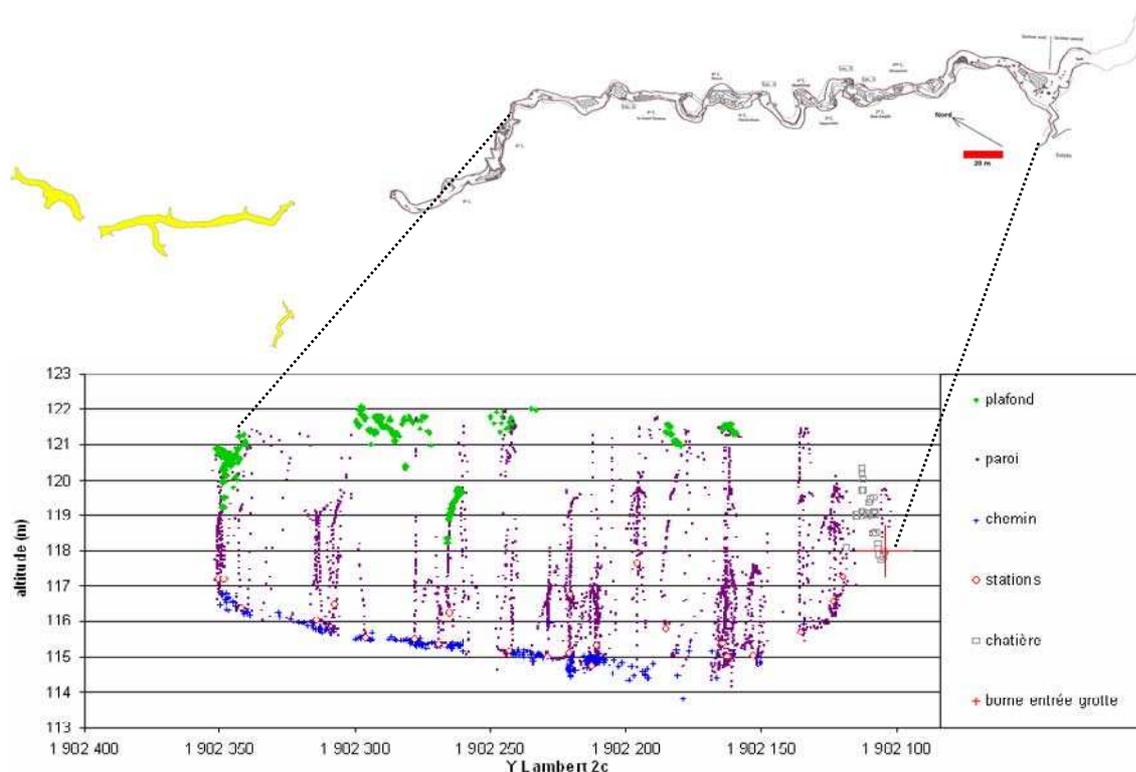
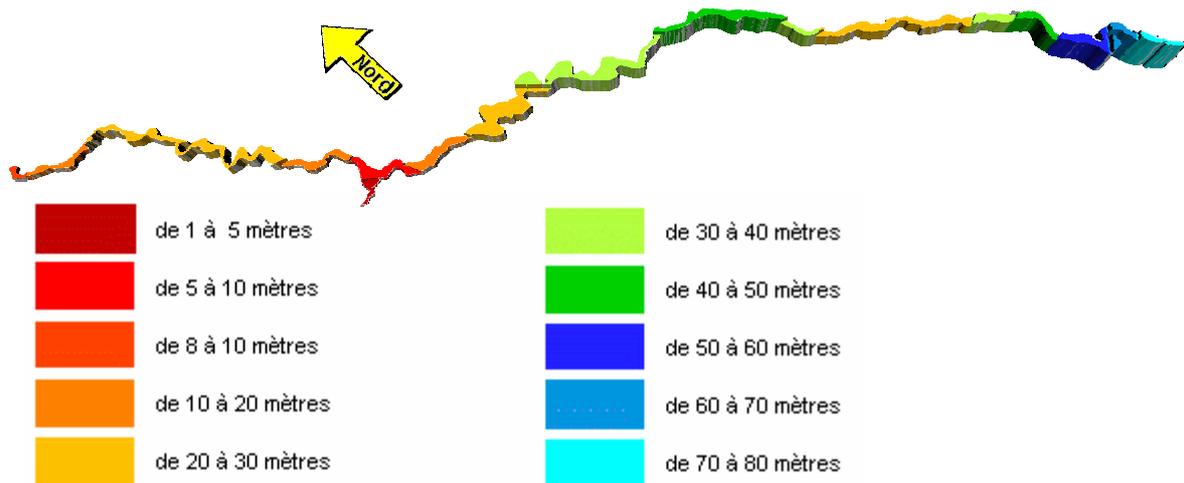


Figure II.11 : Variation de l'altitude du sol et du plafond de la partie ouest de la grotte de Cussac.

Le développement de la grotte de Cussac est quasi horizontal comme cela est perceptible lors du parcours de l'ensemble de la grotte, en parties ouest et est. Les mesures réalisées en partie ouest peuvent être extrapolées dans la partie est pour envisager une altitude presque constante entre 115 et 118m. En conséquence, la profondeur relative de la grotte de Cussac ne dépend que de la variation d'altitude des terrains sus-jacents. Leur épaisseur varie de 1 à 3 m au dessus du vestibule et de la chatière jusqu'à près de 70 m sous Pechpigné. La Figure II.12 présente les variations de la profondeur relative de la cavité.



**Figure II.12 : Epaisseur des terrains au-dessus de la grotte de Cussac. L'épaisseur équivaut à la profondeur relative de la grotte.**

La vulnérabilité de la grotte est directement liée aux variations de sa profondeur relative. La zone proche de l'entrée, notamment le premier panneau de gravures rencontré en partie est n'est situé qu'à une dizaine de mètres de profondeur. Une grande partie des gravures de la partie ouest est située à moins de 30 mètres de la surface. La profondeur relative de la grotte de Cussac a conditionné la mise en place de la zone d'influence immédiate et des préconisations de gestion pour la protection de la grotte (Annexe 1).

### ***II.B.3. Hydrogéologie***

Une description de l'ensemble des points d'eau présents à proximité du site d'étude n'est pas nécessaire, seuls les points d'eau principaux font l'objet d'une présentation plus détaillée. Ces points d'eau font l'objet d'un suivi régulier de leurs paramètres physiques et chimiques présenté en Annexe 2. Les points d'eau secondaires, prélevés occasionnellement, sont décrits en Annexe 3.

#### *II.B.3.1. Points d'eau reconnus autour et dans la grotte*

Nous avons inventorié 43 points d'eau sur le site d'étude et présentés sur la Figure II.13.

Parmi ces points d'eau, 24 ont fait l'objet d'analyses physiques et chimiques :

- 5 points d'eau sont analysés occasionnellement pour fournir une vue d'ensemble du comportement hydrochimique local,
- 8 points d'eau sont échantillonnés régulièrement en raison de leur intérêt pour la compréhension du système hydrogéologique de la grotte de Cussac,
- 13 points d'eau directement en relation avec le système hydrogéologique de la grotte de Cussac ainsi que les eaux de pluie récupérées dans le pluviomètre ont fait l'objet d'un suivi intensif.

Seuls 13 points d'eau sont décrits en détail :

- la source Farfal,
- la source Ruijters,
- la source Couyssac,
- l'écoulement de la gouttière,
- la source du talweg,
- la source de l'épikarst,
- l'écoulement sous le travertin,
- l'écoulement sur le travertin,
- le puits à 50 m dans la cavité,
- les gours ouest à 32 m en partie ouest,
- les gours est à 36 m en partie est,
- la cascade à l'intérieur de la cavité à 44 m en partie ouest.

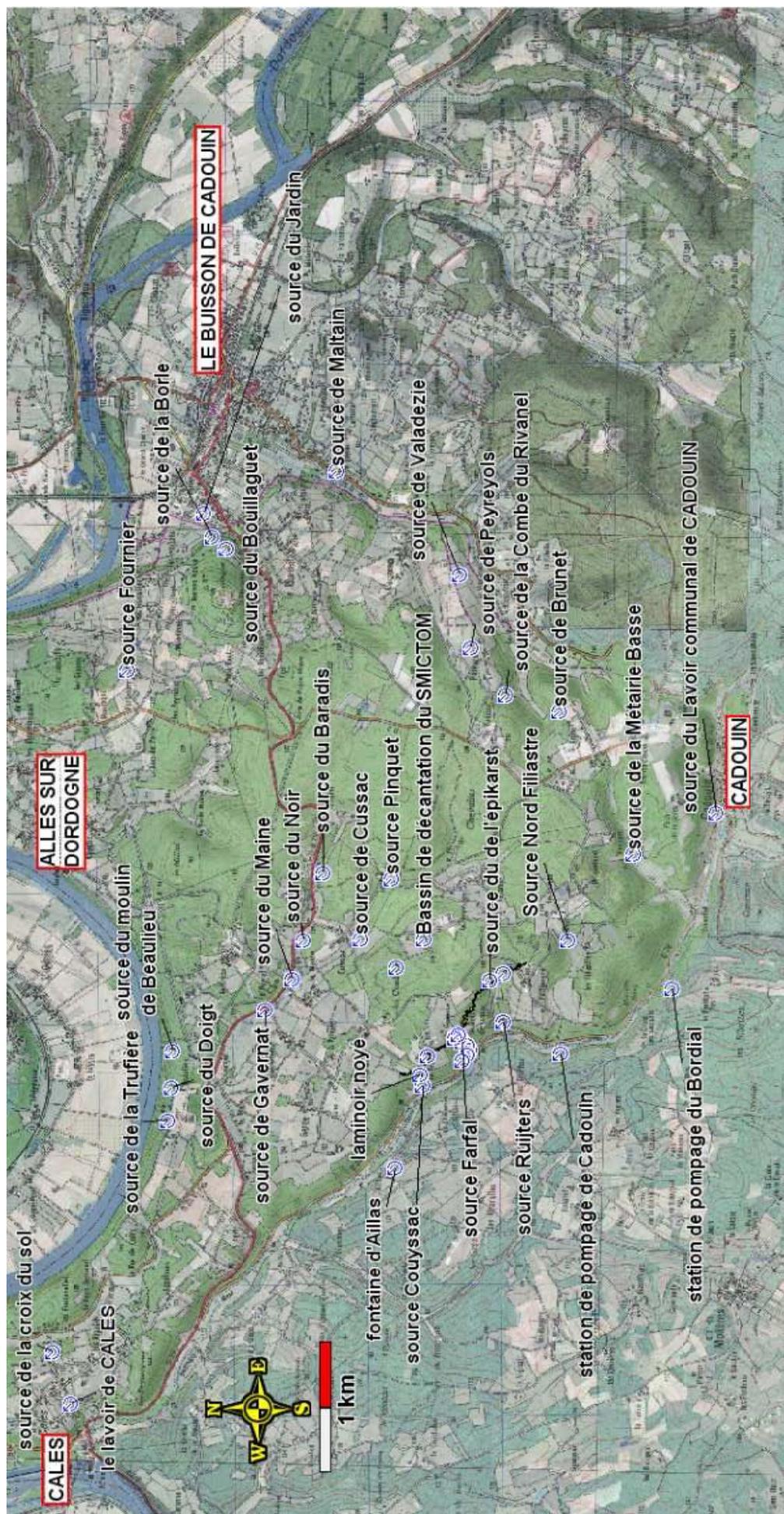


Figure II.13 : Localisation de l'ensemble des émergences reconnues aux abords de la grotte de Cussac. Projection sur un fond mixte vue aérienne (BDOrtho24 ) et carte IGN (carte de Lalinde n° 19360 au 1/25 000), documents fournis par la DREAL.

### *II.B.3.2. Description des émergences principales*

**La source Farfal** est l'exutoire principal du système hydrogéologique de la grotte de Cussac avec un débit moyen de 5 litres par seconde. L'altitude de la source Farfal est d'environ 110.90 m, elle se situe au niveau de la barre calcaire inférieure ; celle-ci sera dès lors appelée « barre de la source » en référence à la source Farfal. La source forme une vasque de 4 m sur 2 m, à une quinzaine de mètres de l'entrée de la grotte et 7 m en contrebas.

La vasque est alimentée par plusieurs griffons qui proviennent de la barre rocheuse : 1 griffon principal et 4 griffons secondaires dont la contribution a varié au cours de l'étude à la suite d'une crue importante (fin mai 2008). Deux de ces griffons font arriver l'eau verticalement depuis le fond témoignant d'une mise en charge de l'eau. Le fond de la vasque est couvert de sables calcaires apportés par les griffons. Nous avons mis en place dès 2006 un déversoir triangulaire (largeur 1 m, hauteur 50 cm, pelle 20 cm, angle 90°) ainsi qu'une échelle limnigraphique 3,5 m plus en amont. La source Farfal est à l'origine d'un petit ruisseau qui court sur une centaine de mètres au sommet d'un plateau formé par une importante concrétion de travertin. Cette accumulation est due au dégazage des eaux et à la précipitation de calcite qui en découle (HOFFMANN, 2005). Toutefois il n'est pas possible d'affirmer en l'état que l'ensemble du travertin est issu des seules eaux de la source Farfal. D'autres griffons appartenant au « système Farfal » peuvent exister le long de la barre de la source et peuvent participer à la formation du travertin.

L'estimation du volume de travertin est encore difficile. La projection en surface du travertin peut être assimilée, de façon très simplifiée à un quart de cercle de 85 m de rayon, dont le centre serait la source Farfal et orienté vers le sud-ouest dans la direction N30°. La surface réelle est d'environ 5200 m<sup>2</sup>, celle du quart de cercle équivalent de 5700 m<sup>2</sup>. La hauteur maximum du travertin est d'environ 10 m que l'on peut mesurer sur une falaise continue sur l'ensemble de l'arc du quart de cercle ainsi qu'une partie, environ 20 m, du bord est (azimut 170°). Le bord nord (azimut 240°) ne se différencie pas de la topographie du substratum. La topographie du substratum est encore inconnue. Elle devrait faire l'objet d'une étude prochaine par carottage couplée à des mesures géophysiques pour en connaître les variations. Si la topographie est réduite à une ligne droite reliant la source Farfal au bas de la falaise de travertin on estime un volume de 38 000 m<sup>3</sup>.

**La source Ruijters** se situe également dans la barre calcaire inférieure à une altitude de 110 mètres. Son débit est nettement plus faible, il est estimé entre 0,5 et 0,7 litre par seconde. La source se situe au bas du talweg entre les lieux dits le moulin de Cussac et Pechpigné. Elle est à l'origine d'un travertin de dimension plus modeste que celui de la source Farfal. La source se présente sous la forme d'un conduit d'un mètre de long et 20 cm de large pour 7 cm de hauteur et s'écoule dans une petite cascade d'une trentaine de centimètres avant de ruisseler dans le talweg jusqu'à atteindre le Belingou.

**La source Couyssac** est située au bas du talweg des Combettes. Elle émerge au sein des calcaires gréseux, plus haut que l'interface entre les calcaires marneux et gréseux, puis se ré-infiltre rapidement dans le sol de couverture de quelques centimètres d'épaisseur. L'eau circule latéralement sur une dizaine de mètres dans le sol de couverture avant de s'accumuler dans une vasque construite. La vasque, nivelée à 87 m est située environ 3 m en contrebas de la source qui n'a pu être nivelée. Le débit est estimé entre 0,6 et 0,8 litre par seconde. L'eau s'écoule depuis la vasque vers un bassin d'élevage de poissons.

**La gouttière** est une saignée d'un mètre de large pour 15 cm de hauteur et de profondeur creusée dans le calcaire au-dessus des enrochements du virage du Moulin de Cussac qui permet de collecter et récupérer les écoulements en un fin film à la surface de la paroi rocheuse. Cette paroi de près de 6m de hauteur est constituée de calcaires marneux. La roche apparaissait sèche lors du creusement de la saignée, l'eau provient de l'interface sus-jacente entre ce calcaire marneux et le calcaire gréseux. L'écoulement est présent tout au long de l'année, sans tarissement même lors des périodes sèches estivales avec un débit variable de 0,04 à 0,3 litre par seconde.

**La source dite du Talweg** se situe à proximité de l'entrée de la grotte, dans le talweg du Genestal. Il s'agit d'une source non pérenne active lors des événements pluvieux importants. Elle s'écoule ensuite pendant une période de quelques semaines (en été) à quelques mois (en hiver).

**La source dite de l'Épikarst** est située à une altitude de 150 m en bord de route dans le talweg entre les lieux dits le moulin de Cussac et Pechpigné sous une faible épaisseur de calcaires altérés et décomprimés. La source n'est pas pérenne et ne se met en charge que lors des périodes pluvieuses majeures et sur une courte période n'excédant pas deux mois.

**L'écoulement sous le travertin** est visible dans une buse de 70 cm de profondeur à l'altitude de 90 m en bord de route au niveau du moulin de Cussac juste au pied du travertin de la source Farfal. L'écoulement provient d'un canal maçonné sous le travertin qu'il n'a pas été possible d'explorer à cause de ses petites dimensions : 20 cm de large pour 30 cm de haut. Le débit est estimé entre 0,8 et 1 litre par seconde. Il est très difficile de déterminer l'origine de l'eau et au moins trois possibilités peuvent être avancées : i) une partie de l'eau de la source Farfal peut se ré-infiltrer à travers le travertin, ii) un griffon issu de la même barre calcaire que la source Farfal peut s'écouler directement dans le travertin, iii) l'écoulement peut provenir d'une émergence située à la base du travertin dont l'altitude est proche de l'interface entre les calcaires marneux et gréseux.

**L'écoulement sur le travertin** provenant de la source Farfal se termine par une cascade d'une dizaine de mètres. L'agitation du courant du ru au-dessus du travertin et la cascade elle-même favorisent le dégazage des eaux et la précipitation de calcite formant le travertin.

D'autres points d'eau sont visibles à l'intérieur de la cavité, ils ne sont pas présentés sur la Figure II.13 mais sont positionnés sur la Figure II.14 :

**Le Puits à 50 m dans la cavité** est situé à proximité de la rubalise, il est ainsi accessible pour les mesures contrairement au second puits. La tranche d'eau a varié au cours de l'étude de 30 cm à 1,75 m au dessus du fond argileux estimé à 110 m d'altitude. Nous n'avons pas eu la possibilité d'obtenir des images de l'intérieur du puits, sa morphologie demeure inconnue. Dans la mesure où le puits à 50 m est le seul à avoir bénéficié de mesures, par opposition au puits à 75 m et à la zone humide à 235 m, nous ne précisons plus par la suite sa position. Le terme « puits » désignera toujours le puits à 50 m.

**Les gours ouest** sont situés juste avant le puits, dans la partie ouest (ou côté gauche) à 32 m à l'ouest depuis la sortie de la chatière (c'est-à-dire du côté gauche en entrant). Ils correspondent à l'accumulation temporaire des eaux issues **des stalactites** et forment une petite étendue d'eau de 2,30 m de large sur 5,50 m de long parallèlement à l'axe de la grotte avec une tranche d'eau de 3 cm. Nous avons également prélevé de façon indépendante l'égouttement d'une des stalactites qui alimente les gours. L'altitude du plafond de la cavité à ce niveau est mesurée à 121 m et l'épaisseur de terrain à l'aplomb est de 11 m. Les gours ouest sont présents tout au long de l'année sans montrer de variation quant à leur surface ou leur tranche d'eau bien que l'égouttement des stalactites puisse varier. Nous avons mesuré au cours de chaque intervention dans la cavité de juin 2009 à février 2010, le volume accumulé

dans un récipient placé sous une stalactite à proximité des gours ouest. Ce volume est plus important en hiver (120 ml en février 2010) qu'en été (64 ml en août 2009) pour un temps d'intervention équivalent (environ 40 minutes). Nous n'avons pas pu dénombrer les stalactites qui alimentent les gours ni, par conséquent, estimer le flux d'eau apporté par cet égouttement.

**Les gours est**, présents 36 m à l'est de la sortie de la chatière (c'est-à-dire du côté droit en entrant, dans la partie est de la grotte par rapport à l'entrée) sont issus d'une fracture présente dans la paroi sud-ouest de la cavité. En considérant une altitude du plafond de la cavité de 121 m, on estime l'épaisseur de terrain à l'aplomb des gours est à 7 m. Ils sont de dimension légèrement plus grande que les gours du côté ouest. Les gours est se remplissent lors des événements pluvieux importants, inondant alors toute la largeur de la cavité sur une longueur de plusieurs mètres et interdisent de ce fait la progression vers les zones plus profondes de la partie est. Cette interdiction est plus le fait d'une volonté de ne pas modifier la chimie des eaux que le résultat de l'inondation, la hauteur d'eau n'excédant pas 10 cm au niveau de la rubalise. Les gours est ne sont cependant pas présents tout au long de l'année. On distingue deux parties : l'une sur le côté nord est qui se draine en quelques jours après l'événement, l'autre sur le côté sud-ouest qui perdure même après la fin de l'écoulement depuis la fracture. L'eau résulte alors d'un mélange avec les égouttements des stalactites.

**La cascade à l'intérieur de la cavité** se situe dans la partie ouest de la cavité à 440 m depuis la sortie de la chatière. Il s'agit d'un égouttement important depuis le plafond, provenant du côté nord-est de la cavité et à l'origine d'une importante concrétion sur laquelle les gouttes rebondissent et donnent l'illusion d'une cascade. Le plafond de la cavité à ce niveau est à 120,7 m tandis que la surface est à 137 m ; aucun signe en surface ne permet d'imaginer l'existence de cet écoulement. Le débit ne peut être réellement quantifiable en l'absence de moyen pour collecter l'ensemble des gouttes, nous l'estimons autour de 0,5 litre par seconde. Les eaux s'accumulent dans une petite vasque de moins d'un mètre carré pour 30 cm de profondeur.

Le terme « point d'eau » serait le plus approprié pour qualifier l'ensemble des points de mesure. En effet, le terme source ne saurait s'appliquer au puits à l'intérieur de la grotte, de même il est abusif de parler d'émergence lorsque l'on considère un point d'eau à l'intérieur du massif, dont l'accès n'est possible que grâce à la présence fortuite d'une cavité explorable. Cependant, le terme « émergence » sera utilisé par abus de langage dans la suite de cette étude pour se référer aux eaux échantillonnées.

## ***II.B.4. Synthèse des informations sur le site et équipement***

À partir des présentations successives de la topographie, de la géologie, de la spéléologie et de l'hydrogéologie nous présentons une vue d'ensemble du site. Ce site est équipé de nombreux capteurs dont les données brutes sont présentées brièvement.

### *II.B.4.1. Vision globale du site d'étude*

L'ensemble du plateau au nord de Cadouin jusqu'à la Dordogne a été couvert par l'étude, cependant nous nous sommes plus spécifiquement concentrés sur les abords de la cavité qui concentrent la plupart des émergences répertoriées sur le site. L'objectif de cette partie de l'étude était de replacer la grotte de Cussac dans son contexte climatique, géologique et hydrogéologique. Ces travaux ont abouti à des préconisations de gestion pour la protection de la grotte de Cussac et de son environnement qui ont été transmises à la DREAL. Les conclusions des préconisations de gestion sont présentées en Annexe 1.

La topographie est typique d'une vallée fluviale légèrement encaissée. L'orientation du Belingou, le niveau de base local, et du promontoire calcaire contenant les cavités est N140°. Ces promontoires sont entaillés de plusieurs talwegs dont celui du Genestal où se situe l'entrée actuelle de la grotte de Cussac. Les terrains sont composés de calcaires marneux puis gréseux du Campanien surmontés sur les sommets de formations sablo argileuses tertiaires et d'altérites. Le contraste de perméabilité entre les deux types de calcaire conduit à la mise en place d'un aquifère perché à 10 m au dessus du niveau de base local. Deux barres calcaires sont visibles dans le paysage l'une au niveau des entrées de la grotte de Cussac et du Pigeonnier (barre de la grotte) et l'autre au niveau de la source Ruijters et de la source Farfal l'exutoire principal du système (barre de la source). Cette source est à l'origine d'un important travertin.

Le site d'étude permet sur un espace restreint de couvrir une grande diversité d'écoulements : flux diffus à la limite du mur de l'aquifère (prélèvement collecté à la gouttière), conduits karstiques (sources Farfal et Ruijters), source épikarstique non pérenne. De plus, la grotte permet d'accéder aux écoulements à l'intérieur du massif qu'ils soient diffus (gours ouest à 32 m), ou associés au réseau actif (puits, canyon à 710 m), la Figure II.14 propose un bilan illustré de ces informations.

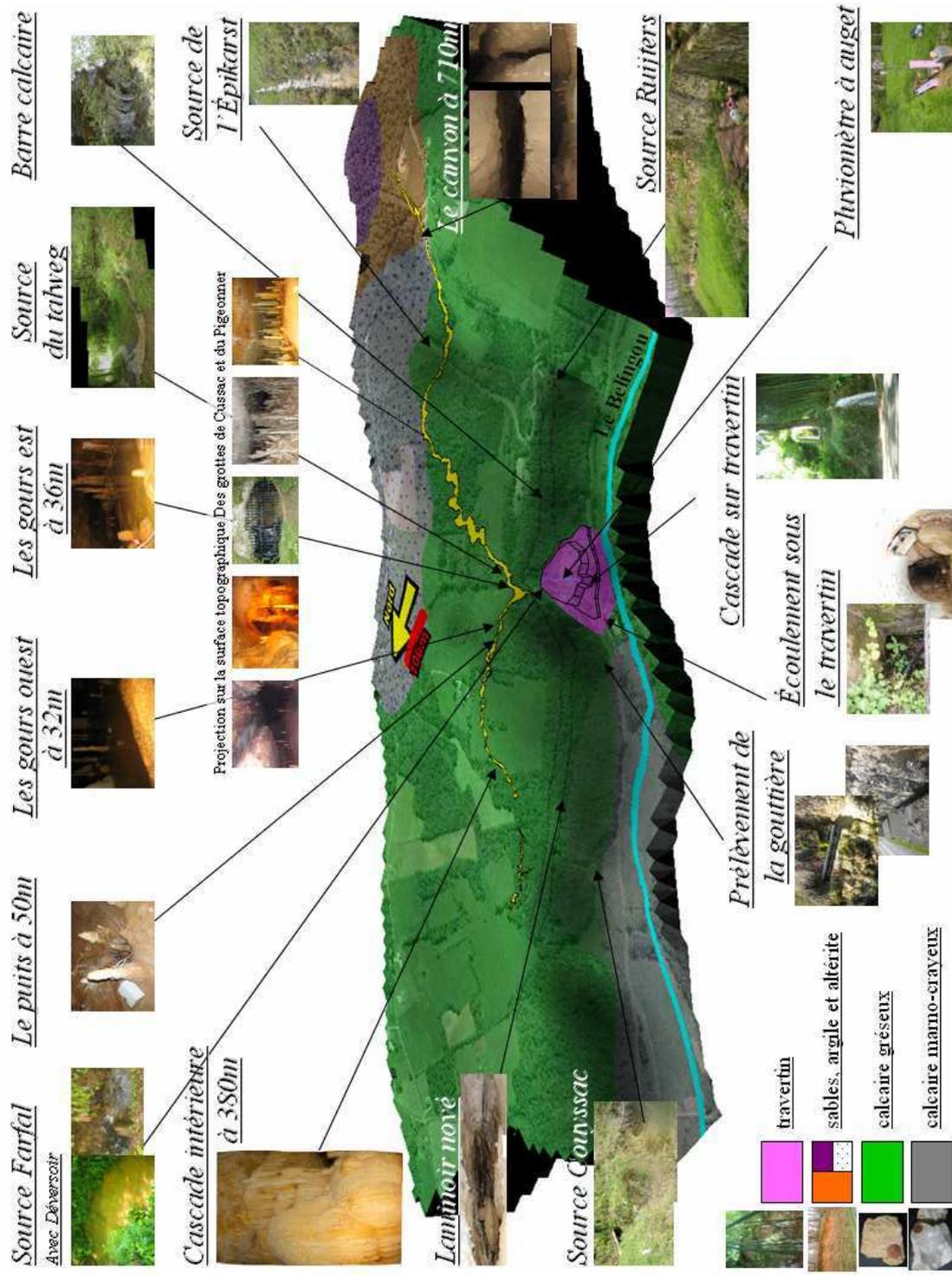


Figure II.14 : Vue d'ensemble du site d'étude. Présentation de la topographie du site, de la géologie, de la projection en surface des plans des cavités de Cussac et du Pigeonnier et de l'hydrologie chacune des émergences visibles dans et autour de la grotte de Cussac.

#### II.B.4.2. Équipement pour les mesures dans la cavité

La cavité est équipée depuis 2003 d'une sonde immergée dans le puits de la partie ouest. Cette sonde enregistre au pas d'une demi-heure la température et le niveau de l'eau. À partir de 2008, une nouvelle sonde a été installée dans le puits pour mesurer la conductivité électrique. Le taux de CO<sub>2</sub> dans l'air de la grotte est également enregistré au pas d'une demi-heure depuis 2003 à 100m depuis la chatière, coté gauche (partie ouest) et coté droit (partie est). Ces mesures aérologiques sont complétées à partir de 2008 par d'autres sondes de températures et de CO<sub>2</sub> disposées en plusieurs points de la cavité dans les parties ouest et est, ainsi qu'à l'entrée et la sortie de la chatière et dans le vestibule. Un anémomètre à fil chaud mesure la vitesse du courant d'air à l'entrée de la chatière, qu'il soit entrant ou sortant. La Figure II.15 précise la position des sondes dans la cavité. La Figure II.16 présente un schéma d'organisation des sondes et dresse un bilan des mesures réalisées depuis 2003.

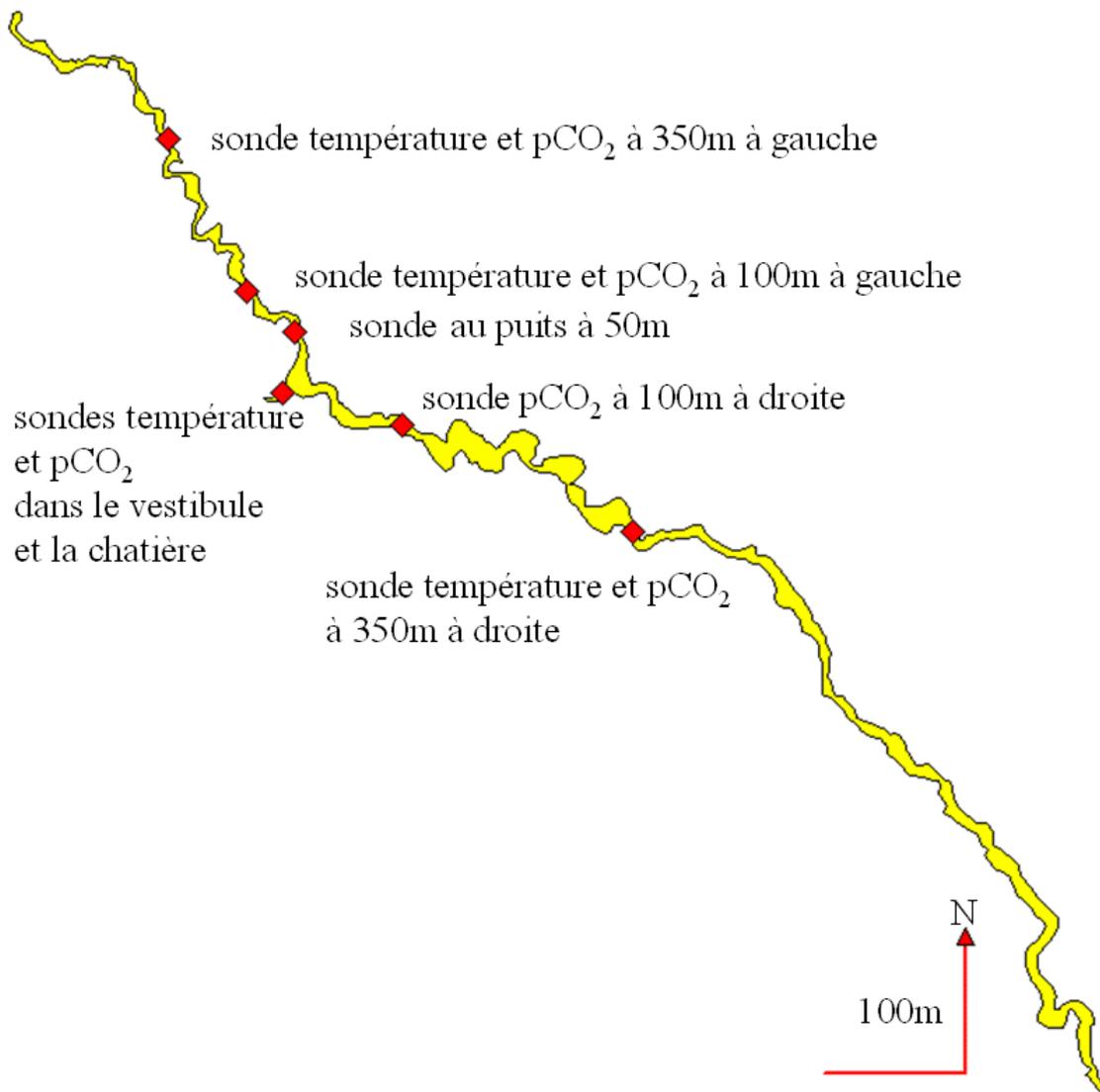


Figure II.15 : Position des sondes de mesure en continu dans la grotte de Cussac

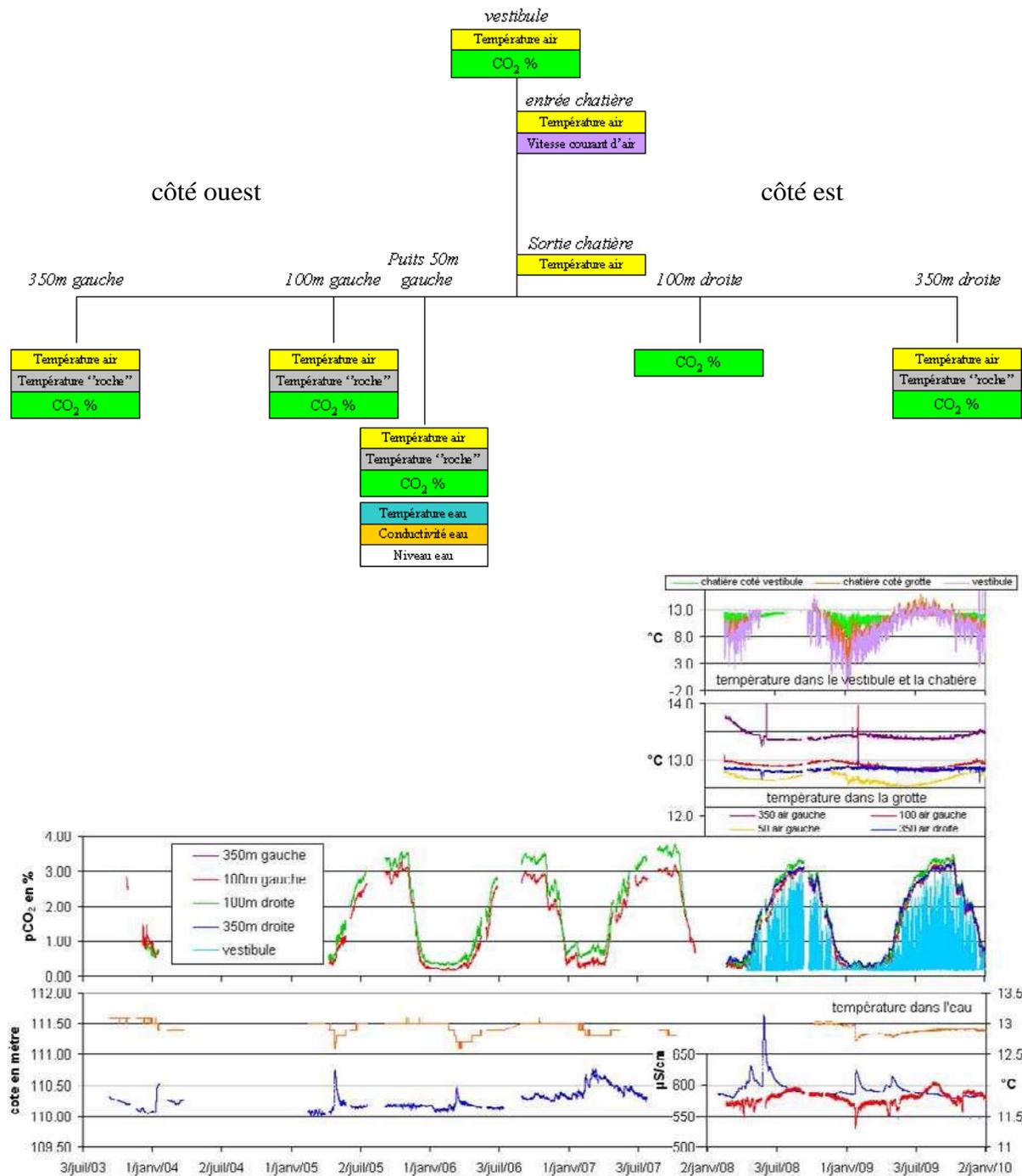


Figure II.16 : Équipement de mesures en continu installé dans la cavité et bilan des enregistrements depuis 2003.

Les sondes de température ont une précision de 0,01°C et les sondes de pCO<sub>2</sub> ont une précision de 0,01%.

Les sondes immergées dans le puits ont une résolution de 0,01°C pour la température, de 1µS/cm pour la conductivité et 1 cm pour le niveau.

### II.B.4.3. Équipement pour les mesures dans la source Farfal

La source Farfal a été équipée d'une échelle limnigraphique (dont le sommet est nivelé à 111,65 m), d'un déversoir triangulaire et d'une centrale d'acquisition pour enregistrer, au pas d'une demi-heure, la température, la conductivité électrique de l'eau depuis 2006. Des capteurs plus performants ainsi qu'une sonde de niveau ont été installés en 2008. Des mesures ponctuelles de hauteur d'eau sur ont servi à caler les enregistrements en continu de la hauteur d'eau dans la vasque pour en déduire le débit. Le débit est calculé à partir du niveau enregistré grâce à l'équation de THOMSON (REMENIERAS, 1960) pour les déversoirs triangulaires. Les sondes immergées dans la source Farfal ont une résolution de 0,01°C pour la température, de 1µS/cm pour la conductivité et 1 cm pour le niveau. La station météo évoquée en II.A.2.1 est connectée à la même centrale d'acquisition que la source Farfal. La Figure II.17 présente un schéma d'organisation des sondes et une vue générale de l'ensemble des données enregistrées par la centrale d'acquisition de la source Farfal.

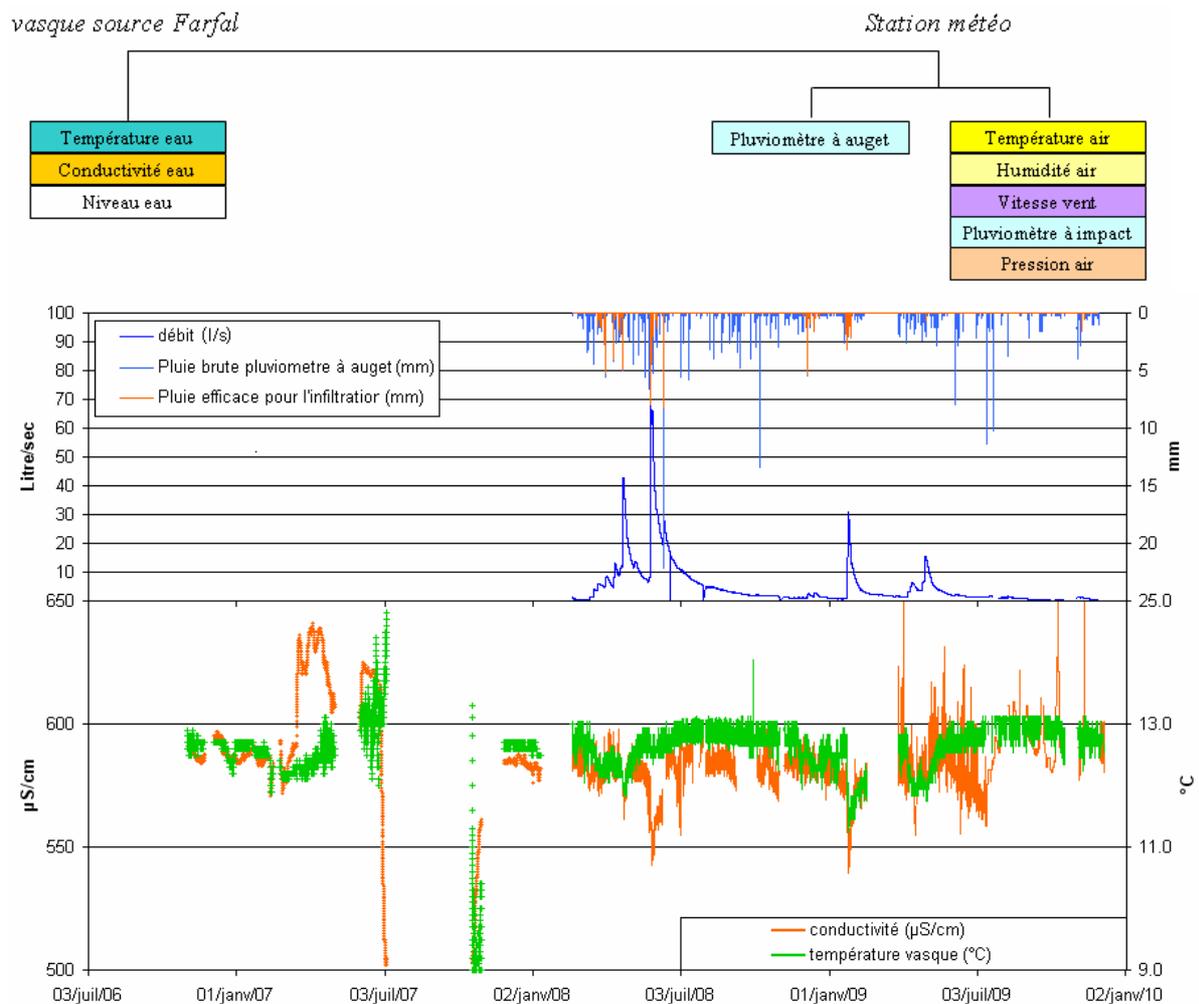


Figure II.17 : Équipement de mesure en continu dans la vasque de la source Farfal et à la station météorologique et bilan des enregistrements dans la vasque depuis 2006.

#### *II.B.4.4. Les pannes*

Les chroniques depuis le 21 février 2008 jusqu'au 9 décembre 2009 sont émaillées d'incidents techniques entraînant des ruptures dans la continuité des mesures. Ces incidents peuvent avoir des causes variées :

- surtension due à un orage. Les mesures au puits ont en partie été indisponibles pendant l'événement pluvieux de fin mai 2008 suite à un court-circuit,
- panne d'alimentation électrique. Lorsque la température est basse, la batterie ne peut fournir l'énergie nécessaire à tous les capteurs,
- maintenance des capteurs,
- écrasement des données dans la mémoire de l'appareil.

La mesure du niveau de la source Farfal a également aussi été perturbée par des accumulations de feuilles à l'automne au niveau du déversoir.

La réalisation de mesures dans une cavité met à rude épreuve le matériel. Il serait illusoire de croire à l'existence de chroniques sans lacune et ne nécessitant pas de correction ni d'attention soutenue.

### **II.C. Aérologie de la grotte de Cussac**

Une cavité karstique est un point particulier du système karstique, à l'interface entre le massif et l'environnement extérieur. Son atmosphère est fonction des relations entre la cavité, l'atmosphère du massif (en zone non saturée) et l'atmosphère extérieure. Ces relations se traduisent à Cussac par de fortes variations de la pression partielle de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) dans l'air de la grotte. L'étude de ces variations, associée aux mesures de température aboutit à un modèle de la « respiration » de la cavité, c'est-à-dire des modalités de sa relation avec l'atmosphère extérieure.

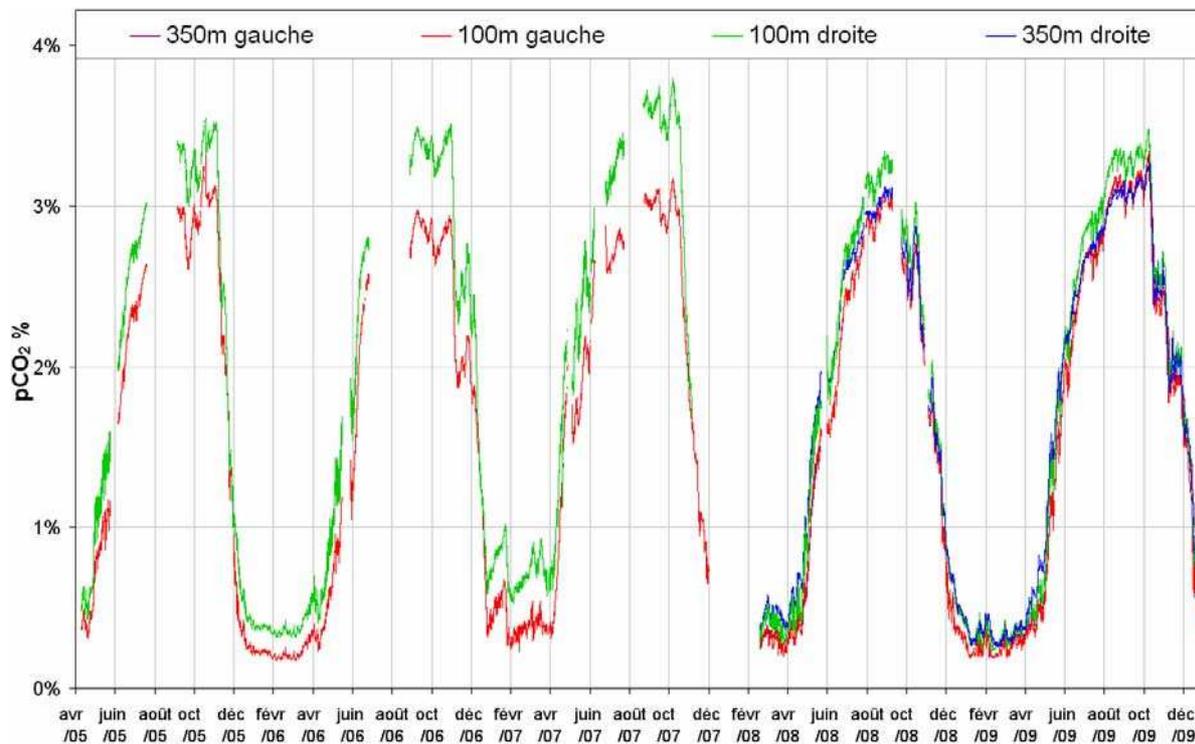
#### **II.C.1. Variations cycliques de la pCO<sub>2</sub> et de la température**

Les sondes de pCO<sub>2</sub> et de température montrent une synchronisation remarquable de leurs variations. La pCO<sub>2</sub> de l'air de la grotte est conditionnée par la température.

##### *II.C.1.1. Les sondes de pCO<sub>2</sub>*

Les sondes de pCO<sub>2</sub> sont positionnées sur le sol dans la grotte de Cussac à 100 m à droite et à gauche, ainsi qu'à 350 m à droite et à gauche depuis l'entrée (Figure II.15). Le vestibule est également équipé d'une sonde de pCO<sub>2</sub> qui n'est pas placée directement dans l'axe de la porte de la chatière. Ces sondes sont opérationnelles pour les mesures depuis février 2008. Les sondes à 100 m à gauche et à droite sont opérationnelles depuis avril 2005. Elles ont été

re-calibrées en usine en 2008 et leurs mesures sont superposées depuis cette date. La Figure II.18 présente les relevés des mesures des quatre sondes dans la grotte depuis 2005.



**Figure II.18 : Variations de la pCO<sub>2</sub> dans la grotte de Cussac depuis 2005. À partir de février 2008, les mesures sont réalisées en quatre points répartis dans la cavité.**

Les variations observées aux quatre points de mesures dans la grotte sont synchronisées. Il n'est pas possible d'interpréter un quelconque sens d'écoulement de l'air dans la cavité par propagation d'un front de CO<sub>2</sub> comme décrit notamment par BALDINI *et al.* (2006, 2008). Les mesures depuis 2003 présentent une cyclicité annuelle :

- une période hivernale de janvier à avril avec des valeurs minimales proches de 0,3%,
- une augmentation importante en mai,
- une période estivale de juin à novembre avec une augmentation moins marquée qui intervient de juillet à octobre jusqu'à un maximum proche de 3.15% atteint entre septembre et octobre,
- une baisse importante au mois de décembre.

Nous parlerons ainsi de mesures « en été » (de mai à décembre) et « en hiver » (de janvier à avril) par abus de langage. Une mesure réalisée au début du mois de décembre est qualifiée de « mesure d'été » alors même que l'Hiver (la saison) est tout proche.

Les fortes pluies se traduisent par des augmentations de la  $p\text{CO}_2$  sur de courtes périodes mais pas de façon systématique. Ces variations sont principalement visibles lorsque la  $p\text{CO}_2$  est faible (pluies d'avril 2008, de fin janvier 2009 et de mars et avril 2009) ou lorsque la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la cavité diminue (pluies de fin octobre 2009). Elles sont masquées par d'autres phénomènes lors des pluies de fin mai et de juin 2008. Les augmentations subites de la  $p\text{CO}_2$  pourraient être causées par un effet de chasse d'air à plus forte  $p\text{CO}_2$  présent dans la porosité du sol lorsque celle-ci est remplie par les eaux précipitées. Cependant, les basses pressions atmosphériques enregistrées lors des périodes de fortes pluies peuvent aussi expliquer en partie l'augmentation relative de la  $p\text{CO}_2$ .

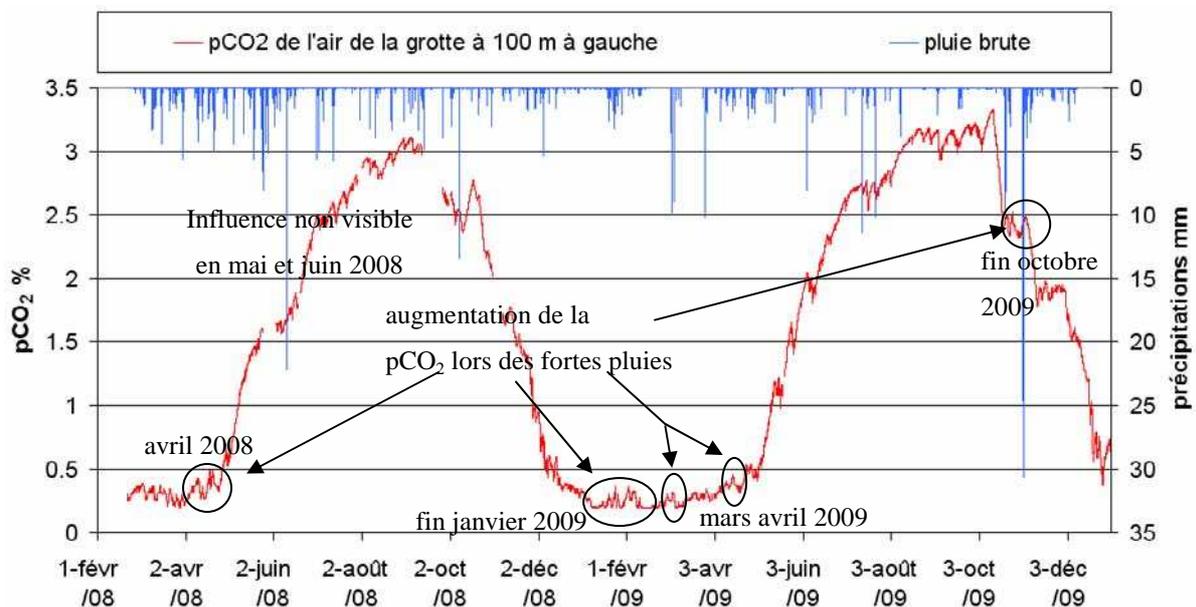


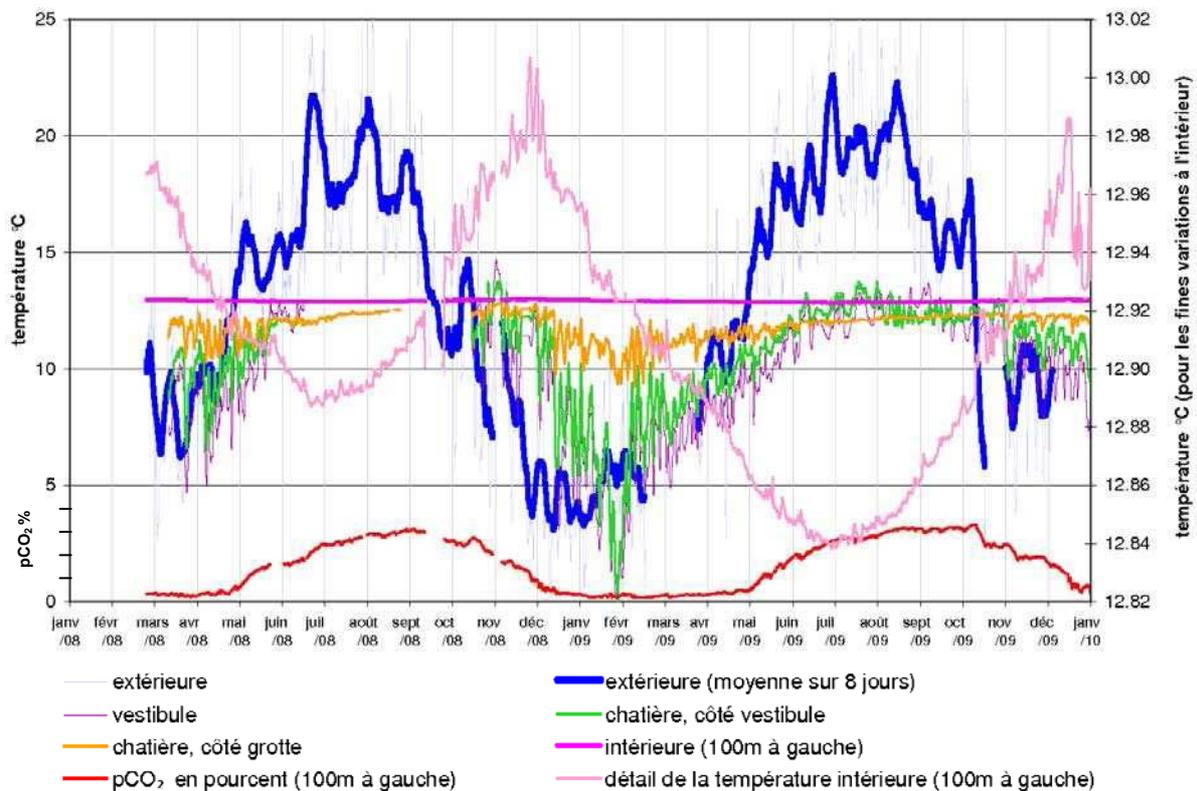
Figure II.19 : Influence des pluies brutes sur les variations de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la grotte.

### II.C.1.2. Les sondes de température

Les sondes de température sont positionnées à côté des sondes de  $p\text{CO}_2$ , à l'exception de celle à 100 m à droite. Une sonde est placée au niveau du puits à 50 m à gauche. Deux autres sondes de température sont placées au niveau de la chatière d'accès à la cavité, l'une du côté du vestibule (entrée) et l'autre du côté de la grotte (sortie). Contrairement aux sondes  $p\text{CO}_2$  et température du vestibule, placées légèrement en retrait par rapport à l'axe de la porte de la chatière, la sonde de la chatière côté vestibule est placée immédiatement au-dessus de la porte.

La Figure II.20 présente une comparaison des températures à l'intérieur de la cavité (100m à gauche), à l'extérieur et dans la zone tampon du vestibule et de la chatière. La température de la grotte semble constante au cours de l'année lorsqu'elle est placée sur la même échelle que

la température extérieure. Une échelle plus fine des températures (axe latéral à droite) montre un décalage des maxima à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité.



**Figure II.20 : Comparaison des variations de température à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité. Seule la température à 100 m à gauche est présentée à part sur une échelle spécifique adaptée à ses faibles amplitudes. Les valeurs correspondent aux températures moyennes sur 24 heures (moyenne glissante centrée) sauf indication contraire. La pCO<sub>2</sub> est présentée en pourcent sur l'axe des températures à titre d'information.**

La Figure II.21 présente plus précisément les températures à l'intérieur de la cavité. Le Tableau II.4 donne les valeurs minimales, maximales et moyennes des températures sur les quatre sondes ainsi que les dates où sont enregistrées ces valeurs. Les enregistrements atteignent des valeurs minimales à deux reprises, en 2008 et 2009. Le Tableau II.4 donne également des indications sur la position du capteur : la profondeur et la distance horizontale depuis la surface topographique pour une altitude constante. Nous prenons comme référence la cote 120 m pour une altitude moyenne de la cavité de 118 m.

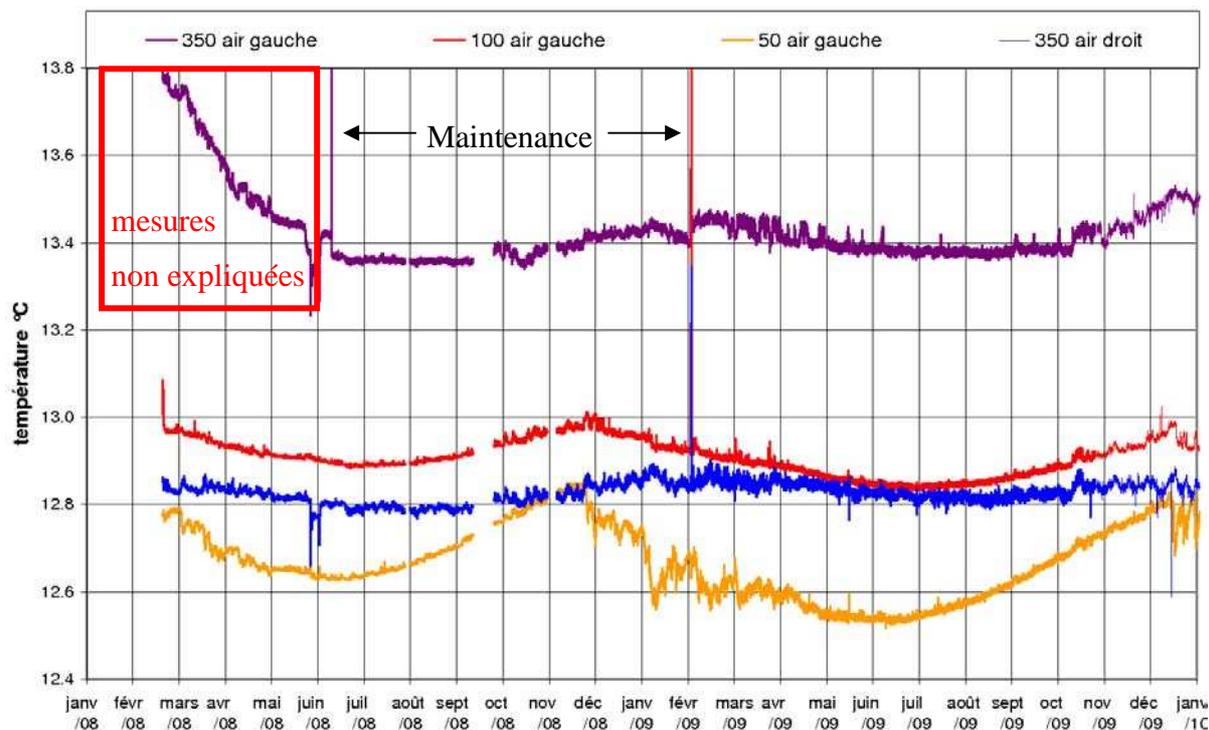


Figure II.21 : Variations de la température de l'air en plusieurs points dans la grotte de Cussac. Les pics du 11 juin 2008 et du 3 février 2009 correspondent aux opérations de maintenance.

Capteur	T° max °C	Date	T°min °C	Date	Amplitude °C	T°moyenne °C	Profondeur	Distance horizontale depuis la surface (cote 120)
350 m à gauche	13,46	18/2/9	13,36	16/8/8	0,09	13,40	30m	148m
			13,37	21/8/8	0,08			
100 m à gauche	13,00	28/11/8	12,89	26/6/8	0,11	12,91	22m	68m
			12,84	2/7/9	0,16			
50 m à gauche	12,85	26/11/8	12,63	20/6/8	0,22	12,67	17m	38m
			12,53	16/6/8	0,32			
350 m à droite	12,89	17/2/9	12,78	7/8/8	0,11	12,83	37m	180m
			12,82	2/8/8	0,07			

Tableau II.4 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des températures dans la cavité. La profondeur du capteur par rapport à la surface et la distance horizontale depuis la ligne topographique 120m est spécifiée (l'altitude de la grotte varie de 115 à 118m).

On observe sur la Figure II.21 des valeurs globalement plus chaudes à 350 m à gauche, en moyenne 13,4°C, par rapport aux mesures des autres sondes dont les moyennes vont de 12,67°C à 12,91°C. Ces valeurs plus chaudes peuvent être dues à la présence de la « cascade intérieure » décrite dans le chapitre II.B.3.2 et distante de 90 m (à 440 m dans la partie ouest). Nous ne disposons cependant que de 4 mesures occasionnelles de la température de l'eau de la cascade, tantôt bien plus chaudes (14,4°C le 4 juin 2008 et le 11 juin 2009), tantôt légèrement plus froides que l'air de la grotte (12,9°C le 11 janvier 2008 et 12,1°C le 3 février 2009). La proximité (30 cm) du capteur de pCO<sub>2</sub> peut également induire une augmentation localisée de la température. Enfin, la baisse continue de la température sur les mesures (du capteur à 350 m à gauche) antérieures à juin 2008 n'est pas expliquée.

Les baisses de mai-juin 2008 aux sondes à 350 m à gauche et 350 m à droite sont directement imputables à la surtension due à l'orage qui n'influence pas les autres mesures du fait de la configuration de la centrale d'acquisition.

Les températures maximales sont enregistrées à l'extérieur pour les mois de juillet et août (Figure II.20) en 2008 et 2009. Les températures maximales sont enregistrées environ 4 mois plus tard dans la cavité aux sondes à 50 m et 100 m à gauche, respectivement le 26 novembre et le 28 novembre 2008. Ces sondes sont profondes de 17 m et 22 m. Les sondes à 350 m à gauche et à droite sont plus profondes (30 m et 37 m) et plus éloignées de la surface topographique pour une altitude constante (148 m et 180 m). Les températures maximales sont atteintes le 18 février 2009 à 350 m à gauche et le 17 février 2009 à 350 m à droite soit un peu plus de 6 mois après les températures maximales à l'extérieur.

De plus, la Figure II.21 et le Tableau II.4 montrent que les températures enregistrées aux sondes à 350 m à gauche et à droite sont plus stables (amplitudes plus faibles autour de 0,10°C) que celles enregistrées à 100 m à gauche et, plus encore, que celles à 50 m à gauche (amplitude plus forte, autour de 0,25°C).

Le décalage temporel observé sur les valeurs maximales par rapport aux températures extérieures et l'atténuation de l'amplitude des valeurs à l'intérieur de la cavité, accentué sur les mesures les plus profondes (350 m à gauche et à droite) par rapport aux mesures moins profondes (100 m et 50 m à gauche) pourraient témoigner d'une évolution de la température de l'air de la cavité par conduction thermique à travers le massif.

Toutefois les températures plus froides enregistrées à 50 m à gauche (12,67°C en moyenne) et plus variables semblent indiquer des phénomènes de convection. La convection serait par ailleurs accentuée par notre passage régulier (deux fois par mois) à ce niveau pour l'échantillonnage des eaux du puits et par la proximité de cette sonde avec la zone d'entrée de la grotte.

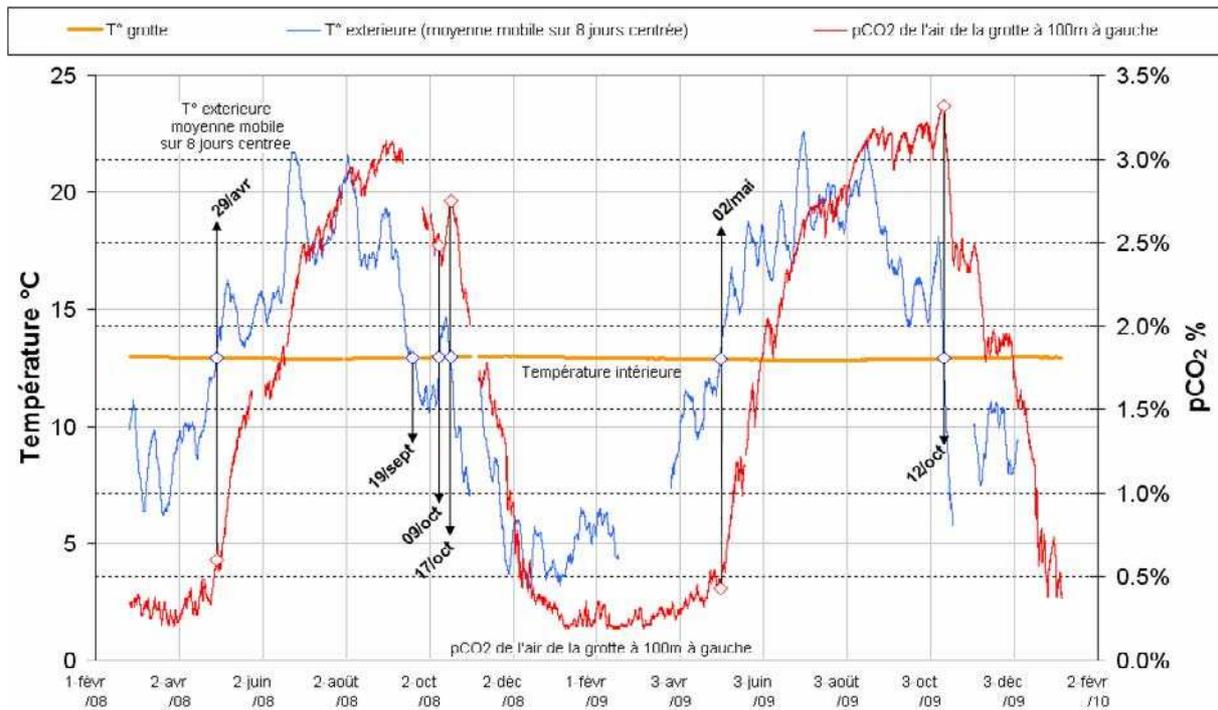
L'entrée de la grotte de Cussac n'est pas fermée par une porte étanche et des ouvertures permettent un échange constant entre la grotte et l'atmosphère extérieure. L'influence de l'entrée de la grotte est difficile à prendre en compte avec les mesures de température. Une influence plus forte, à ce niveau, de l'entrée non étanche de la cavité.

### *II.C.1.3. Variations annuelles de la pCO<sub>2</sub> corrélées aux variations de température*

Les variations de pCO<sub>2</sub> sont fortement corrélées à la différence de température entre l'intérieur de la cavité et la moyenne mobile sur 8 jours de la température extérieure. La Figure II.22 présente cette étroite relation et met en évidence les dates clés d'augmentation ou de diminution de la pCO<sub>2</sub>.

L'augmentation de la pCO<sub>2</sub> intervient lorsque la température extérieure devient durablement supérieure à la température de la cavité. Ce cas se produit au printemps, fin avril ou début mai. Lorsque la température extérieure devient plus faible que la température de la grotte, en octobre, la pCO<sub>2</sub> commence à diminuer. Le redoux observé en octobre 2008 confirme cette relation :

- ré-augmentation de la température moyenne extérieure dès le 7 octobre sans influence sur la pCO<sub>2</sub>,
- la température extérieure moyenne (sur 8 jours) devient supérieure à la température à l'intérieur de la grotte le 9 octobre et ré-augmentation de la pCO<sub>2</sub> le lendemain,
- température moyenne extérieure maximale atteinte le 14 octobre tandis que la pCO<sub>2</sub> augmente toujours,
- la température extérieure moyenne (sur 8 jours) devient inférieure à la température à l'intérieur de la grotte le 17 octobre et la pCO<sub>2</sub> recommence à baisser le lendemain.



**Figure II.22 : Relation entre la température à l'intérieur de la cavité, l'atmosphère extérieure (moyenne sur 8 jours, centrée) et la pCO<sub>2</sub> de l'air de la grotte.**

Les oscillations journalières de température n'ont pas d'impact aussi important que ces variations sur plusieurs dizaines de jours.

Des variations strictement opposées sont observées par MATTEY *et al.* (2010) dans la grotte de S<sup>t</sup> Michael à Gibraltar. La pCO<sub>2</sub> diminue dans la grotte de St Michael lorsque la température moyenne de l'air extérieur devient supérieure à la température de la grotte. Ces résultats dépendent fortement du type de communication entre les deux milieux (grotte et extérieur), ils semblent cependant conduits par un mécanisme similaire. D'autres auteurs ont présenté des exemples de relation entre l'atmosphère extérieure et les cavités (LISMONDE, 2002 ; FAIMON *et al.* 2006 ; MILANOLO et GABROVSEK, 2009 ; SANCHEZ-MORAL *et al.* 2010).

La pCO<sub>2</sub> de l'air de la cavité est fortement liée aux échanges réalisés avec l'atmosphère extérieure. Ces échanges sont eux mêmes conditionnés par la température de l'atmosphère et celle de la cavité. La Figure II.23 présente les variations de pCO<sub>2</sub> aux quatre sondes de 2008 à 2009 en comparaison avec les températures extérieure et intérieure ainsi qu'avec les précipitations. Les variations sont synchrones aux quatre sondes comme nous l'avons vu en II.C.1.1. Le côté droit (c'est-à-dire la partie est de la cavité) présente des valeurs de pCO<sub>2</sub> légèrement plus élevées que celles du côté gauche (c'est-à-dire la partie ouest). La mesure à 100 m à droite est toujours la plus élevée sauf lors des augmentations de pCO<sub>2</sub> au printemps,

période pendant laquelle la mesure à 350m à droite est la plus élevée. Pendant la période de fortes  $p\text{CO}_2$  la mesure à 100 m à droite se distingue nettement des trois autres mesures avec une  $p\text{CO}_2$  plus élevée d'environ 0,15%. La mesure à 100 m à droite présente par ailleurs des oscillations quotidiennes qui sont corrélées aux variations de température de l'air extérieur soulignant de ce fait une plus forte relation entre la cavité et l'extérieur à ce niveau. Des variations quotidiennes de moindre ampleur sont également observables sur la mesure à 350 m à droite, principalement lors des transitions printanières et automnales lorsque la température de la grotte est proche de la température extérieure. Au contraire, les mesures à 100 m à gauche et à 350 m à gauche sont plus lissées et moins influencées par l'extérieur. Une corrélation entre les événements pluvieux et la  $p\text{CO}_2$  dans la grotte est difficile à établir. Les pluies sont généralement accompagnées d'un refroidissement de l'air extérieur qui influe davantage sur les échanges entre la grotte et l'extérieur. Cela est particulièrement visible au cours du printemps et du début de l'été 2009. On observe cependant lors de l'événement pluvieux intense de janvier 2009 une augmentation significative de la  $p\text{CO}_2$  à la suite des précipitations alors même que la température extérieure est restée très basse.

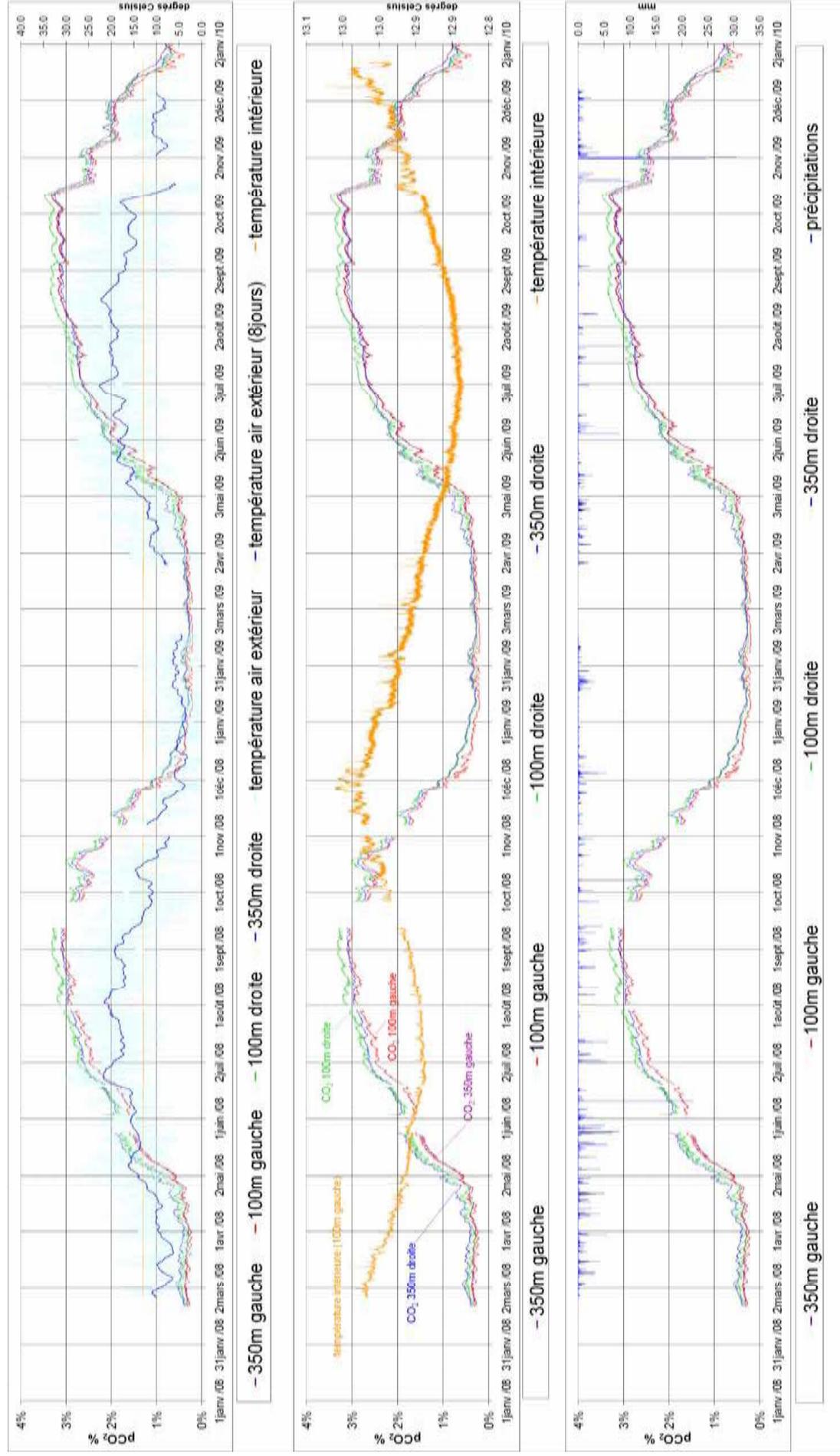


Figure II.23 : Variations en 2008 et 2009 de la pCO<sub>2</sub> aux quatre sondes dans la grotte comparées aux températures intérieures, extérieures et à la pluviométrie.

## **II.C.2. La respiration de la grotte**

La respiration de la grotte représente les échanges entre l'atmosphère extérieure et la cavité. La cavité est un point particulier du massif. Les échanges sont définis à deux niveaux : la cavité en général et la zone d'entrée en particulier. Grâce aux mesures enregistrées dans le vestibule et dans la chatière, il est possible de proposer deux échelles d'observation des échanges au niveau de la zone d'entrée ; saisonnière (été et hiver) et quotidienne (jour et nuit). Seule une échelle saisonnière est proposée pour les échanges entre l'atmosphère extérieure et la cavité en général.

### *II.C.2.1. Le comportement estival*

La relation entre la grotte et l'atmosphère extérieure lors de la période estivale est bien illustrée par les mesures entre le 26 et le 30 juillet 2009. La Figure II.24 présente les enregistrements de plusieurs paramètres aérologiques au cours de cet intervalle.

La température de l'air est globalement plus élevée que la température de la cavité. La température extérieure ne passe sous le seuil des 12,8°C (température de la cavité) qu'à la faveur de la nuit et pour quelques heures seulement.

Au niveau de la zone d'entrée, la température de la chatière côté vestibule est plus haute que la température du vestibule, dont la sonde est située dans un renforcement. Les deux températures montrent des variations synchronisées entre elles ainsi qu'avec la température extérieure : les cycles jour-nuit sont très bien marqués. La température de la chatière côté grotte et *a fortiori* la température de la grotte ne montrent pas de variations quotidiennes significatives.

Les vitesses d'échange entre la cavité et l'atmosphère extérieure augmentent lorsque la température extérieure est au plus haut. Au même moment la pCO<sub>2</sub> dans le vestibule est au plus bas, plus proche des valeurs de l'atmosphère extérieure. Ceci pourrait traduire un flux entrant d'air chaud depuis l'extérieur vers le vestibule, voire la cavité. Au contraire, la nuit, la vitesse d'échange est faible tandis que la pCO<sub>2</sub> du vestibule augmente traduisant une exhalaison de l'air de la cavité vers l'extérieur.

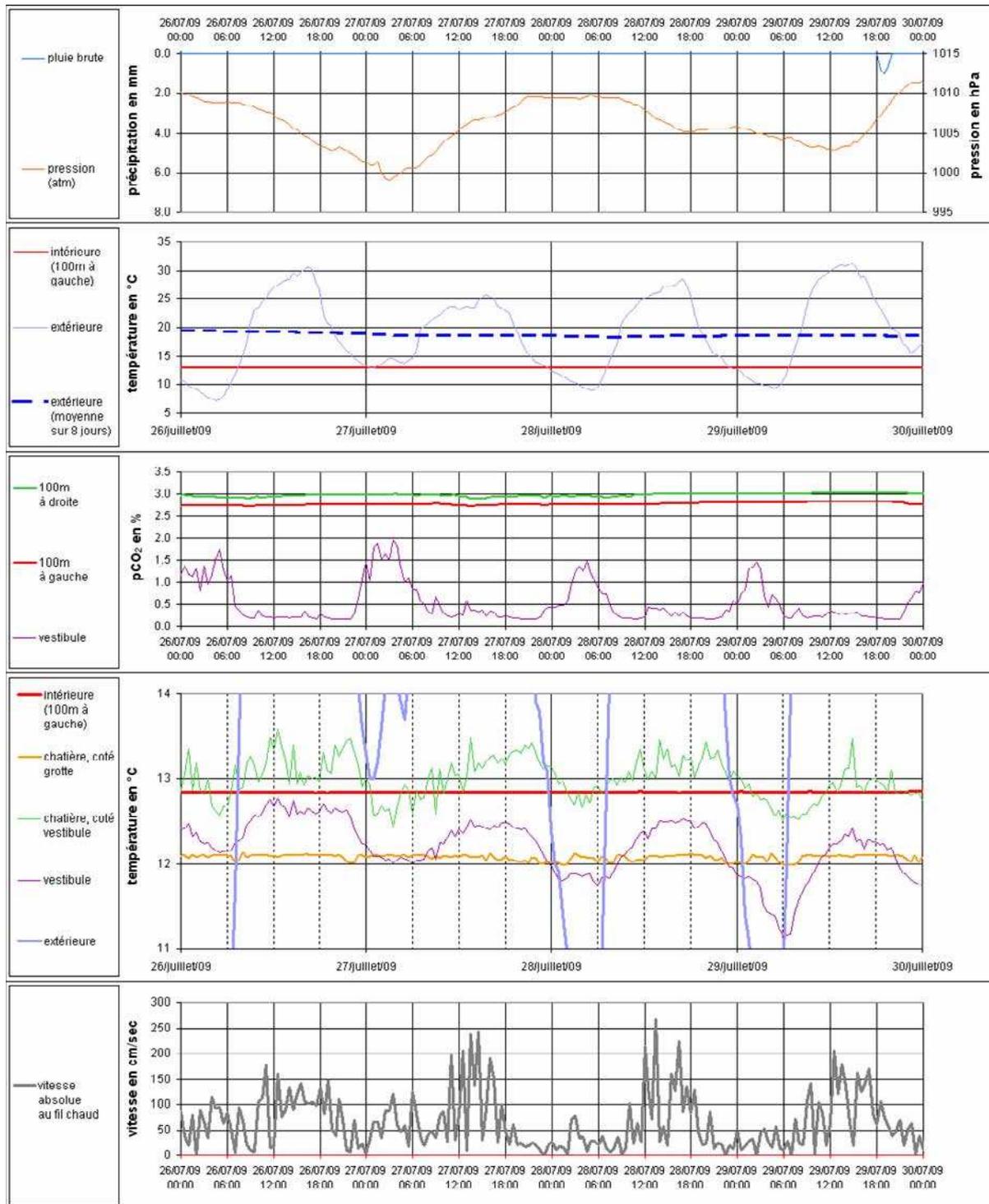


Figure II.24 : Variations des paramètres aérologiques enregistrés dans et à l'extérieur de la grotte de Cussac entre le 26 et le 30 juillet 2009.

### *II.C.2.2. Le comportement hivernal*

La période hivernale est représentée par les mesures enregistrées entre le 10 et le 14 janvier 2009 (Figure II.25). La température extérieure est globalement plus faible que la température de la cavité. On observe par ailleurs un comportement singulier de la température extérieure : une baisse importante et de courte durée en fin de matinée. Ce comportement n'est observé qu'en janvier 2009 et n'est pas observé à d'autres moments de l'année. Cependant, nous ne disposons pas de mesures en janvier 2008 ni en janvier 2010 pour vérifier une possible répétition de ce phénomène. Ces variations pourraient être dues à une baisse relative de l'ensoleillement lorsque le soleil, plus proche de l'horizon en hiver, est masqué par la butte des Truffes sur le versant opposé. La baisse de l'ensoleillement favoriserait la formation de brouillard et la baisse des températures. La baisse de température en fin de matinée ne serait pas visible sur les courbes de température extérieure lorsque d'autres paramètres influencent la température : nuage, pluie ou vent.

Aux heures les plus chaudes de la journée, de 13h à 17h, on observe une augmentation de la vitesse d'échange entre la cavité et l'extérieur. Ce flux d'air reste cependant assez faible comparé à ceux observés lors des journées d'été. Simultanément, la pCO<sub>2</sub> augmente dans le vestibule. De même les températures à la chatière côté grotte, côté vestibule et dans le vestibule augmentent et se classent dans cet ordre (les 11 et 12 janvier 2009) :

grotte > chatière côté grotte > chatière côté vestibule > vestibule > extérieur.

Ces variations indiquent un flux d'air depuis la cavité vers l'extérieur au cours de la journée. Au contraire, la nuit les températures du vestibule et de la chatière (des deux côtés) diminuent et la pCO<sub>2</sub> dans le vestibule se rapproche de la pCO<sub>2</sub> de l'atmosphère extérieure. La vitesse d'échange est réduite et ne se distingue pas du bruit de mesure.

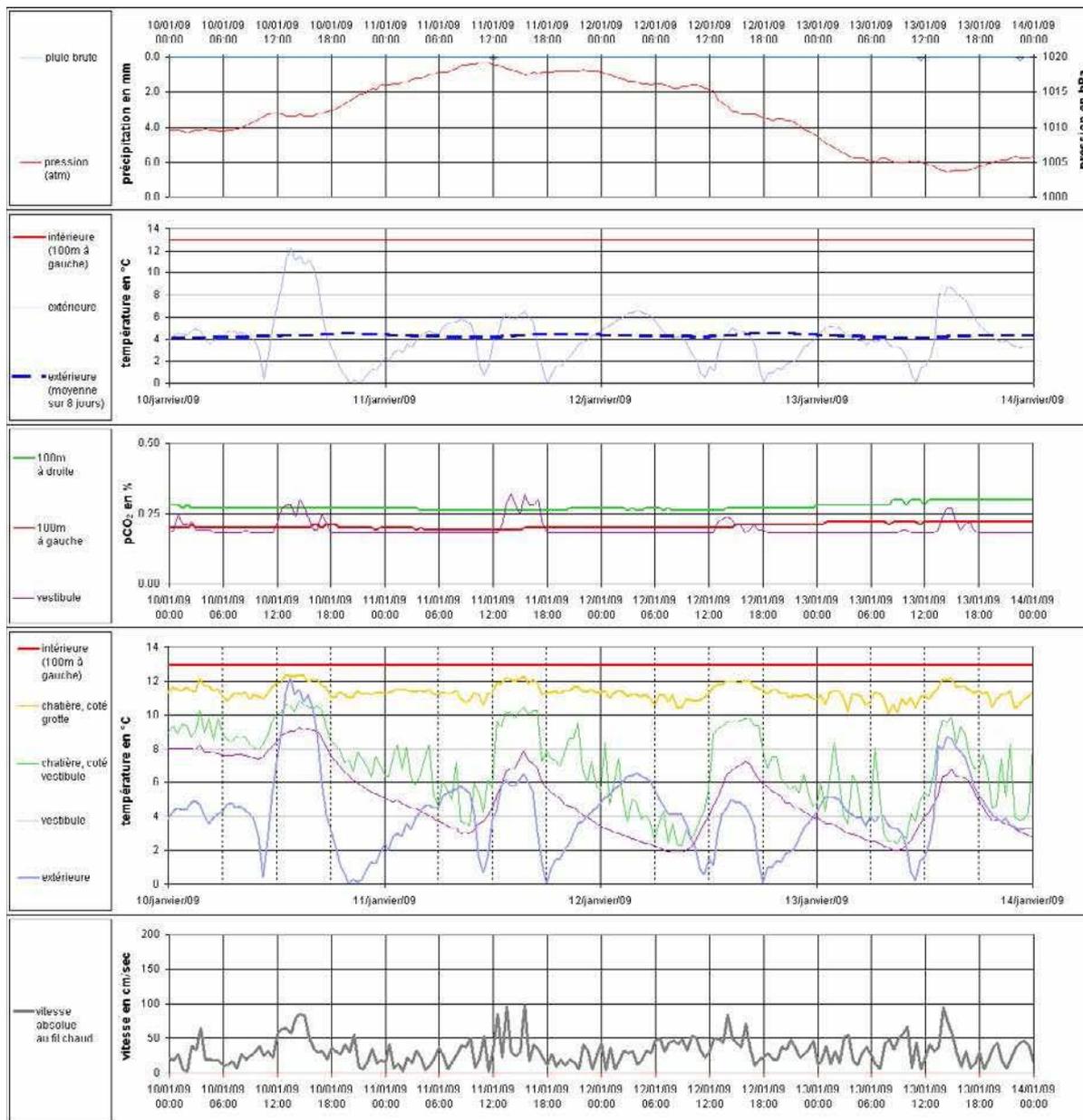


Figure II.25 : Variations des paramètres aérogiques enregistrés dans et à l'extérieur de la grotte de Cussac entre le 10 et le 14 janvier 2009.

### **II.C.3. Conclusions sur les flux d'air entre la cavité et l'extérieur**

Les relations entre l'atmosphère extérieure et la zone d'entrée de la cavité présentent quatre comportements :

- en hiver, la majorité du temps et surtout durant la nuit, le flux d'air est quasi nul et l'air froid extérieur peut lentement diffuser dans la cavité,
- en hiver, pendant les quelques heures les plus chaudes de la journée, le flux d'air au niveau de la chatière est dirigé vers l'extérieur. Cela implique une entrée d'air en d'autres points du massif et à travers les zones où la  $p\text{CO}_2$  est plus élevée,
- en été, la nuit, un flux léger est dirigé depuis la cavité vers l'extérieur et la  $p\text{CO}_2$  augmente dans le vestibule,
- en été, en journée, l'air du vestibule subit un influx depuis l'atmosphère extérieure, mais cet influx d'air chaud et pauvre en  $\text{CO}_2$  ne semble pas ou peu atteindre la chatière côté grotte.

Une synthèse des relations entre la cavité, le massif et l'atmosphère extérieure est proposée en Figure II.26. Seuls les comportements saisonniers sont proposés.

En été l'atmosphère extérieure est globalement plus chaude que l'air du massif. Les masses d'air provenant de l'extérieur refroidissent dans le massif et diffusent depuis l'épikarst et les zones proches de la surface vers les zones plus profondes où elles apportent des  $p\text{CO}_2$  plus élevées. La  $p\text{CO}_2$  de la cavité est élevée (autour de 3%) et semble proche de la  $p\text{CO}_2$  du massif. Le  $\text{CO}_2$  peut diffuser depuis la cavité et le massif vers l'extérieur à travers les fissures du massif.

En hiver l'atmosphère extérieure est globalement plus froide que l'air du massif. Les masses d'air froides provenant de l'extérieur se réchauffent dans le massif. Cet air à faible  $p\text{CO}_2$  se mélange et remplace progressivement l'air de la cavité. L'air à forte  $p\text{CO}_2$  diffuse vers d'autres parties du massif moins influencées par les variations de température de l'atmosphère extérieure. La  $p\text{CO}_2$  diminue dans la cavité jusqu'à environ 0,2%.

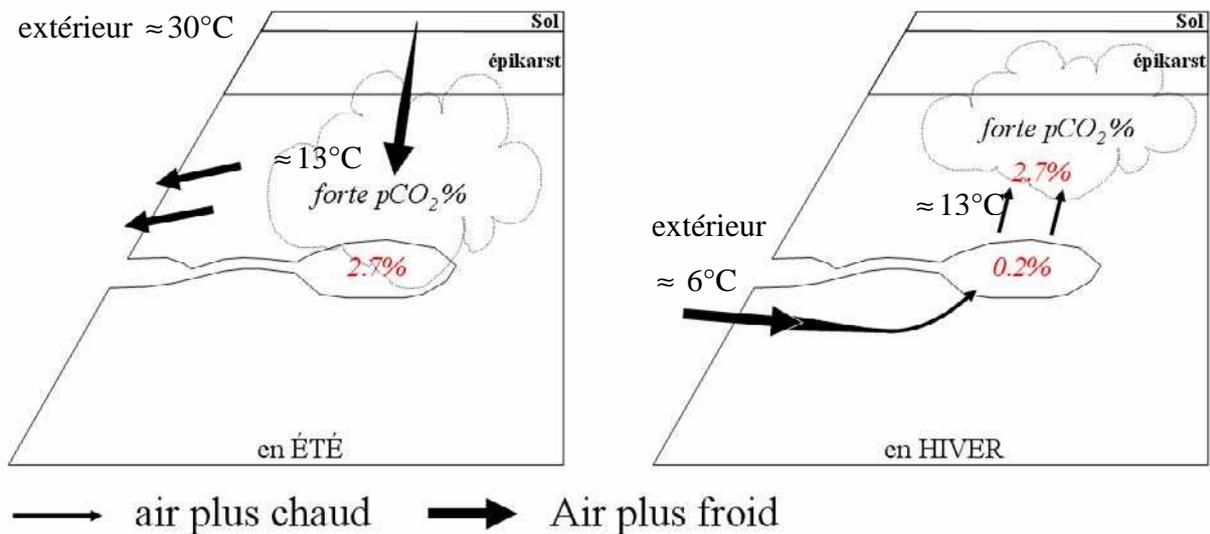


Figure II.26 : Modèle du comportement hivernal et estival. Les valeurs de  $pCO_2$  sont issues des enregistrements du 11 janvier 2009 et du 26 juillet 2009.

#### **II.D. Conclusions sur les caractéristiques du site d'étude**

Le site présente des conditions très favorables à l'étude des écoulements en milieu karstique et dans la zone non saturée en particulier. Il est situé dans une région tempérée avec des précipitations abondantes (autour de 800 mm par an) et réparties de façon homogène dans l'année. La présence de la grotte de Cussac, cavité pénétrable de grande dimension, en constitue l'intérêt majeur. Elle permet l'accès à des points d'eau à l'intérieur du massif karstique. Ceux-ci s'ajoutent aux nombreuses sources présentes aux abords de la cavité.

L'étude de l'aérogologie de la grotte nous fait considérer celle-ci comme un milieu particulier. La grotte est à l'interface entre l'atmosphère extérieure et l'atmosphère de la zone non saturée ; elle est soumise à ces deux influences. Les variations cycliques annuelles de la  $pCO_2$  dans la cavité, de 0,2% l'hiver à un peu plus de 3% l'été, sont corrélées aux variations de la différence de température entre l'intérieur de la grotte constante à 13°C et l'extérieur de la grotte. Les basses températures extérieures en hiver favorisent une lente diffusion de l'atmosphère extérieure vers la grotte. Au contraire en été, l'air de la grotte est plus influencé par l'air de la zone non saturée du massif.

Ces variations de  $pCO_2$  et leurs mécanismes sont importants pour la compréhension des interactions entre l'eau, l'air et la roche qui seront développées dans les chapitres IV et V.

# **CHAPITRE III**

## **Caractérisation des écoulements par les outils hydrochimiques et hydrodynamiques**

Le fonctionnement du système karstique de la grotte de Cussac et les caractéristiques des écoulements sont abordés au moyen des outils classiques de l'hydrogéologie :

- l'hydrochimie, en appui sur deux années de mesures bimensuelles entre 2007 et 2009,
- l'hydrodynamique en appui sur les mesures en continu dans la source Farfal, dans le puits, dans la grotte et les mesures pluviométriques.

L'hydrochimie classe les eaux en fonction, d'une part de leur répartition dans les compartiments karstiques et d'autre part, en fonction des caractéristiques de leurs unités de drainage. Certaines émergences présentent d'étroites relations. Ces relations sont mises en évidence par traçage artificiel et par la similitude de leurs concentrations chimiques. Les variations chimiques au cours des cycles sont interprétées au regard des variations hydrodynamiques.

L'étude hydrodynamique s'appuie sur quatre crues importantes pour lesquelles nous avons établi et comparé les courbes de récession. À partir de ces crues et des mesures de la concentration en chlorure dans les pluies et dans les eaux de la source Farfal, nous avons également défini une estimation de la surface du bassin d'alimentation de l'exutoire principal du système. En outre les temps de réponse du système lors des événements pluvieux intenses sont quantifiés à partir du suivi de la température, de la conductivité et du niveau d'eau dans le puits et à la source Farfal. La comparaison de leur réponse aux événements pluvieux souligne leur relation particulière.

### **III.A. Étude hydrochimique**

Le suivi au cours des deux années d'étude des concentrations des ions majeurs dans les eaux du système karstique de Cussac permet de distinguer plusieurs comportements. Bien que toutes les eaux soient dominées par le couple calcium bicarbonate, il est manifeste que les eaux ne proviennent pas de la même unité de drainage comme le montrent leurs faciès chimiques.

#### **III.A.1. Méthodes et matériel**

Les paramètres physico-chimiques des émergences sont mesurés in situ par des sondes mobiles lors des campagnes bimensuelles de prélèvements. Ces prélèvements sont par la suite analysés en laboratoire.

##### *III.A.1.1. Méthode de prélèvement : fréquence et préparation des échantillons*

Les échantillonnages et mesures ponctuels sont réalisés en moyenne tous les 15 jours aux points d'eau suivis spécifiquement d'octobre 2007 à décembre 2009. A ce suivi régulier s'ajoutent des campagnes de mesures et d'échantillonnages simultanés sur l'ensemble des sources reconnues sur le site d'étude afin d'obtenir une vue générale de la chimie locale.

Pour chaque émergence nous procédons à :

- une mesure de la conductivité électrique au moyen d'un conductimètre avec correction de température WTW 340i équipé d'une sonde Tetracon 325. L'appareil donne la conductivité à 25° quelle que soit la température réelle de l'eau. L'étalonnage de l'appareil est effectué mensuellement à partir d'une solution à 1413  $\mu\text{S}/\text{cm}$  à 25°. La précision de l'appareil est de 0,5% de la mesure en  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , sa résolution est de 1  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et l'incertitude de la mesure est de 2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ .
- une mesure du pH au moyen d'un pHmètre WTW 330i équipé d'une sonde Sentix 41. l'étalonnage est réalisé avant chaque départ sur le terrain à partir de solutions tamponnées de pH=4.01 et pH=7.00. La précision de l'appareil est de 0,003 unité pH, la résolution de 0,001 u.pH et l'incertitude de 0,05 u.pH.
- deux mesures de température réalisées au moyen des appareils susmentionnés. La précision des appareils est de 0,1°C sur le 340i et 0,1°C sur le 330i, la résolution est de 0,1°C et l'incertitude de 0,1°C. Nous prenons la moyenne de ces deux mesures.
- une mesure de la concentration en bicarbonate par colorimétrie. Le titrateur digital HACH permet de contrôler l'injection d'acide sulfurique à 1,6N dans 100ml d'échantillon. Le vert de bromocrésol passe au rouge de méthyle à pH=4,38 ce qui correspond, à 20°C au pH où 99% du carbone inorganique dissout est sous forme d'acide carbonique. La mesure est réalisée sur le site du prélèvement et, pour des

raisons de sécurité, à l'extérieur de la cavité. L'incertitude sur le résultat découle essentiellement de l'estimation visuelle de la zone de virage colorimétrique. Un seul opérateur a effectué ces essais tout au long du suivi pour ne pas introduire de biais de mesure. L'incertitude est estimée à deux digitations sur le titrateur digital, soit 2,44 mg/L.

Les prélèvements pour analyses chimiques sont effectués sur le terrain dans des flacons de 500 ml en HDPE (Haute Densité Poly-Ethylène). En laboratoire ces échantillons sont transférés :

- en flacon de 60 ml HDPE après filtration à 0,45 µm et ajout d'acide nitrique 1N pour la préparation des analyses des cations,
- en flacon de 60 ml HDPE après filtration à 0,45 µm pour la préparation des analyses des anions.

Les filtres stériles sont en PVDF (PolyVinylidèneFluorure), un matériau hydrophobe.

#### *III.A.1.2. Analyses en laboratoire au chromatographe*

Les mesures de concentration en cations (sodium, ammonium, potassium, magnésium et calcium) et anions (fluorure, chlorures, nitrite, sulfate, nitrate, phosphate) sont réalisées sur un chromatographe Dionex ICS 1500. Il est muni de colonnes AS15 pour les anions et CS12 pour les cations. Pour les anions, nous utilisons une colonne AS15 et un éluant à base de soude (KOH). Pour les cations, nous utilisons une colonne CS12 et un éluant à base d'acide méta-sulfonique. L'incertitude sur la mesure est estimée à 2% par les tests de répétitivité effectués sur les échantillons.

#### **III.A.2. Les faciès des sources**

Les émergences présentent des concentrations en ions majeurs (autres que le calcium et le bicarbonate) assez faibles et homogènes. Certaines émergences se distinguent cependant par une concentration légèrement plus élevée pour un ou deux ions dissous. L'analyse en composante principale identifie plusieurs types de faciès.

##### *III.A.2.1. Une minéralisation essentiellement bicarbonatée calcique*

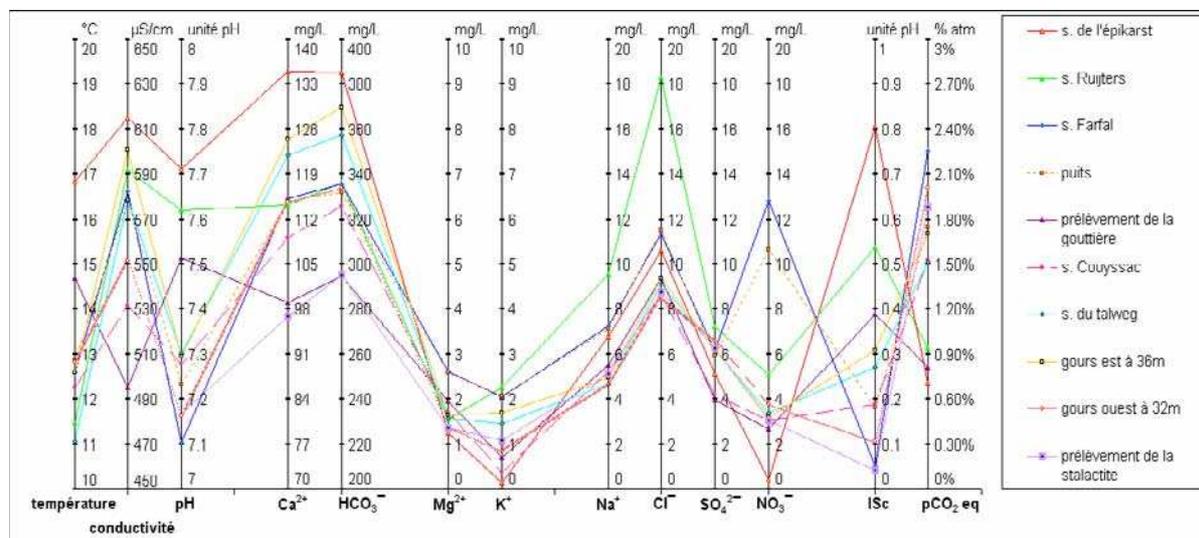
La minéralisation est largement dominée par le couple calco-carbonique : calcium et bicarbonate. La conductivité électrique en est de ce fait le reflet, et une relation linéaire (équation (III.1)) peut être proposée si l'on considère l'ensemble des mesures :

**(III.1)** conductivité électrique  $\approx 1,68 * \text{concentration en bicarbonate}$

avec  $R^2=0,87$ .

Cependant cette tendance générale n'est pas vérifiée pour les faibles variations au sein d'une même source.

Les autres ions dissous constituant la minéralisation sont présents en concentrations bien plus faibles. La Figure III.1 présente les valeurs moyennes mesurées d'octobre 2007 à décembre 2009 sur 10 points d'eau suivis avec régularité. Le Tableau III.1 complète cette figure en présentant les valeurs maximales, moyennes et minimales pour chaque source et pour chaque paramètre. On distingue nettement sur la Figure III.1 la spécificité de certains points d'eau. Le puits et la source Farfal ont une plus forte concentration en nitrate et en magnésium tandis que la source Ruijters se distingue en sodium et chlorure alors que la source de l'épikarst a une plus forte concentration en bicarbonate.



**Figure III.1 : Caractéristiques physico-chimiques des 10 émergences suivies avec régularité.**

Au-delà de ces particularismes, on peut donner des plages de valeurs aux concentrations en ions dissous : le chlorure est inférieur à 12 mg/L, le sodium le nitrate et le sulfate ne dépassent pas 8 mg/L, le magnésium est sous les 2,2 mg/L et le potassium n'est pas au dessus de 3 mg/L, voire 1,5 mg/L si l'on excepte le puits et les sources Farfal et Ruijters.

Enfin, concernant la relation entre le sodium et le chlorure, on peut signaler une bonne répartition des mesures sur la droite météorique. Celle-ci est calculée à partir des mesures sur l'eau de pluie récupérée dans le pluviomètre à auget et donne, en milliéquivalent (équation (III.2)) :

$$(III.2) \text{ concentration en sodium} \approx 0,8374 * \text{concentration en chlorure} - 0,0045$$

avec  $R^2 = 0,76$ .

	Max	Moy	Min	température °C	conductivité µS/cm	pH	Ca <sup>2+</sup> mg/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/L	Na <sup>+</sup> mg/L	K <sup>+</sup> mg/L	Mg <sup>2+</sup> mg/L	Cl <sup>-</sup> mg/L	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/L	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/L	ISc	pCO <sub>2</sub> eq % atm
<b>s. de l'épikarst</b>		707	619	8.10	439	7.74	1.31	13.28	1.17	6.00	1.14	0.78%				
		16.7	7.80	7.65	391	6.64	0.12	9.98	0.31	5.22	0.90	0.54%				
<b>s. Rujiters</b>		659	524	8.35	388	11.83	1.75	23.02	7.80	8.11	1.21	2.64%				
		11.5	7.62	7.04	337	9.47	2.20	18.68	5.11	7.30	0.54	0.95%				
<b>s. Farfal</b>		607	528	7.30	355	9.69	3.03	13.21	17.37	7.96	0.22	3.47%				
		13.0	7.10	6.91	335	7.32	2.08	11.65	13.20	6.36	0.04	2.28%				
puits		604	547	7.60	390	8.72	3.02	12.70	15.47	9.02	0.54	2.77%				
		13.0	7.23	7.01	335	6.98	1.89	11.07	10.42	5.85	0.18	1.72%				
prélèvement de la gouttière		521	457	7.75	315	6.19	2.20	9.87	6.35	4.85	0.53	1.70%				
		14.9	7.50	7.22	295	5.51	0.71	9.37	2.75	3.95	0.38	0.83%				
s. Couyssac		558	484	7.56	344	6.43	2.06	9.98	6.52	6.05	0.41	3.19%				
		12.3	7.26	6.95	326	5.38	0.39	8.98	3.17	4.42	0.17	1.58%				
s. du talweg		650	579	7.58	406	5.54	1.71	11.10	8.25	7.14	0.53	2.40%				
		11.1	7.28	7.12	360	4.70	1.41	9.30	3.47	6.23	0.25	1.59%				
gours est à 36m		656	521	8.09	407	5.55	2.24	11.54	8.69	8.27	0.85	2.58%				
		12.9	7.65	7.12	318	4.80	1.56	9.58	2.95	6.18	0.54	0.87%				
gours ouest à 32m		583	402	7.96	354	5.38	1.45	9.36	6.88	7.00	0.49	2.91%				
		12.4	7.12	7.00	285	4.66	0.87	8.57	3.80	6.61	0.21	1.29%				
prélèvement de la stalactite		607	354	7.36	364	13.31	2.07	15.90	3.18	6.79	0.18	2.41%				
		12.3	7.18	7.07	319	6.74	1.27	9.17	2.60	6.28	0.04	1.79%				
		607	607	7.07	53	4.28	0.65	8.57	0.54	5.12	-0.03	1.33%				

Tableau III.1 : Valeurs maximales, moyennes et minimales des caractéristiques physico-chimiques des 10 émergences suivies avec régularité.

Cependant, on constate une augmentation relative en sodium sur certaines émergences : la source Farfal et le puits, les gours ouest à 32 m, la stalactite et le prélèvement à la gouttière. Les eaux de la source Ruijters au contraire ne subissent pas d'enrichissement en sodium et s'alignent sur la droite météorique malgré de plus fortes concentrations en sodium et chlorure.

### *III.A.2.2. Les types d'eau rencontrés*

La Figure III.1 a déjà mis en évidence des particularités propres à certaines émergences.

L'Analyse en Composante Principale (ACP) a pour objectif de représenter les données dans un nouvel espace qui prend en compte plusieurs variables simultanément. Nous avons réalisé une ACP prenant en compte 12 variables (concentrations en calcium, magnésium, potassium, sodium, bicarbonate, nitrate, sulfate, chlorure et fluorure ; température, pH et conductivité électrique) ainsi que 303 individus répartis sur 9 points d'eau. Les données sont centrées sur la moyenne et réduite (divisées par l'écart type). Du fait de leur mode de prélèvement, les données issues de l'écoulement de la stalactite sont incomplètes et n'ont pu être intégrées à l'ACP. Les gours ouest à 32 m ont été répartis en deux catégories, « hiver » et « été » (cf. II.C.1) pour mieux prendre en compte leur dispersion.

Les trois premiers axes factoriels n'absorbent que 71% de la variance totale, avec F1=36%, F2=20% et F3=15% de variance absorbée. La répartition des anciennes variables sur les axes factoriels (quelle que soit la combinaison : F1F2, F1F3 ou F2F3) conduit à deux observations :

- la conductivité est fortement liée à la concentration en bicarbonate et en calcium (équation (III.1)),
- la température et la concentration en fluorure ne sont pas des facteurs discriminants.

La projection des individus et des variables dans le plan F1F2 présentée sur la Figure III.2 permet de distinguer deux nouveaux axes :

- F1' marque la concentration en bicarbonate qui traduit les échanges en milieu diphasique entre l'air, l'eau et la roche. Il rassemble à une extrémité (secteur inférieur droit) la conductivité et les concentrations en calcium et bicarbonate, opposées au pH présent à l'autre extrémité,
- F2' marque les eaux influencées par les éléments chimiques du sol, d'origine météorique ou anthropique. Il distingue d'un côté les émergences caractérisées par de plus fortes concentrations en ions allochtones (nitrate, sulfate, chlorure, sodium et potassium) et de l'autre les émergences qui ne sont pas particulièrement riches en ces ions dissous. Le magnésium, bien que présent sur la partie positive de F2', n'est pas placé dans le même secteur que les autres ions et ne saurait être considéré comme allochtone.

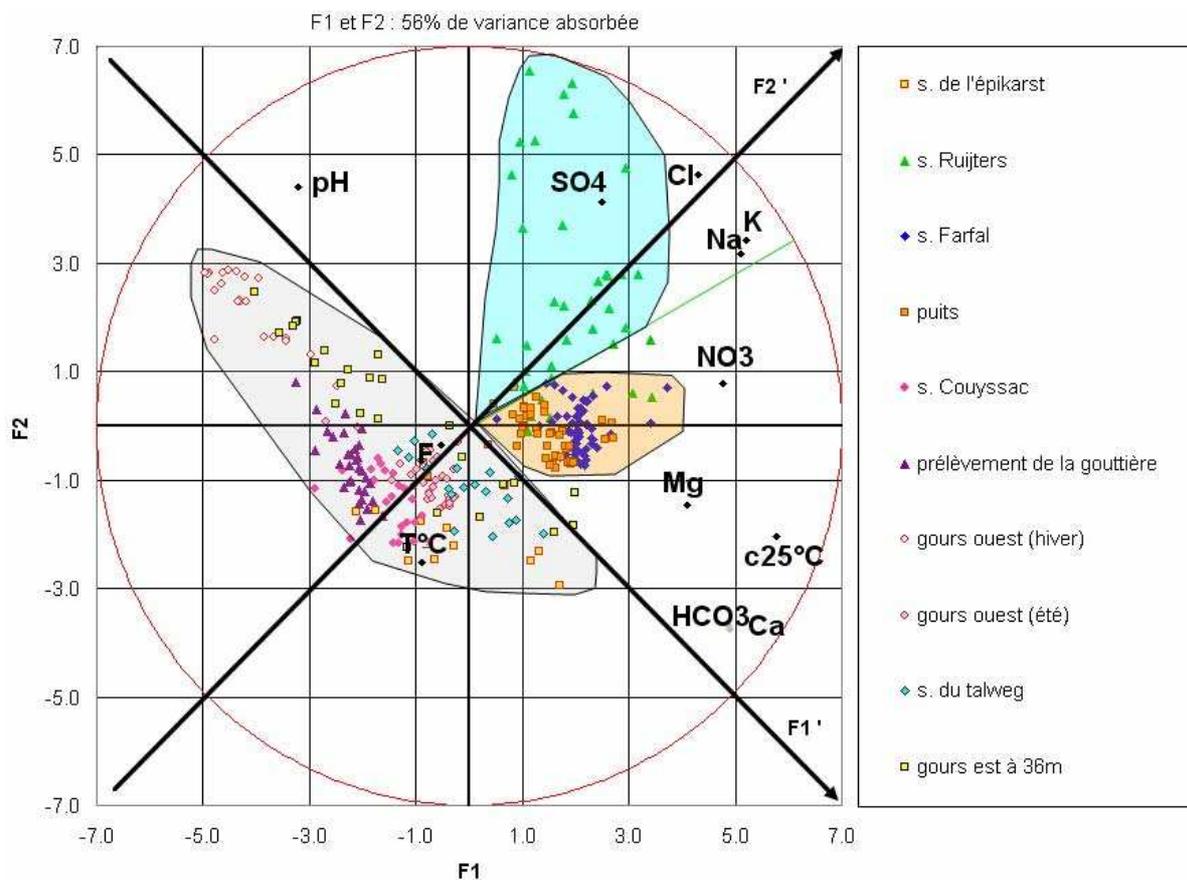


Figure III.2 : Projection des émergences suivies avec régularité dans le plan factoriel F1F2

La répartition des sources le long de l'axe F1' s'effectue selon leurs concentrations moyennes en bicarbonate et l'on observe la succession suivante : gours ouest en hiver, gours est, prélèvement de la gouttière, source Couyssac, gours ouest en été, source du talweg et source de l'épikarst. La projection orthogonale sur F1' des sources Ruijters et Farfal ainsi que le puits les positionne au niveau du talweg, gardons cependant à l'esprit que leur position dans le plan F2F3 est fortement influencée par leurs concentrations en ions allochtones.

À partir des observations de terrain et de la position relative des émergences sur l'axe F1' nous pouvons proposer une répartition de ces émergences dans les différents compartiments du karst :

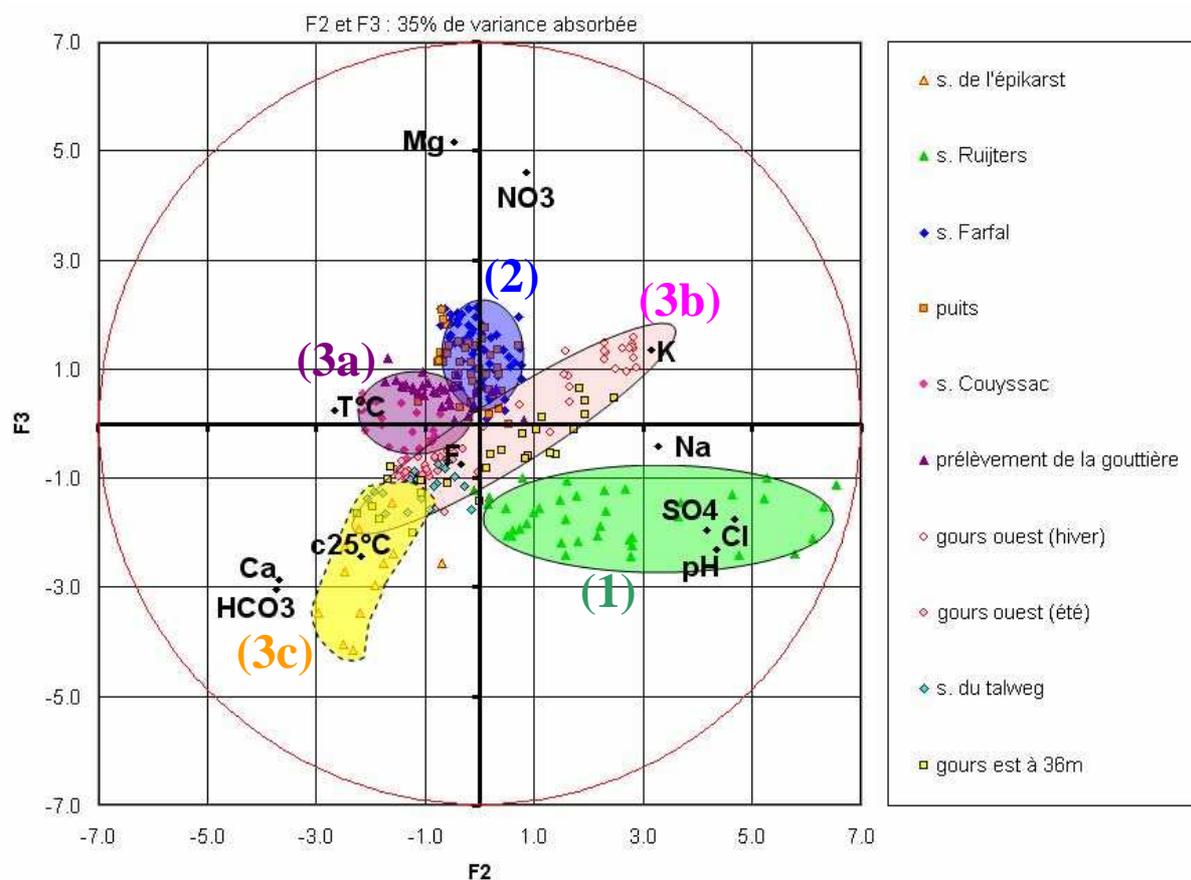
- épikarst : source de l'épikarst et une partie des prélèvements de la source du talweg,
- zone de transmission : source Farfal, puits, source Ruijters, une partie des prélèvements de la source du talweg, et une partie des prélèvements source Couyssac,
- zone noyée : écoulement de la gouttière et une partie des prélèvements source Couyssac.

Les eaux des gours est et ouest sont difficiles à classer dans l'un ou l'autre des compartiments à ce stade de l'étude du fait de leur grande variabilité en bicarbonate qui les répartit sur presque toute l'étendue de l'axe F1'.

L'axe F2' distingue nettement les pollutions nitratées des autres types de pollution (sulfate, sodium, chlorure et potassium).

La projection des individus et des variables sur la Figure III.3 dans le plan F2F3 qui absorbe 35% de la variance permet d'affiner la discrimination des eaux en fonction de leurs faciès chimique :

- (1) les eaux marquées par le couple sulfate-chlorure, et le sodium (source Ruijters),
- (2) les eaux marquées par le nitrate et le magnésium (source Farfal et Puits),
- (3) les eaux ne présentant pas de variation particulière sur ces ions,  
Au sein de ce groupe nous distinguons trois sous groupes :
  - (3a) les eaux ne présentant aucune particularité sur aucune espèce ionique (prélèvement de la gouttière et source Couyssac),
  - (3b) les eaux à fortes variations de concentration en calcium et bicarbonate (gours est à 36 m et gours ouest à 32 m et, en partie seulement, la source du talweg),
  - (3c) les eaux très riches en calcium et bicarbonate mais pauvres en autres éléments (source de l'épikarst, et dans une moindre mesure la source du talweg).



**Figure III.3 : Projection des émergences suivies avec régularité dans le plan factoriel F1F3**

La répartition des échantillons issus de la source Couyssac et du prélèvement de la gouttière dans les repères F1F2 et F2F3 est particulière. Ces eaux se caractérisent par une concentration en calcium et bicarbonate relativement faible et constante, elles sont repoussées par le pôle  $\text{HCO}_3^-$  sur l'axe F1'. De même leurs concentrations faibles et peu variables en ions allochtones, marqueurs de surface, les placent dans la partie négative de l'axe F2'. Ces deux caractéristiques aboutissent à leur position centrale dans le repère F2F3 puisque ces eaux ne sont attirées par aucun des pôles : nitrate/magnésium, sulfate/chlorure, calcium, bicarbonate. Elles concordent également, pour l'écoulement de la gouttière, avec l'existence d'une zone noyée perchée, à l'interface entre les calcaires gréseux et marneux, avec des eaux moins carbonatées et moins affectées par la surface. Les eaux de la source Couyssac ne semblent pas provenir d'une zone noyée perchée comme les eaux de la gouttière. Leurs faibles variations de concentration ionique ne sont pas encore expliquées.

### III.A.3. La réponse chimique aux événements pluvieux majeurs : un système très tamponné

La stabilité des concentrations en ions majeurs dans les émergences pérennes témoigne d'un système assez tamponné, toutefois troublé par l'occurrence de crues après des événements pluvieux intenses. Les variations chimiques et physiques des émergences principales au cours de la période d'étude sont présentées en Annexe 2.

#### III.A.3.1. Les variations de la chimie au cours du temps

Le suivi de la chimie des eaux d'octobre 2007 à décembre 2009 (Annexe 2) montre une certaine stabilité des concentrations en ions majeurs. Il n'est possible de s'intéresser ici qu'aux points d'eaux pérennes : sources Ruijters, Farfal, Couyssac, puits, gours ouest à 32 m et prélèvement de la gouttière. Nous ne disposons pas de suffisamment de mesures sur les points d'eau intermittents (source de l'épikarst, source du talweg et gours est à 36 m) pour proposer une interprétation de leur évolution dans le temps. Les coefficients de variations des concentrations des ions majeurs sont de l'ordre de 10% (Tableau III.2). Seul le nitrate montre une forte variabilité au cours de l'année. Cette variabilité ne concerne toutefois que les sources à faibles concentrations en nitrate (inférieures à 8 mg/L). De même, les concentrations en potassium à la source Couyssac sont faibles, inférieures à 0,7 mg/L et la forte variabilité doit être jugée à l'aune de l'incertitude sur la mesure (cf. III.A.1.2).

	Ca	HCO3	Na	K	Mg	Cl	NO3	SO4
s. Farfal	2%	3%	10%	9%	11%	4%	13%	14%
puits	3%	5%	12%	9%	12%	9%	18%	16%
gours ouest à 32m	21%	21%	7%	26%	6%	8%	25%	5%
prélèvement de la gouttière	7%	6%	7%	26%	16%	4%	34%	26%
s. Ruijters	9%	10%	16%	17%	7%	15%	29%	7%
s. Couyssac	3%	3%	10%	32%	11%	10%	38%	22%
échelle de couleur :	0-10%	10%-20%	20%-30%	>30%				

Tableau III.2 : Coefficients de variations des concentrations des ions majeurs aux émergences du système de Cussac

Le couple calco-carbonique est assez stable au cours de l'année pour tous les points d'eau pérennes, à l'exception des gours ouest à 32 m sur lesquels nous reviendrons. Le pH montre au contraire des variations cycliques sur les deux années de suivi :

- des valeurs maximales sur la période hivernale,
- des valeurs minimales sur la période estivale.

Ces variations seront importantes pour la compréhension du fonctionnement du système, comme nous le verrons au chapitre suivant, tant les liens sont forts entre le pH et les concentrations en calcium et bicarbonate.

La source Ruijters se distingue par des variations cycliques saisonnières des concentrations en ions majeurs (Annexe 2). Ainsi les concentrations en sulfate, nitrate, chlorure, sodium et potassium sont plus élevées de mai à novembre et plus faibles de décembre à avril. Compte tenu de l'alignement des mesures de sodium et chlorure sur la droite météorique, nous pouvons supposer une reconcentration estivale due à l'évaporation. Les concentrations en magnésium, calcium et bicarbonate ne suivent pas ces cycles. Elles varient simultanément selon un cycle différent et moins marqué pour lequel nous ne disposons pas d'assez de recul pour avancer une interprétation.

### *III.A.3.2. La variation de magnésium et sulfate est marquée par les crues*

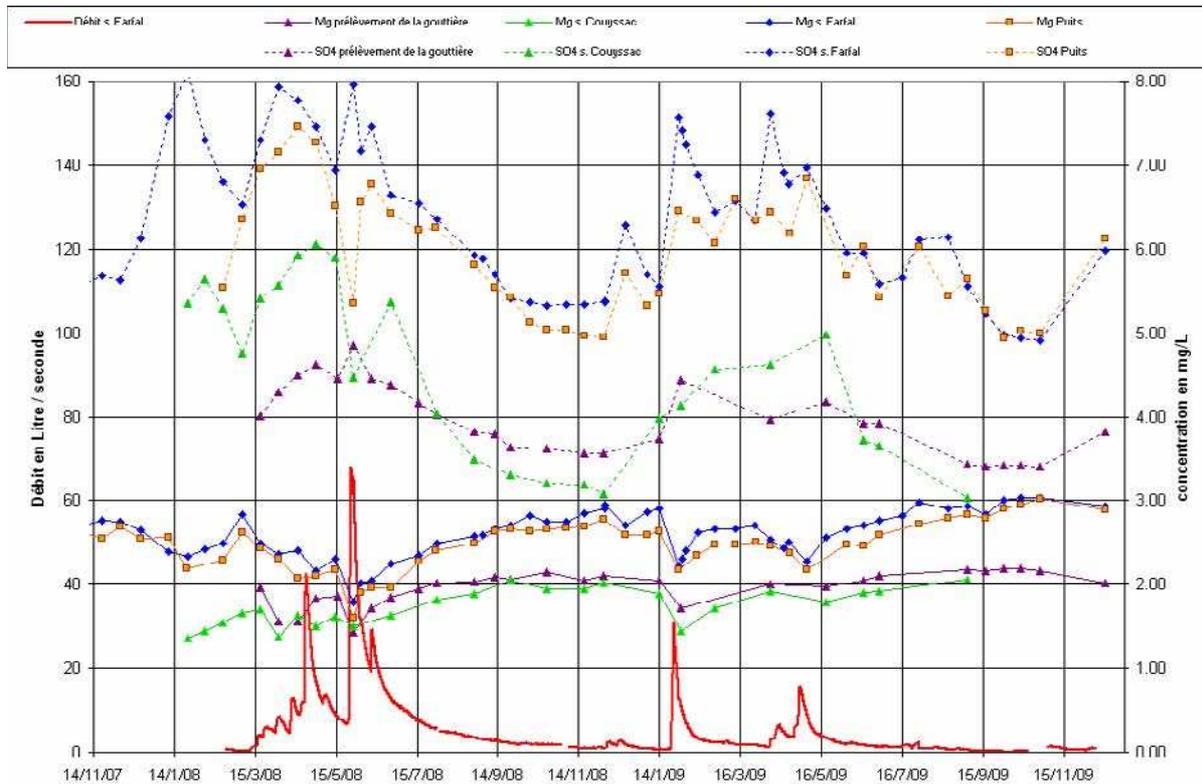
Les concentrations en sulfate et en magnésium évolue de façon opposée au cours du temps sur les quatre points d'eau pérennes que sont le puits, la source Farfal, la source Couyssac et le prélèvement de la gouttière (Annexe 2). La Figure III.4 présente les variations des concentrations en sulfate et magnésium à ces 4 points d'eau ainsi que le débit de la source Farfal.

La concentration en sulfate est élevée lors des périodes de hautes eaux et diminue progressivement pendant l'étiage. À la source Farfal particulièrement, la concentration en sulfate présente des pics synchronisés avec les pics de crue confirmant ainsi son rôle de marqueur de surface. La concentration en magnésium, marqueur traditionnel du temps de séjour en milieu carbonaté non dolomitique, augmente progressivement à chaque période d'étiage et chute lors des crues : avril 2008, fin mai 2008, janvier 2009 et avril 2009.

Il est possible à la source Farfal d'établir une relation entre la concentration en magnésium en mg/litre et le débit mesuré en litre/sec telle que (équation (III.3)) :

$$(III.3) \text{ concentration en magnésium} = -0,2398 * \text{Ln}(\text{débit}) + 2,852$$

avec  $R^2=0.98$ . Cependant une telle relation ne repose à ce jour sur aucun concept qui pourrait la relier à une modalité d'écoulement.



**Figure III.4 : Corrélations entre le débit de la source Farfal et les concentration en magnésium et sulfate dans les eaux de l'écoulement de la gouttière, du puits et de la source Farfal. Le débit de la source Farfal est représentatif du niveau d'eau dans le puits et du débit de l'écoulement de la gouttière.**

Les concentrations en sulfate et en magnésium montrent toutes deux des valeurs seuils qui ne sont pas dépassées au cours des trois périodes d'étiages. Pour l'exemple, nous nous concentrerons sur les variations à la source Farfal. Le sulfate diminue jusqu'à mi-septembre puis se stabilise vers 5,3 mg/litre, pour ne remonter qu'à la suite de la crue de décembre 2008 et surtout de janvier 2009. De même, un seuil de 5,0 mg/litre est atteint fin septembre 2009. Parallèlement le magnésium atteint un palier de 2,8 mg/litre puis 3,0 mg/litre aux mêmes périodes. Il faut noter la présence d'un palier sur la concentration en magnésium à 2,7 mg/litre lors du court étiage de février et mars 2009 qui n'est pas associé à une stabilisation aussi nette de la concentration en sulfate.

La concentration en magnésium atteinte lors du plateau peut servir d'indicateur de l'état de recharge du système. L'étiage de l'automne 2009 est le plus sévère et conduit à la concentration maximum pour le plateau. L'étiage de février 2009, moins sévère qu'en automne 2009, aboutit également à une concentration de plateau, mais celle-ci est moins élevée qu'à l'automne 2009. L'observation d'une concentration stable en magnésium semble pouvoir servir d'outil d'estimation prospectif de la sévérité de l'étiage auquel on s'expose en cas d'absence de pluie, avec un délai d'environ 2 mois.

### **III.A.4. Les liens entre les émergences**

Certaines émergences présentent une grande proximité quant à leur faciès chimique. Au moins trois relations particulières sont reconnues : entre le canyon, le puits et la source Farfal, entre les gours est à 36 m et la source du talweg et entre les gours ouest à 32 m et les eaux des stalactites.

#### *III.A.4.1. Les relations dans le système Farfal-Canyon-Puits-écoulement sous le travertin*

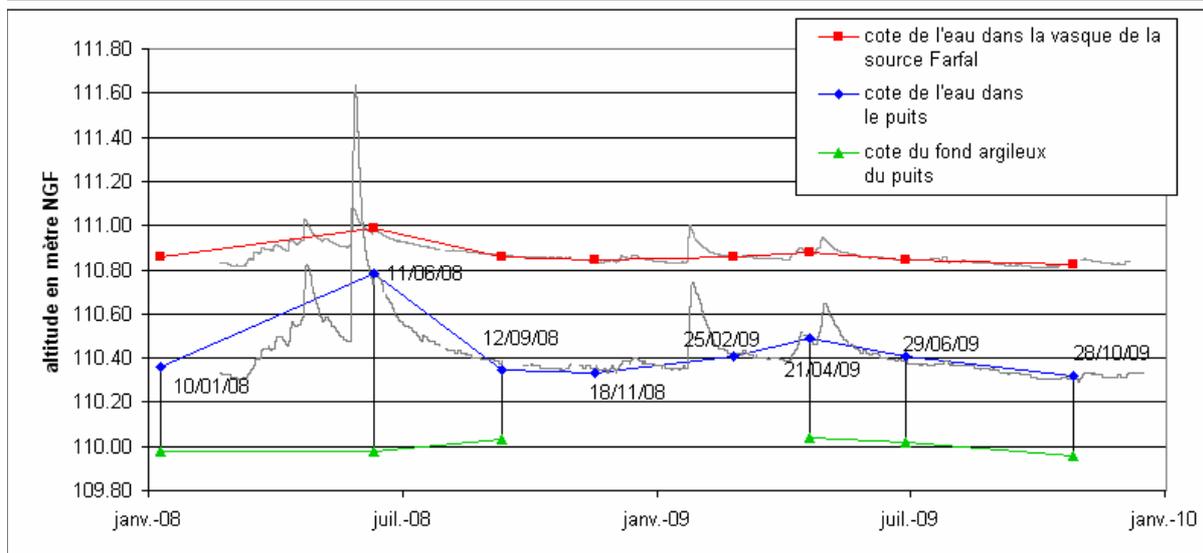
Les niveaux de l'eau dans le puits et dans la vasque de la source Farfal sont enregistrés en continu depuis 2008 (cf. II.B.4). La cote de l'eau dans le puits est en moyenne 50 cm plus basse que la cote de la source Farfal. Les mises en charge dans le puits à l'occasion des forts événements pluvieux réduisent cet écart, et peuvent comme fin mai 2008 inverser le gradient d'altitude entre ces deux points d'eau.

La source Farfal est équipée d'une échelle limnigraphique et d'un déversoir. Le sommet de l'échelle limnigraphique d'un mètre de haut est nivelé à 111,65 m. Les hauteurs d'eau lues ponctuellement sur l'échelle donnent la cote de l'eau. La profondeur de l'eau dans le puits est mesurée au moyen d'une sonde piézométrique par rapport à un repère au bord du puits dont l'altitude est connue suite à la topographie réalisée dans la cavité. La Figure III.5 présente les mesures ponctuelles de la cote de l'eau dans le puits ainsi que celles réalisées le même jour à la source Farfal (le nombre de mesures sur l'échelle limnigraphique de la source Farfal est en réalité bien plus élevé du fait de son accessibilité).

La cote piézométrique du puits est environ 50 cm plus basse que la cote de l'eau dans la source Farfal. Les variations de piézométrie de la source Farfal et du puits sont très proches et donnent les mêmes types réponses aux événements de crue (Figure III.5).

La cote du fond du puits ne peut être qu'estimée. La mesure est prise au moment où la tension sur le câble de la sonde piézométrique diminue : la sonde repose alors sur le fond argileux du puits. La valeur ne doit être considérée qu'à titre indicatif du fait de son incertitude.

jour	profondeur (mètre)	tranche (mètre)	cote de l'eau dans le puits	cote du fond argileux du puits	hauteur à l'échelle limnigraphique (cm)	cote de l'eau dans la vasque de la source Farfal
	altitude (en mètre) du repère de lecture pour le puits		115.01		altitude (en mètre) du haut de l'échelle limnigraphique	
						111.65
10 janvier 2008	4.65	0.38	110.36	109.98	21	110.86
11 juin 2008	4.23	0.805	110.79	109.98	34	110.99
12 septembre 2008	4.64	0.31	110.34	110.03	21	110.86
18 novembre 2008	4.65		110.33		19.8	110.85
25 février 2009	4.58		110.40		21	110.86
21 avril 2009	4.52	0.45	110.49	110.04	22.9	110.88
29 juin 2009	4.60	0.39	110.41	110.02	19.3	110.84
28 octobre 2009	4.69	0.36	110.32	109.96	17.1	110.82



**Figure III.5 : Comparaison des altitudes de l'eau dans la vasque de la source Farfal et dans le puits dans la grotte de Cussac. Les mesures ponctuelles ont permis de caler les chroniques enregistrées par les sondes par rapport aux relevés topographiques dans et à l'extérieur de la grotte.**

La source Farfal et le puits dans la cavité sont très similaires chimiquement. Ils présentent la même concentration particulière en nitrate et se distinguent également par des concentrations plus élevées en magnésium et potassium que les autres émergences du site. Leurs conductivités électriques respectives sont proches de même que leurs concentrations en bicarbonate et calcium. Le pH de la source Farfal est en moyenne inférieur à celui du puits de 0,2 unité, mais ils varient de façon identique.

Parallèlement aux liens supposés entre la source Farfal et le puits dans la cavité, nous avons souhaité vérifier les relations possibles entre l'écoulement visible dans le canyon à 710 m de l'entrée (partie est de la cavité) et les autres émergences locales. Nous avons réalisé pour cela un traçage au sel (NaCl) associé à un suivi de conductivité : 1,5 kg de sel dilué dans 5 litres d'eau distillée ont été injectés en moins de deux minutes directement dans l'écoulement au moyen d'un tuyau pour éviter les pertes de traceur. La sonde du puits a été reprogrammée pour fournir une mesure toutes les 2 minutes puis toutes les 6 minutes au bout de 4 heures. La mesure à la source Farfal est doublée par une sonde mobile avec un pas de mesure d'une

minute et une autre sonde mobile est placée à la source Ruijters. Enfin des mesures ponctuelles sont réalisées au milieu du ru sur le travertin, au pied de la cascade de travertin, à l'écoulement sous le travertin ainsi qu'à une petite émergence au flanc du travertin à proximité de la cascade. La Figure III.6 présente ces résultats ainsi que l'évolution du débit de la source Farfal au cours du traçage.

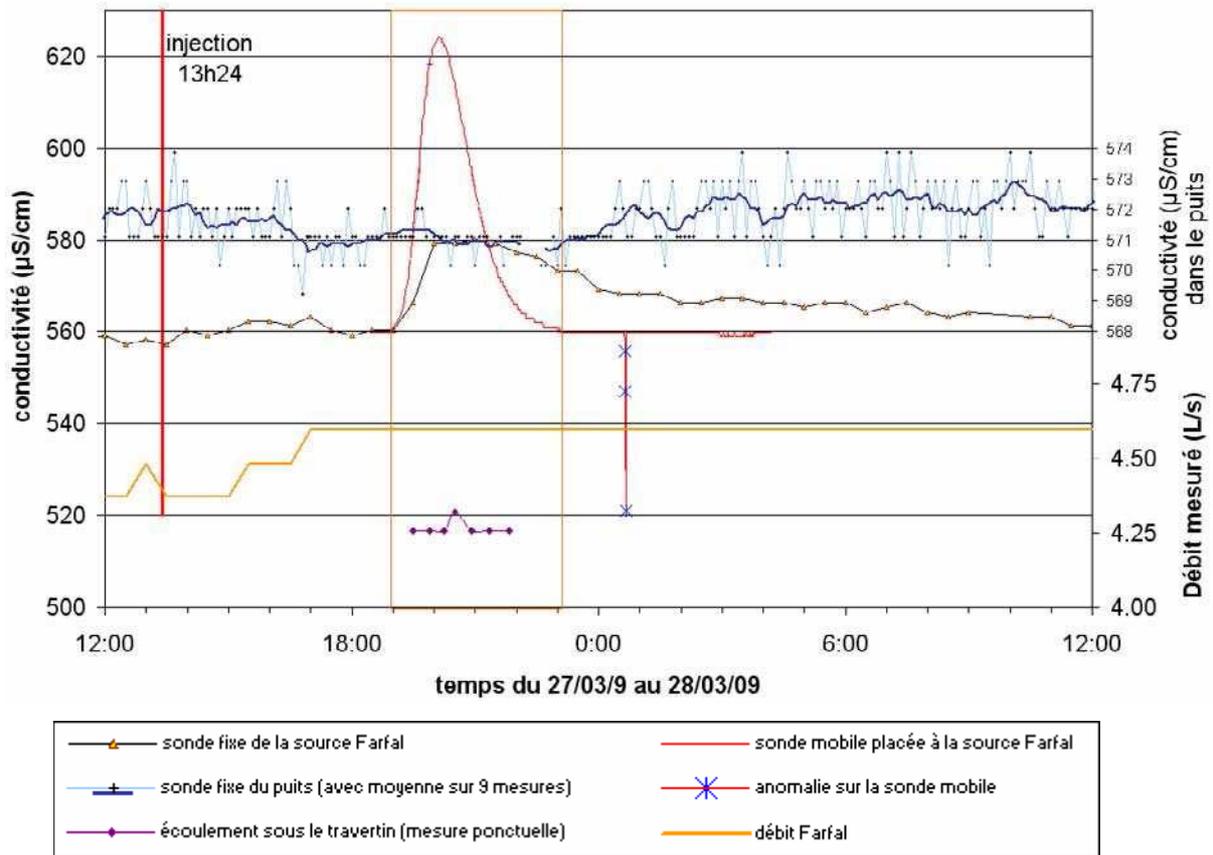


Figure III.6 : Résultats du traçage réalisé par injection dans le canyon à 710 m en partie est

Le suivi de la conductivité a mis en évidence

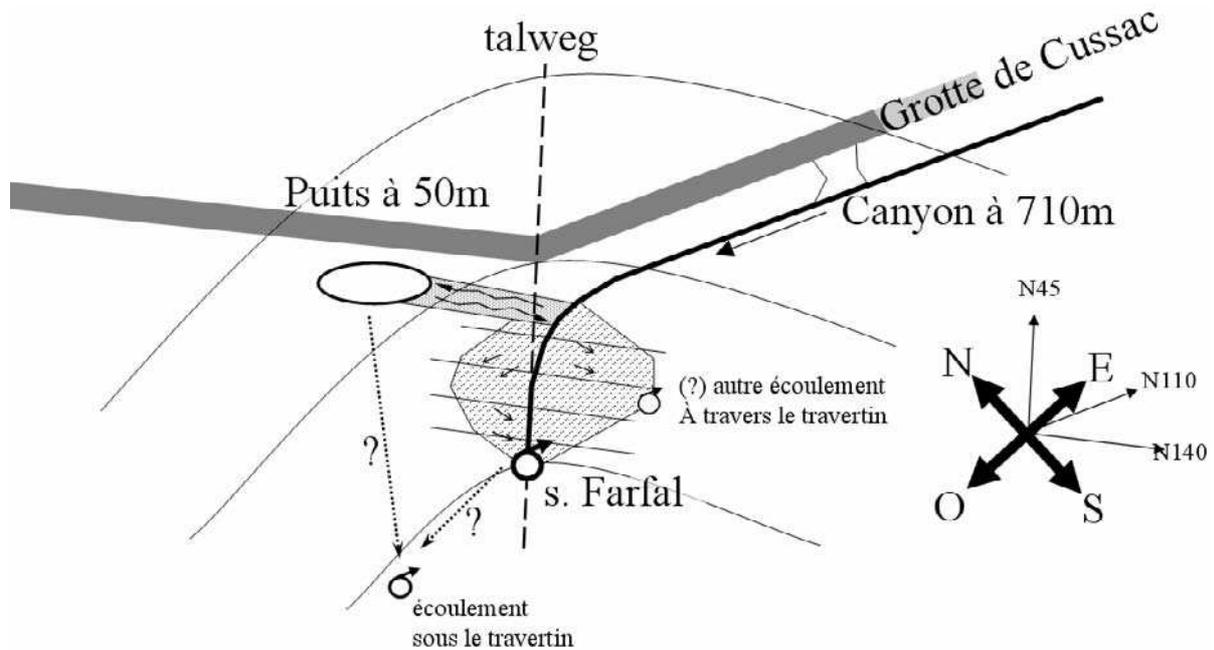
- une relation avec la source Farfal où 783 grammes de sel sont récupérés. Le temps d'arrivée est de 5h37 (sondes fixe et mobile) et la durée de restitution de 4h03 (sonde mobile).
- une absence de relation avec la source Ruijters.
- une absence de relation avec le puits. La conductivité ne montre pas de variation suffisante qui pourrait être attribuée au passage du nuage de sel, même bien au-delà du 28 mars 2009. Tout au plus voit-on une atténuation des oscillations autour de la valeur moyenne de 571 µS/cm.

Nous en arrivons à une opposition étonnante puisque tous les indicateurs chimiques et physiques plaident pour une relation entre le puits dans la cavité et la source Farfal alors que le traçage ne confirme en rien cette hypothèse.

On peut alors considérer le puits comme une fenêtre sur un système annexe au drainage, en lien avec la source Farfal et alimenté par les mêmes eaux en provenance du canyon. Cependant la liaison se ferait au travers d'un filtre qui ralentirait l'arrivée d'eaux de chimie différente que ce soit lors du traçage ou lors des crues. Une telle hypothèse devrait être vérifiée par une certaine inertie du puits lors des mises en charges dues aux crues. Dans le cas du traçage, la rapidité du passage du nuage (4h03) a pu limiter la diffusion des eaux salées à travers le filtre. Ce filtre peut être par exemple un colmatage sablo-argileux dans les fractures reliant le système annexe à l'écoulement principal.

Cette hypothèse illustrée sur la Figure III.7, fait de la source Farfal l'exutoire actuel d'un réseau qui s'écoulait autrefois plus loin en aval. Cet exutoire serait apparu lors du recul du talweg du Genestal orienté N45 sous l'action du ruissellement de surface et d'une certaine instabilité du sol due aux plans de fracturation N148, N142 et N111 caractéristiques de la cavité. Une telle érosion serait similaire au recul du talweg des Combettes à l'origine de l'ouverture de la grotte du Pigeonnier.

Le temps de passage du nuage de sel apparaît bien long au regard de la vitesse estimée de l'écoulement dans le canyon de 0,4 m/s : en considérant cette vitesse et la distance entre le canyon et la source Farfal, soit environ 750 m, le temps d'arrivée aurait du se situer autour de 30 minutes. En corollaire, la vitesse calculée de progression du nuage est de  $5.8 \cdot 10^{-4}$  m/s, largement inférieure à la vitesse estimée de l'écoulement dans le canyon. L'écart de temps peut traduire la mise en place d'une zone localement saturée dans la fracturation de décompression, restreinte aux abords immédiats de la source Farfal où les vitesses d'écoulement seraient nettement plus faibles. Elle pourrait être la conséquence de l'existence du travertin dont la présence au niveau de la vasque de la source Farfal contraindrait l'écoulement naturel des eaux. Une zone localement saturée expliquerait également la mise en charge des griffons dans la vasque.



**Figure III.7 : Schéma de l'hypothèse actuelle de la relation entre l'écoulement visible dans le canyon à 710 m en partie est, le puits en partie ouest et la source Farfal. La possibilité d'une relation avec l'écoulement sous le travertin est envisageable sans être prouvée ni réfutée par le traçage.**

Enfin, la comparaison des débits entre l'écoulement dans le canyon et la source Farfal permet d'affiner le modèle conceptuel des écoulements. Lors du traçage, le débit au canyon a été estimé à 16 l/s (0,8 m de large, 0,05 m de tranche d'eau et 0,4 m/sec) tandis que celui mesuré au déversoir installé à la source Farfal s'établissait autour de 4,5 l/s. Parallèlement, le fait que seulement la moitié du sel injecté (0,783 kg / 1,5 kg) ait été retrouvé à la source Farfal laisse penser que celle-ci ne constitue pas l'unique exutoire de l'écoulement du canyon. On peut envisager :

- une infiltration vers les niveaux inférieurs du calcaire gréseux (encore présent sur une vingtaine de mètres d'épaisseur), voire possiblement à travers le calcaire marneux jusqu'à atteindre les marnes sous-jacentes,
- une diffusion à travers le travertin pour rejoindre le Belingou.

Toutefois la relation entre l'écoulement sous le travertin et le système Puits-Farfal-Canyon demeure ambigu. Le suivi de cet écoulement n'avait pour but que de vérifier l'existence d'une relation possible avec le canyon, sans la quantifier. Un faible nombre de mesures fut donc réalisé, toutes stables à 517  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Une seule mesure montre une augmentation de 4  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , au moment où le maximum de conductivité est atteint à la source Farfal. Il est difficile de considérer une mesure unique comme significative d'un lien avec le canyon. De plus, un autre

écoulement au flanc du travertin, plus petit et 1,5 m plus en hauteur ne montre pour sa part aucune variation de conductivité électrique. Deux hypothèses sont à envisager :

- le traceur ne passera jamais car il n'y a pas de relation,
- le traceur est passé après la période de mesures.

Un retard dans le temps de passage pourrait traduire une relation avec le puits ou un autre système annexe au drainage et un écoulement plus diffus et plus lent que celui qui aboutit à la source Farfal.

L'écoulement sous le travertin est également très proche chimiquement des eaux du puits et de la source Farfal en nitrate, sulfate, chlorure, sodium, magnésium et potassium (l'Annexe 2 présente, entre autre, les variations temporelles de ces concentrations ioniques pour le puits, la source Farfal et l'écoulement sous le travertin). Le pH et l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite sont plus élevés que sur les deux sources précitées et, en corollaire, la conductivité électrique et les concentrations en bicarbonate et calcium sont plus faibles. Il peut s'agir des mêmes eaux qu'au puits ou à la source Farfal après un dégazage et une précipitation de calcite dans le travertin. Il n'est pas possible à ce stade de l'étude de préciser l'origine exacte de l'eau de cet écoulement sous le travertin. Un nouveau traçage réalisé avec une injection dans le puits pourrait répondre à cette problématique.

#### *III.A.4.2. Les relations entre le gours est et ouest, la source du talweg et la stalactite*

Naturellement, les eaux issues des gours ouest à 32 m et des stalactites sont chimiquement très proches (Annexe 2). On peut s'interroger sur la possible similitude entre les gours est à 36 m côté droit et les gours ouest à 32 m côté gauche. L'épaisseur de calcaire au dessus des gours est et ouest est similaire, respectivement à 7 m et 11 m et le couvert végétal est identique. Cependant les positions des gours est et de la source non pérenne du talweg du Genestal ont fait penser dès le début de l'étude à un lien entre ces deux points d'eau. Cette hypothèse est renforcée par la concomitance de leur apparition : de janvier à juillet 2008, de janvier à février 2009 et d'avril à juin 2009.

Du point de vue chimique, les concentrations en nitrate, sulfate, chlorure, sodium, magnésium et potassium aux gours est sont bien plus proches de celles rencontrées à la source du talweg que de celles des gours ouest. Cette proximité est particulièrement marquée pour le potassium et le magnésium dont la concentration augmente tout au long de chacune des trois périodes de présence de ces points d'eau. Les autres ions dissous montrent des différences de concentrations moins marquées, mis à part lors des forts événements pluvieux. Les

concentrations aux gours est et à la source du talweg chutent de façon importante et demeurent presque constantes aux gours ouest.

Ainsi les eaux des gours est et de la source du talweg semblent provenir d'une même origine. Les concentrations en bicarbonate et calcium à ces trois points d'eau suivent pourtant des évolutions distinctes et directement influencées par la qualité de l'air dans la cavité. De janvier à mars voire avril, les eaux des gours précipitent de la calcite avant leur prélèvement, précipitation à l'origine même des concrétions des gours. Les eaux de la source du talweg ne subissent pas ce phénomène de précipitation avant leur prélèvement et se distinguent de ce fait nettement des eaux des gours est (au regard de la concentration en calcium et bicarbonate). L'arrivée des eaux des gours est entre mai et juillet, notamment à la suite des forts événements pluvieux de fin mai 2008, n'a pas été suivie par une précipitation de calcite, la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans la cavité étant élevée. Les concentrations en bicarbonates et en calcium sont similaires aux gours est, ouest et à la source du talweg.

### **III.B. Étude hydrodynamique**

L'étude hydrodynamique se base sur quatre crues majeures répertoriées au cours de la période d'étude. Les mesures en continu réalisées au puits et à la source Farfal permettent de définir les paramètres intrinsèques au système de la source Farfal : le coefficient de tarissement, la surface du bassin d'alimentation et la réactivité du système aux pluies.

#### **III.B.1. Les caractéristiques du bassin d'alimentation**

Les courbes de récession relatives aux quatre crues majeures présentent une homogénéité remarquable. Elles permettent une estimation assez précise de la surface du bassin d'alimentation à partir de la pondération par leur concentration en chlorure des volumes précipités et écoulés.

##### *III.B.1.1. Les crues répertoriées au cours de l'étude*

La vasque de la source Farfal est équipée d'une échelle limnigraphique d'un mètre de haut dont le sommet est nivelé à 111,65 m NGF) et d'un déversoir triangulaire (largeur 1 m, hauteur 50 cm, pelle 20 cm, angle 90°) dont la base du triangle est nivelée à 110,78 m NGF.

Les enregistrements du niveau, de la conductivité et de la température à la source Farfal sont effectifs depuis le 21 février 2008, avec une mesure instantanée toutes les demi-heures. La hauteur d'eau enregistrée au-dessus du capteur de pression permet de calculer la cote de l'eau dans la vasque de la source Farfal à partir des valeurs du nivellement de janvier 2008. Chaque intervention sur le site a donné lieu à une lecture de la hauteur d'eau sur l'échelle.

Ces lectures ponctuelles ont permis de corriger les enregistrements lorsque ceux-ci subissaient des perturbations : panne du capteur, panne d'alimentation, perte de données. On note également deux problèmes majeurs qui ont introduit des biais dans la mesure :

- des personnels intervenant dans la cavité qui, au moment de laver leurs bottes dans la vasque de la source Farfal, prennent appui sur les cailloux de protection de la sonde,
- la gêne de l'écoulement au niveau du déversoir triangulaire par un barrage de feuilles mortes, favorisée à l'automne, faisant artificiellement augmenter le niveau dans la vasque. Ce type de barrage est déblayé lors de nos interventions bimensuelles qui se marquent par une baisse immédiate de la cote piézométrique pouvant atteindre 5 cm entre deux mesures.

Le débit  $Q$  ( $m^3/s$ ) est calculé à partir de l'équation de THOMSON (équation (III.4)) :

$$(III.4) \quad Q = \frac{8}{15} * \mu * \tan\left(\frac{\alpha}{2}\right) * \sqrt{g} * \sqrt{2} * H^{5/2}$$

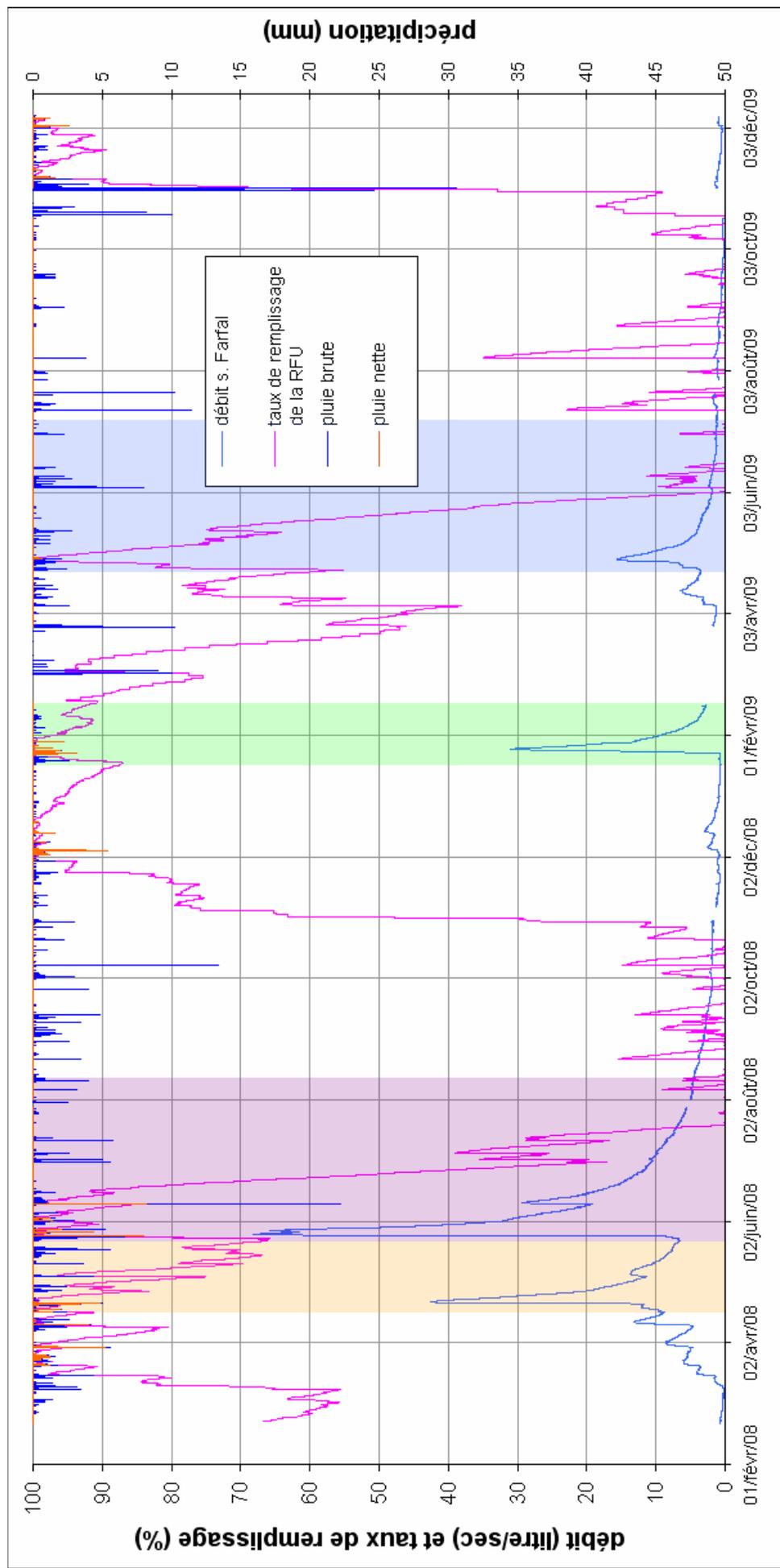
avec  $\alpha$  l'angle d'ouverture du déversoir =  $90^\circ$ ,

$g$  la constante de gravité =  $9.81m/s^2$ ,

$\mu$  un paramètre empirique égal à 0.59 pour le déversoir utilisé,

$H$  la hauteur d'eau en mètre.

Le débit varie de 0,2 l/s au plus fort de l'étiage en octobre jusqu'à 68,1 l/s lors de la plus forte crue enregistrée, fin mai 2008. La Figure III.8 présente l'hydrogramme de la source Farfal.



**Figure III.8 : Hydrogramme de la source Farfal. Les pluies brutes et nettes sont représentées ainsi que le taux de remplissage de la RFU de 100 mm. Quatre crues se distinguent : avril 2008, fin mai 2008, janvier 2009 et avril 2009.**

On distingue quatre crues majeures, surlignées sur la Figure III.8 :

- la crue d'avril 2008 mobilise environ 46 000 m<sup>3</sup> sur 36 jours du 17 avril au 23 mai et englobe une crue secondaire le 5 mai. La récession est interrompue par une autre crue importante fin mai,
- La crue de fin mai 2008 mobilise environ 105 000 m<sup>3</sup> sur 80 jours du 23 mai au 11 août et englobe une crue secondaire le 11 juin,
- La crue de janvier 2009 mobilise au moins 20 000 m<sup>3</sup> sur 26 jours du 21 janvier jusqu'à l'interruption de la mesure par une panne du capteur le 16 février,
- La crue d'avril 2009 mobilise environ 22 000 m<sup>3</sup> sur 62 jours du 25 avril au 26 juin.

La crue d'avril-mai 2008 s'inscrit au cœur d'une période de hautes eaux initiée le 11 mars 2008 peu après le début des enregistrements. Cependant la crue au sens strict se démarque nettement de l'augmentation générale du débit. La crue débute lentement le 17 avril puis s'accroît le 21 avril en réponse aux pluies accumulées depuis le 17 avril et particulièrement les pluies du 21 au 22 avril (27,9 mm). La décrue est perturbée par une crue secondaire le 5 mai due aux fortes précipitations tombées le même jour. La période de récession est interrompue le 23 mai par la crue suivante.

La crue de fin mai 2008 est un événement exceptionnel qui fait suite aux 112 mm de pluie brute précipitée du 23 mai au 7 juin. Cette crue est la plus importante enregistrée au cours de la période d'étude. Les pluies du 23 mai provoquent par ruissellement une légère augmentation du niveau dans la vasque, la crue elle-même ne débute que le 25 mai. Le 11 juin une pluie de forte intensité, 30 mm de précipitation en 30 minutes, perturbe la décrue et provoque une crue secondaire appelée crue de juin 2008. Cependant l'augmentation du débit au cours de la crue de juin 2008 est relativement faible comparée à l'intensité de la pluie. Cette pluie importante et soudaine peut avoir été en partie drainée par le ruissellement de surface minimisant de ce fait l'infiltration directe.

La crue de janvier 2009 fait suite à une longue période d'étiage seulement marquée par une faible augmentation du débit au début du mois de décembre et dont l'influence n'est plus ressentie. Un tel contexte explique la soudaineté de l'augmentation du débit et le contraste important entre les débits avant la crue et le débit maximum. La crue débute le 23 janvier en réponse aux pluies du 22 et du 23 janvier (35,4 mm). La fin de la crue n'est pas enregistrée à cause d'une panne du capteur le 16 février. Cependant les pluies importantes du 3 mars auraient de toute évidence mis un terme à la période de récession.

La crue d'avril 2009 succède à une crue de moindre importance au début du mois d'avril qui marque le retour d'une période de hautes eaux. La crue se déroule en deux temps ; le 25 et le 28 avril, faisant ainsi écho aux deux fortes périodes de pluies du 24 au 26 avril (28,4 mm), puis du 27 au 29 avril (22 mm). À l'instar des crues de 2008, une crue secondaire vient perturber la décrue le 6 juin 2009. L'importance de cette crue secondaire est toutefois très faible. Le début de l'étiage de 2009 est estimé au 26 juin.

Seules les crues de fin mai 2008 et d'avril 2009 ont atteint un état de tarissement. Le Tableau III.3 donne les valeurs du coefficient de tarissement et du volume dynamique estimées pour chacune de ces deux crues.

Le coefficient de tarissement  $\alpha$  est déterminé par l'équation de MAILLET (1905) rappelée par l'équation (III.5) :

$$(III.5) \quad Q = Q_0 * e^{-\alpha t}$$

Le volume dynamique, tel que défini par MANGIN (1975), est déterminé par l'équation (III.6) :

$$(III.6) \quad \text{volume dynamique} = \frac{Q_0}{\alpha}$$

	Crue de fin mai 2008	Crue d'avril 2009
$Q_{\max}$	68,1 l/s ou 5884 m <sup>3</sup> /jour	15,7 l/s ou 1356 m <sup>3</sup> /jour
$Q_0$	2,15 l/s ou 186,2 m <sup>3</sup> /jour	1,68 l/s ou 145 m <sup>3</sup> /jour
$\alpha$	0,00599 jour <sup>-1</sup>	0,00560 jour <sup>-1</sup>
Volume Dynamique	31 070 m <sup>3</sup>	25 851 m <sup>3</sup>

**Tableau III.3 : Paramètres hydrodynamiques de la source Farfal : coefficient de tarissement et volume dynamique pour les crues de fin mai 2008 et d'avril 2009.**

Le volume dynamique de la source Farfal est assez faible, autour de 28 000 m<sup>3</sup>. La source Farfal n'est pas soutenue par une grande zone noyée. L'écoulement observé dans le canyon à 710 m présente un débit très similaire à celui de la source Farfal (observation réalisée le 27 mars 2009, pour des débits relativement faibles). La faible valeur du volume dynamique et la similitude des débits observés dans le canyon à 710 m et à la source Farfal s'accordent avec l'hypothèse d'une réserve suspendue, au sein de la zone non saturée, dans les calcaires gréseux et en relation avec l'air du massif. La réserve suspendue qui soutient les écoulements lors des basses eaux ne doit pas être confondue avec la zone noyée perchée, localisée aux abords de l'émergence et évoquée sur la Figure III.7 .

### III.B.1.2. Les volumes écoulés et l'estimation de la surface du bassin d'alimentation

Les volumes de crues de même que les débits maxima des quatre événements s'accordent sur le classement croissant suivant :

avril 2009 < janvier 2009 < avril 2008 < fin mai 2008.

Le Tableau III.4 présente une synthèse des valeurs caractéristiques des quatre crues majeures. Il présente les débits maximums et les débits de base ainsi que le contraste entre ces deux valeurs. Les volumes mis en jeu au cours des crues sont présentés, il s'agit des volumes précipités (pluie brute et pluie efficace pour l'infiltration) et des volumes écoulés.

Au regard du contraste entre le débit maximum et le débit avant la crue, on peut classer les événements en trois groupes : une augmentation supérieure à 1000 % pour les crues de janvier 2009 et fin mai 2008, autour de 400 % pour les crues d'avril 2008 et 2009 et seulement 150 % pour les crues secondaires du 5 mai 2008 et du 11 juin 2008.

Le pluviomètre installé sur le site nous a permis de récupérer le volume précipité à intervalle de 2 semaines du 19 mars 2008 au 28 octobre 2009, avec toutefois quelques irrégularités sur le pas de mesure. Grâce à l'analyse ionique au chromatographe, nous disposons du suivi des concentrations en chlorure dans les eaux de pluie en plus des mesures effectuées sur les eaux de la source Farfal.

En l'absence d'origine autre que les eaux de pluie, l'ion chlorure est supposé conservatif : le chlorure présent dans les eaux de la source Farfal ne provient que des eaux de pluie. L'estimation de la surface du bassin versant se base sur la pondération des volumes entrants et sortants du système par le rapport des concentrations en chlorure tel que décrit par l'équation (III.7) :

$$(III.7) S = \frac{Cl \text{ Farfal}}{Cl \text{ pluie}} * \frac{\text{volume écoulé}}{\text{volume précipité}}$$

Le volume précipité correspond au volume de pluie brute en m<sup>3</sup> calculé pour une surface de 1 m<sup>2</sup> à partir de la lame précipitée (en mm) comme elle est mesurée par le pluviomètre à auget. L'utilisation dans l'équation (III.7) du volume de pluie efficace (c'est-à-dire efficace pour l'infiltration et calculé à partir de la lame précipitée efficace II.A.2.4), entraînerait une surestimation de la quantité de chlorure entrant. En effet la concentration en chlorure mesurée au chromatographe est celle de l'eau récoltée dans le pluviomètre à auget, et non pas celle de l'eau infiltrée dans le système.

	crue d'avril-mai 2008 dont mai 2008		crue de fin mai-juin 2008 dont juin 2008		crue de janvier 2009		crue d'avril 2009
date début	17-avr-2008	05-mai-2008	23-mai-2008	10-juin-2008	21-janv-2009		25-avr-2009
date fin	23-mai-2008	17-mai-2008	11-août-2008	27-juin-2008	16-févr-2009		26-juin-2009
Q_base	8.8	11.9	6.5	19.2	0.7		3.5
Q_max (litre/sec)	42.5	13.8	68.1	29.3	31.1		15.7
contraste Q_max / Q_base	480%	120%	1050%	150%	4300%		440%
pluie brute (mm)	138.2	42.0	327.0	42.6	97.6		132.6
pluie efficace (mm)	43.3	0.0	75.1	15.0	68.5		3.3
volumne écoulé (m <sup>3</sup> )	46 000	1500	105 000	3600	20 000		22 000

Tableau III.4 : Caractéristiques des quatre crues majeures

Le Tableau III.5 présente les résultats des estimations des surfaces des bassins d'alimentation à partir des volumes précipités (pluie brute) et écoulés par la source Farfal au cours de l'étude et au cours de la période d'étude et au cours des quatre grandes crues. Les volumes sont ceux donnés dans le Tableau III.4.

	source Farfal	eau de pluie
concentration moyenne en chlorure en mg/L	11,35 ± 4%	2,3 ± 76%

	total de la période d'étude	moyenne de la discrétisation de la période d'étude (mesures bi-mensuelles)	crue d'avril-mai 2008	crue de fin mai-juin 2008	crue de janvier 2009	crue d'avril 2009	moyenne
Bassin d'alimentation en km <sup>2</sup>	0,87	1,5 ± 113%	1,66	1,80	1,15	0,89	1,31 ± 28%

**Tableau III.5 : Surfaces estimées du bassin d'alimentation de la source Farfal par la méthode des chlorures.**

Nous avons également réalisé une discrétisation de l'estimation de la surface du bassin d'alimentation pour chacun des 32 couples de mesure de la concentration en chlorure dans les eaux de pluie et dans les eaux de la source Farfal. Les calculs sont réalisés avec le volume de pluie brute précipité entre deux mesures (au pas de mesure bimensuel) et le volume écoulé à la source Farfal dans cet intervalle. Les surfaces ainsi estimées varient fortement selon la mesure, de 0,09 à 7,9 km<sup>2</sup>. Une telle hétérogénéité souligne la limite de la méthode pour des intervalles de temps trop faibles et d'importantes variations en terme de volume précipité et écoulé et en terme de concentration en chlorure. Nous avons retenu la valeur moyenne de ces 32 estimations discrétisées, elle s'inscrit dans la gamme des autres surfaces estimées.

La surface du bassin d'alimentation des eaux de la source Farfal est finalement estimée à 1,31 ± 0,28 km<sup>2</sup>.

Le calcul de la pluie efficace tel qu'il est décrit en II.A.2.4, équation (II.1) conduit à une aberration : la crue secondaire du 5 mai 2008 ne serait alimentée par aucune infiltration malgré une pluie brute de 42 mm. Compte tenu de la surface estimée du bassin d'alimentation de la source Farfal nous pouvons calculer la pluie nette nécessaire pour générer les volumes écoulés lors de chacune des crues. Ces volumes sont comparés aux volumes de pluie brute et de pluie nette dans le Tableau III.6.

		crue d'avril-mai 2008		crue de fin mai-juin 2008		crue de janvier 2009	crue d'avril 2009
		dont mai 2008		dont juin 2008			
pluie brute	(mm)	138,2	42,0	327,0	42,6	97,6	132,6
pluie efficace pour l'infiltration	(mm)	43,3	0,0	75,1	15,0	68,5	3,3
volume écoulé ou volume de la crue secondaire	(m <sup>3</sup> )	46 000	1 500	105 000	3 600	20 000	22 000
pluie nette expliquant l'écoulement mesuré	(mm)	52,9	1,7	120,7	4,1	23,0	25,3

**Tableau III.6 : Comparaison des pluies brutes mesurées, des pluies nettes calculées pour une RFU de 100 mm et des pluies nettes expliquant l'écoulement mesuré pour un bassin de  $1,31 \pm 0,28$  km<sup>2</sup>.**

La pluie efficace calculée par l'équation (II.1) n'est proche de la pluie nette expliquant l'écoulement mesuré à la source Farfal que pour la crue d'avril-mai 2008. Les écarts entre ces deux estimations de la pluie nette pour les crues secondaires du 5 mai 2008 et du 11 juin 2008, ainsi que les crues de janvier et avril 2009 ne montrent pas de tendance particulière. Ces écarts peuvent être dus à deux paramètres :

- la représentativité de la mesure de l'ETP provenant des relevés de Météo-France à la station de Gourdon,
- l'estimation du volume de la RFU. Nous avons choisi pour le site de Cussac un volume de RFU égal à 100 mm (cf. II.A.2.4).

La RFU correspond à un volume d'eau contenu dans le sol et une partie de l'épikarst. Le reste de l'épikarst joue un rôle dans la modulation des écoulements. L'écart de volume entre d'une part la pluie efficace pour l'infiltration à la sortie de la RFU, et d'autre part la pluie nette qui explique l'écoulement, est la conséquence directe du rôle tampon de l'épikarst.

L'épikarst peut agir en tant que soutien des écoulements lorsque l'ETP est élevée et que les pluies efficaces pour l'infiltration sont faibles. C'est le cas des crues d'avril-mai 2008, de fin mai-juin 2008 et d'avril 2009. La crue secondaire du 5 mai 2008 est particulière puisque l'intégralité de l'écoulement proviendrait du soutien de l'épikarst.

À l'inverse, l'épikarst peut détourner une partie de la pluie efficace pour l'infiltration, pour reconstituer des réserves, par exemple vers la fin de la période d'étiage. C'est le cas de la crue de janvier 2009 qui survient après une longue période d'étiage et pour laquelle deux tiers de la pluie efficace ne participent pas à l'écoulement.

L'épikarst n'est pas homogène et peut, au cours d'un même événement participer à l'écoulement et reconstituer ses réserves.

La crue de juin 2008 est un cas à part dans la mesure où une partie de la pluie brute a pu être reprise par le ruissellement de surface. Ce volume, inconnu, n'est pas pris en compte dans l'équation (II.1).

### III.B.2. La caractérisation de la réponse du système à un événement pluvieux

Les quatre crues majeures répertoriées font suite à des événements pluvieux intenses avec des délais non négligeables. Ce délai entre la pluie et le début de la crue qualifie la réactivité du massif et peut être quantifié à partir des mesures en continu réalisées au puits et à la source Farfal. La similitude et la comparaison de la réponse entre ces deux points d'eau apportent des précisions sur leur relation.

#### III.B.2.1. Les temps de réaction: théorie et exemple de la crue de janvier 2009

Un des moyens de caractériser un système hydrogéologique repose sur l'estimation de ses temps de réaction à la suite d'une période pluvieuse intense. La notion de temps de réaction regroupe plusieurs délais relatifs à la variation du débit ou d'un des paramètres physiques ou chimique de l'eau. La définition des termes utilisés dans la suite de ce chapitre pour qualifier ces différents temps de réaction est détaillée dans la Figure III.9.

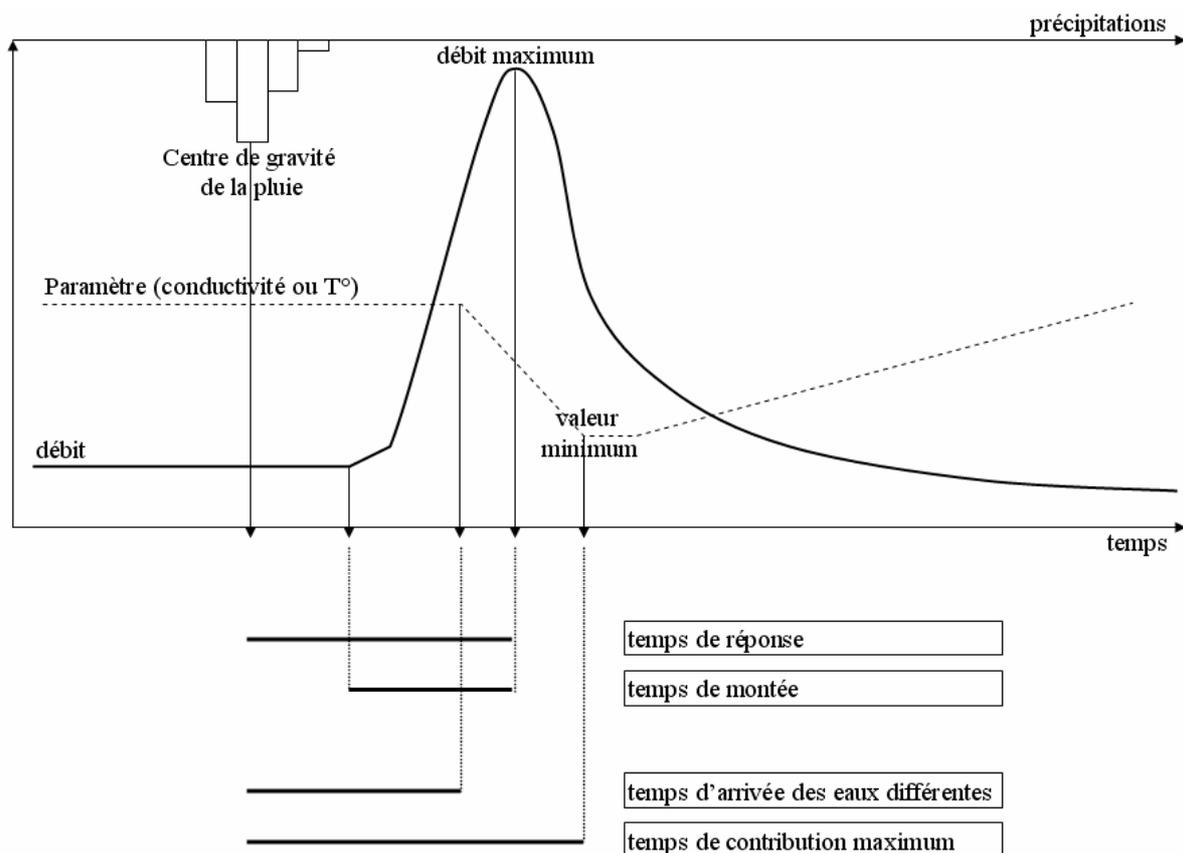


Figure III.9 : Présentation des termes employés pour la description de la réponse d'une source à un événement pluvieux

Il est souvent attribué au « temps de réponse » le concept de transfert de pression, c'est-à-dire la propagation de l'onde de pression à la suite de l'impulsion provoquée par l'entrée dans le système d'une grande quantité d'eau. On le distingue du transfert de masse, qui serait associé ici au « temps d'arrivée des eaux » et qui traduirait le passage à l'émergence d'eaux présentant des caractéristiques différentes (par exemple des eaux plus minéralisées dans le cadre d'un effet piston ou des eaux de pluie faiblement minéralisées dans le cadre d'une réponse directe, cf. I.B.4). Le temps de « transfert de masse » se distingue également du « temps d'infiltration » qui correspond au temps nécessaire à une eau de pluie pour atteindre l'exutoire.

Le concept de transfert de pression ne peut toutefois être transposé directement sur notre site d'étude dans lequel les écoulements sont majoritairement diphasiques. Le transfert de pression peut être amorti par l'existence d'un écoulement diphasique sur une partie du parcours tel qu'il est visible au canyon, à 710 m en partie est de la cavité. Néanmoins, l'existence d'une zone localement saturée à proximité de l'exutoire a pour effet de propager l'onde de pression et de ralentir l'arrivée d'eau de nature différente. Un décalage est alors perceptible entre le temps de réponse et le temps d'arrivée d'eaux différentes.

La crue de janvier 2009 offre un bon exemple des variations des paramètres suivis en continu. Le temps de contribution maximum est toujours délicat à définir à cause de la fréquence des pluies : quelle pluie est réellement à l'origine de la crue ? Bien que la crue soit souvent le résultat d'une accumulation de plusieurs pluies (on parle alors de période pluvieuse), l'amorce de la crue est déclenchée par un évènement particulier. Le centre de gravité de cette pluie est utilisé pour le calcul des différents temps de réaction (MUSY, 2009). La Figure III.10 illustre la complexité de l'amorce d'une crue à travers l'exemple de la crue de janvier 2009. Relier chaque pluie avec une augmentation du débit n'est pas envisageable, néanmoins certaines pluies intenses et isolées semblent être suivies par une augmentation de débit dans un délai assez court, inférieur à la demi-journée.

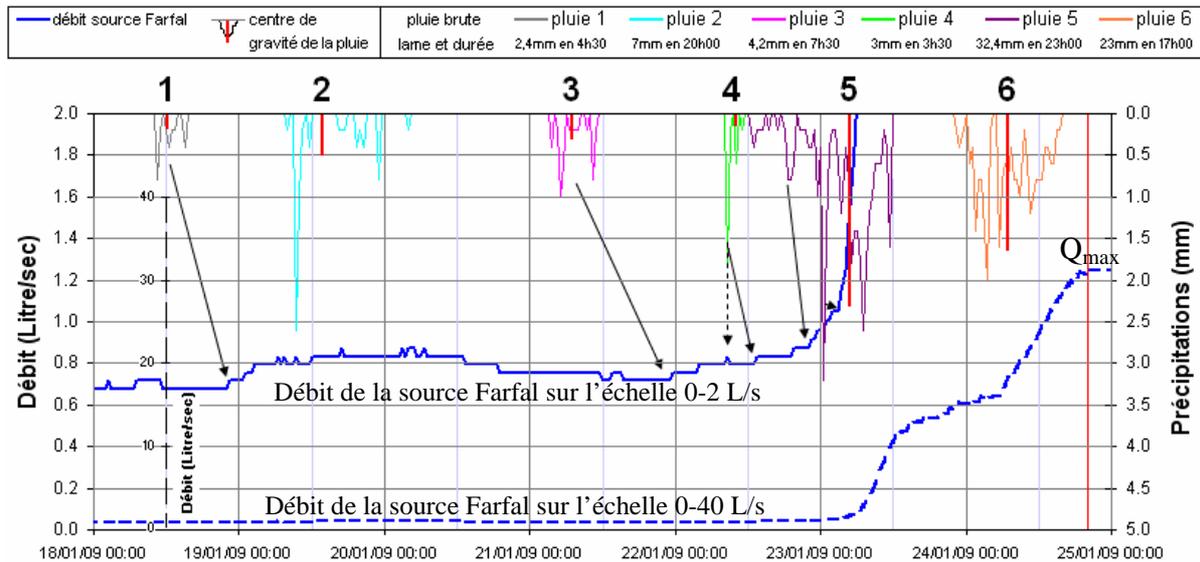


Figure III.10 : Pluies brutes à l'origine de la crue de janvier 2009.

On comptabilise une lame précipitée de 72,0 mm avant la mesure du débit maximum. Les petits évènements (pluies n°1 à 3) ne génèrent pas de pluie nette bien qu'une légère augmentation du débit soit observée.

Au cours du temps de montée, l'augmentation de débit montre un ralentissement particulier, le 23 janvier en milieu de journée puis un second accroissement suite à la pluie n°6. De ce fait, le calcul des temps de réaction à partir du centre de gravité de la pluie n°5, pourtant à l'origine de la crue, ne saurait être totalement représentatif de la complexité de la réponse du système aux précipitations.

La Figure III.11 présente les enregistrements du débit de la source Farfal, de la hauteur d'eau dans le puits ainsi que de la conductivité électrique et de la température à ces deux points d'eau.

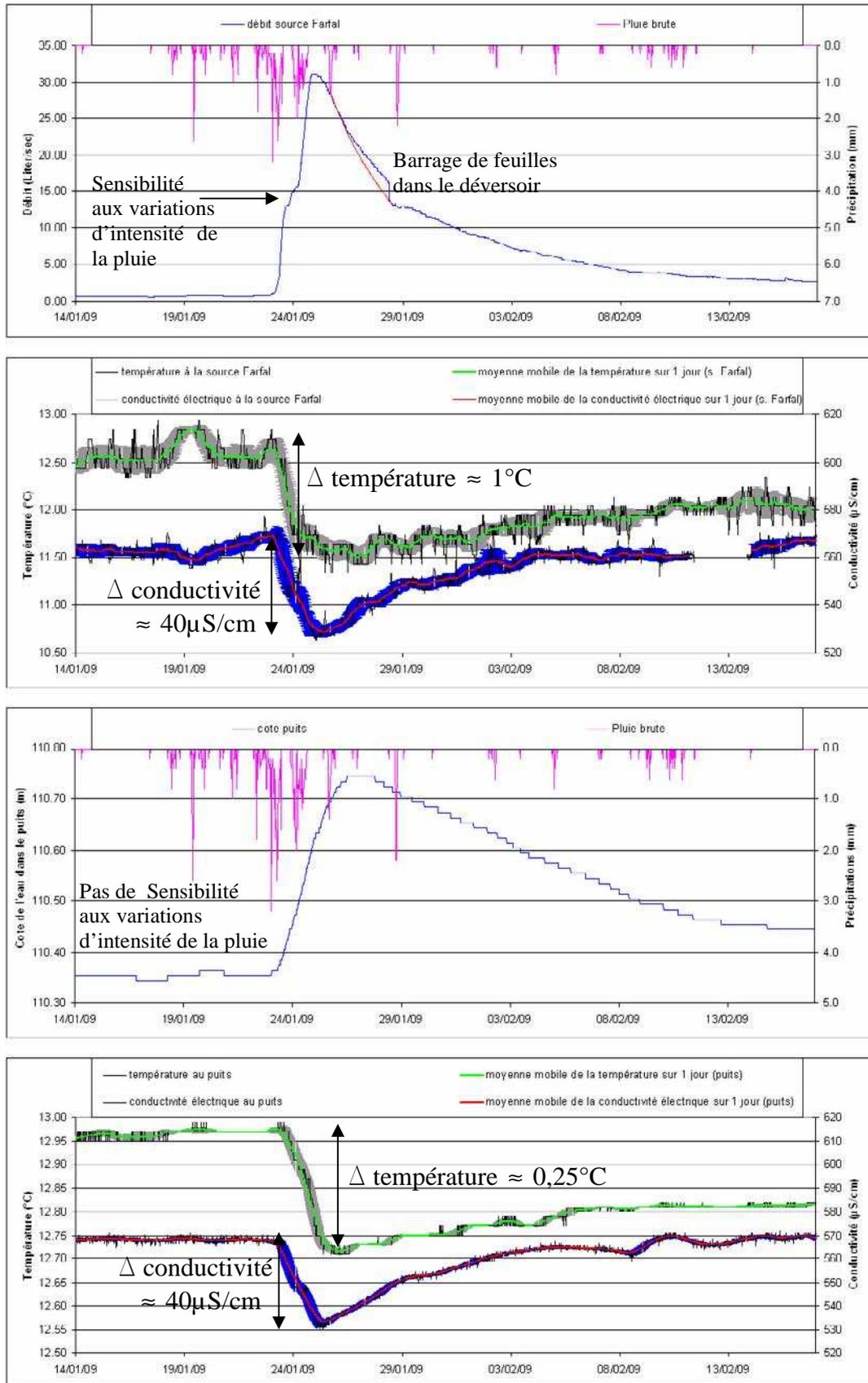


Figure III.11 : Variations de la température et de la conductivité électrique des eaux dans le puits et des eaux de la source Farfal au cours de la crue de janvier 2009. Le débit de la source et le niveau d'eau dans le puits sont comparés aux précipitations brutes.

La baisse de conductivité électrique et de température est très marquée, au puits et à la source Farfal. Cependant la crue de janvier est la seule où un contraste important a pu être enregistré tant sur la température que sur la conductivité, au puits et à la source Farfal. De plus, les nombreux dysfonctionnements des capteurs, notamment à cause des surtensions générées par les orages à l'origine même des pluies aboutissant aux crues, ou simplement l'absence de capteur de température au puits, limitent fortement les comparaisons simultanées entre les deux paramètres au puits et à la source Farfal.

La baisse de conductivité électrique à la source Farfal ne peut être attribuée à un simple ruissellement de surface dans la mesure où elle est presque synchronisée à la chute de conductivité dans le puits et pour une amplitude similaire (environ 40  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Elle traduit une proportion plus importante d'eau différente à l'exutoire. Cette eau peut être :

- une eau de pluie peu minéralisée,
- une eau chassée de l'épikarst avant qu'elle n'ait atteint sa minéralisation classique.

L'estimation de la proportion des eaux différentes à l'exutoire est fonction de l'estimation de leur conductivité. Par exemple, pour une conductivité dans la vasque avant l'évènement de crue stable autour de 550  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , la contribution d'une eau de pluie dont la conductivité est mesurée en moyenne à 10  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ne serait que de 8%.

La possibilité d'une chasse de l'eau de l'épikarst avant qu'elle n'ait atteint son plein potentiel de minéralisation est directement liée aux variations des paramètres calco-carboniques mesurés à la source Farfal et détaillés dans le chapitre IV.

L'amplitude de la baisse de température n'est pas la même à la source Farfal (environ 1°C d'amplitude) et au puits (environ 0,25°C d'amplitude). De plus la cote de l'eau dans le puits n'est pas aussi sensible aux variations d'intensité de la pluie que la cote de l'eau dans la source Farfal (la cote de l'eau de la source Farfal détermine le débit, équation (III.4)). Ces deux observations peuvent s'expliquer par la nature du lien entre la source Farfal et le puits décrit sur la Figure III.7. Un écoulement ralenti dans une zone colmatée par des sédiments sablo-argileux favoriserait le réchauffement des eaux, pour les amener à une température plus proche de celle du massif. Ce type d'écoulement pourrait aussi atténuer les variations rapides de débit dans le conduit alimentant la zone localement saturée avant l'exutoire.

### III.B.2.2. Les temps de réaction : comportement général de la source Farfal et du puits

La Figure III.12 résume les temps de réaction du puits et de la source Farfal lors des quatre crues importantes survenues au cours de la période d'étude. La crue du 11 juin 2008 est traitée conjointement à la crue de fin mai 2008. La crue du 5 mai 2008 n'induit pas de variations exploitables de la conductivité électrique ni de la température, elle ne figure donc pas sur le tableau. Enfin la crue d'avril 2009 est subdivisée en deux temps correspondant aux deux pluies et aux deux augmentations successives du débit (cf. III.B.1.1).

	avril 2008	fin mai 2008 et juin 2008	janvier 2009	avril 2009 temps 1	avril 2009 temps 2	
<b>Dynamique</b>						
FARFAL						
temps de réponse (heure)	20.1	21.4	9.9	39.1	23.0	36.8
temps de montée (heure)	20.1	21.5	8.5	40.5	17.0	32.5
PUITS						
temps de réponse (heure)	48.6	82.4	26.4	78.6	60.5	68.8
temps de montée (heure)	46.5	80.0	22.5	75.0	46.5	66.0
décalage max_Puits-max_Farfal (heure)	28.5	61.0	16.5	39.5	37.5	32.0
<b>conductivité électrique</b>						
FARFAL						
temps d'arrivée des eaux différente (heure)	--	6.9	21.9	9.5	--	--
temps pour contribution maximum (heure)	--	51.4	73.9	43.5	--	--
PUITS						
temps d'arrivée des eaux différente (heure)	7.6	--	34.9	11.5	--	26.8
temps pour contribution maximum (heure)	46.6	--	44.4	48.5	52.5	59.8
décalage max_Puits-max_Farfal (heure)	--	--	-29.5	5	--	--
<b>température</b>						
FARFAL						
temps d'arrivée des eaux différente (heure)	10.1	--	--	8.0	6.0	--
temps pour contribution maximum (heure)	34.6	--	--	51.0	18.5	--
PUITS						
temps d'arrivée des eaux différente (heure)	--	--	--	16.0	46.5	23.3
temps pour contribution maximum (heure)	--	--	--	48.5	52.5	59.8
décalage max_Puits-max_Farfal (heure)	--	--	--	10.5	28.5	--
volume écoulé pendant le temps d'arrivée (en m <sup>3</sup> )	951	854	171	94		

**Figure III.12 : Bilan et comparaison des temps de réponse, de montée, d'influence maximum, d'arrivée des eaux différentes et de contribution maximum des eaux différentes au puits et à la source Farfal pour les quatre crues majeures.**

Il n'est pas possible de quantifier la proportion d'eau issue du ruissellement par rapport à celle issue de la crue au sens strict et les deux influences se superposent. Le temps de réponse varie de 20 à 40 heures, il est plus court lors de la crue de juin 2008 qui ne fait que s'ajouter à la crue de fin mai 2008. Sur les quatre crues principales (avril 2008, fin mai 2008, janvier 2009 et second temps de la crue d'avril 2009) le temps de réponse moyen est de 29,35 heures.

La montée du niveau d'eau dans le puits présente un retard par rapport à l'augmentation de débit à la source Farfal. Le temps de réponse peut atteindre 80 heures soit 60 heures après la mesure de débit maximum à la source Farfal. En moyenne, le retard du puits par rapport à la source Farfal est d'une trentaine d'heures. Ce décalage tend à confirmer les hypothèses émises lors du traçage artificiel (III.A.4.1).

Les mesures de conductivité sont trop parcellaires pour permettre une comparaison à chaque crue. On remarque cependant des temps d'arrivée et des temps d'influence maximum assez proches au puits et à la source Farfal. Le temps d'arrivée est d'une dizaine à une vingtaine d'heures, et le temps de contribution maximum avoisine 40 à 50 heures. Les quelques données de température disponibles confirment ces temps de réaction.

Le décalage des temps de réaction de la source Farfal et du puits appelle une étude plus spécifique de leur relation.

### III.B.2.3. La relation hydrodynamique entre le puits à 50m dans la grotte et la source Farfal

La comparaison des comportements de la source Farfal et du puits à 50 m dans la grotte peut se faire directement avec la mesure de cote piézométrique. Cependant, il est plus aisé de comparer l'augmentation de la hauteur d'eau entre les bornes maximum et minimum atteintes respectivement dans une vasque évasée et dans un puits confiné. La Figure III.13 présente la variation de la hauteur d'eau dans le puits et dans la vasque de la source Farfal en pourcentage entre la valeur maximum (Hmax) et la valeur minimum (Hmin) au cours de la crue d'avril 2009. Nous appelons H\_base la cote de l'eau dans la vasque au début de l'évènement.

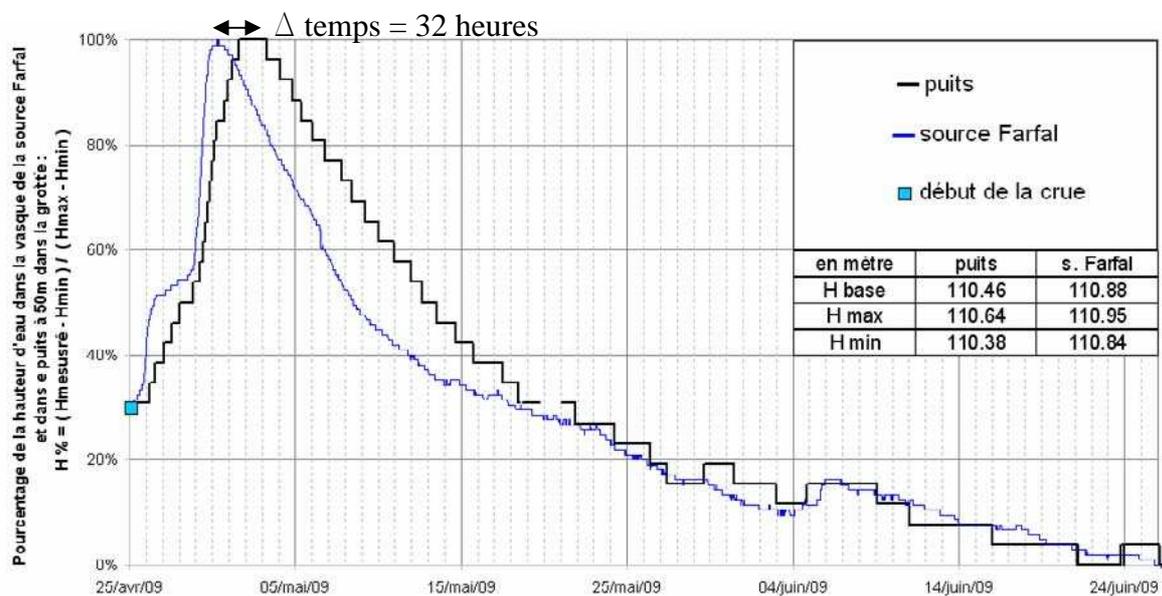


Figure III.13 : Comparaison des variations de hauteur d'eau dans la vasque de la source Farfal et dans le puits au cours du second temps de la crue d'avril 2009.

Le décalage temporel entre les hauteurs maximales au puits et à la source Farfal est nettement visible : le puits réagit de façon plus inertielle avec un temps de montée plus long et une récession plus lente. Il est par ailleurs moins sensible aux pluies que la source Farfal puisque

le ralentissement observé sur l'augmentation du niveau d'eau dans la vasque (similaire à celui décrit pour la crue de janvier 2009) est beaucoup moins marqué au puits.

L'inertie du puits est observée sur chacune des quatre crues répertoriées. La comparaison des crues sur un même graphique en fonction du temps est peu lisible. Au contraire, la corrélation entre deux points d'eau d'un même système hydrogéologique est bien appréhendée sur un graphique construit à partir de leurs cotes piézométriques respectives (BONACCI, 1993). Nous avons reporté sur la Figure III.14 les quatre crues dans le repère ( $H_{\text{farfal}}\%$  ;  $H_{\text{puits}}\%$ ) où « H » représente la hauteur de l'eau dans la vasque ou dans le puits. Cette représentation permet en outre de s'affranchir de la notion de temps et de comparer des crues d'ampleur différentes.

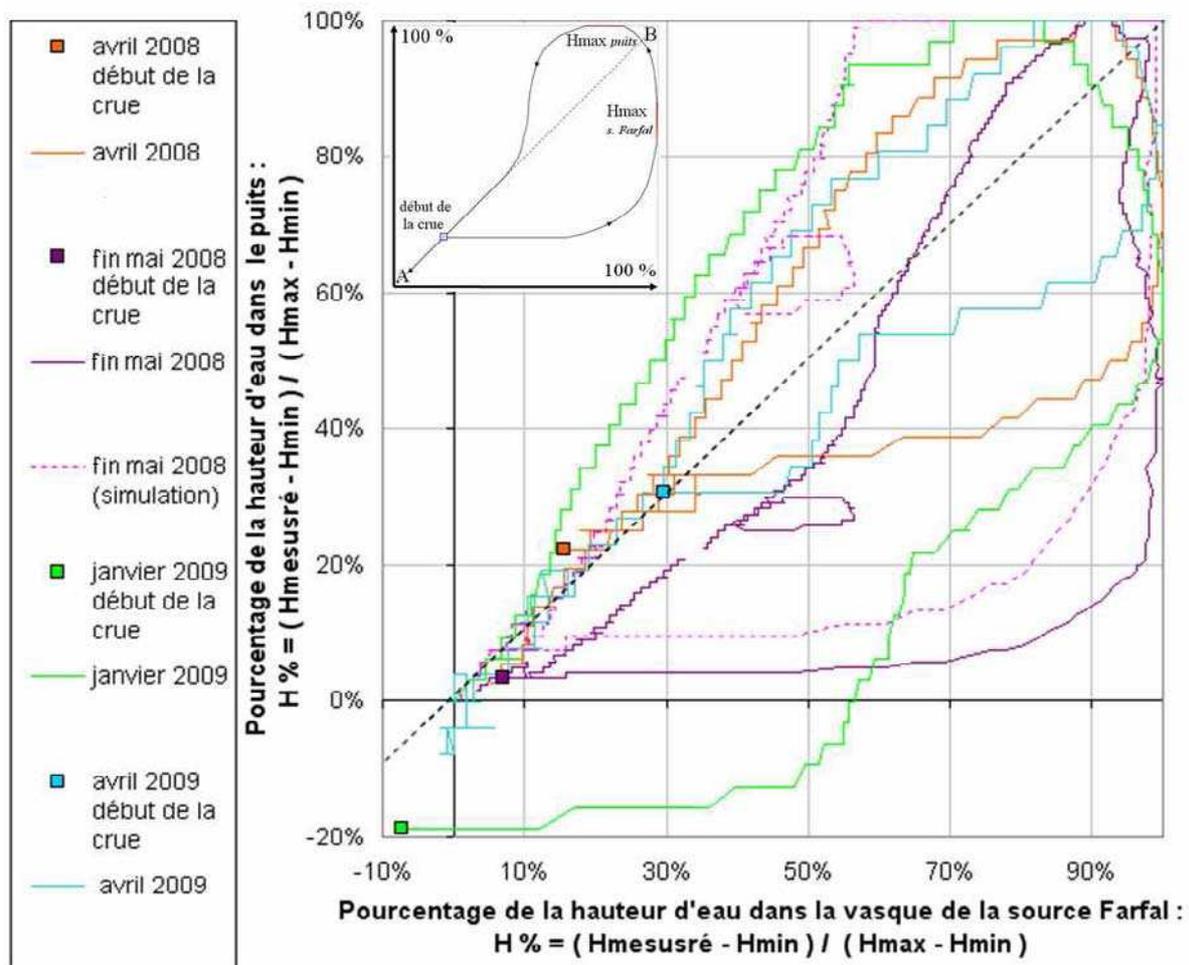


Figure III.14 : Correspondance des variations de niveau d'eau dans la vasque de la source Farfal et dans le puits au cours des quatre crues majeures. Une simulation de la crue de fin mai 2008 est proposée pour compenser la forte montée de la cote de l'eau dans le puits qui n'est plus à ce moment corrélée avec le niveau de la source Farfal.

La Figure III.14 amène à constater quatre points essentiels

- la forme de la montée (dans la moitié inférieure droite) est très variable. Elle est notamment fonction de l'état du système avant la crue, de l'intensité de la pluie et de l'ampleur de la crue,
- La forme de la récession (dans la moitié supérieure gauche) est quasiment constante. Le puits et la source Farfal semblent bien appartenir à un même système et réagissent selon le même schéma lors des crues,
- Les deux émergences ne sont pas directement liés, les courbes ne sont pas alignées sur la droite médiane (droite AB sur le cartouche du coin supérieur gauche).

La crue de 2008 se caractérise au puits par une augmentation très importante de la hauteur d'eau. Celle-ci, contrairement aux autres crues, n'est pas proportionnelle à l'augmentation de la hauteur d'eau dans la vasque. Si les proportions avaient été respectées, la hauteur d'eau dans le puits n'aurait pas dépassé la cote 110,94 m alors qu'elle atteint 111,63 m. Nous avons représenté sur la Figure III.14 la réponse simulée du puits pour une hauteur maximum théorique de 110,94 m. On constate que la partie de la courbe concernant la récession s'ajuste sur les autres crues. Enfin la crue secondaire de juin 2008 se manifeste par une boucle lors de la récession.

Les crues d'avril 2008, janvier 2009, avril 2009 ainsi que la simulation de la crue de fin mai 2008 suivent un même schéma général représenté sur le cartouche en haut à gauche de la Figure III.14. Dans le premier temps de la crue, la hauteur d'eau dans la vasque augmente alors que le puits varie peu ou pas. Puis la hauteur dans la vasque atteint un palier tandis que le puits continue son augmentation. Enfin, le puits atteint à son tour un palier pendant la baisse du niveau dans la vasque. Ce schéma reprend les observations tirées de la Figure III.13. Il s'oppose au comportement attendu de deux exutoires parfaitement liés qui ne devraient varier que le long de la droite médiane. Ainsi, si le puits et la source Farfal font bien partie d'un même système, ces deux points d'eaux pourtant proches ne sont pas directement liés et présentent des comportements hydrodynamiques sensiblement différents.

Le comportement hydrodynamique du puits semble confirmer l'hypothèse d'un système annexe au drainage. Ce système est toutefois mal relié à l'écoulement principal, peut-être par le biais d'un réseau de fractures colmatées entraînant de fortes pertes de charges. La mise en charge du puits est ainsi retardée et, une fois celle-ci commencée, le niveau ne varie que très

lentement. De plus, en dehors des grandes crues, le puits réagit assez peu aux événements de faible amplitude se déroulant sur de courtes périodes. On rejoint ici les conclusions tirées de la non transmission du nuage de sel lors du traçage : un événement trop rapide n'a pas la possibilité de traverser la zone de liaison entre le puits et l'écoulement menant à la source Farfal.

### **III.C. Conclusions sur le fonctionnement hydrogéologique du système**

Malgré de faibles dimensions, le site d'étude permet de recenser des sources karstiques variées réparties dans toutes les composantes d'un aquifère de ce type : épikarst, zone de transmission, zone noyée perchée, à l'interface entre les calcaires gréseux et les calcaires marneux. La Figure III.15 résume une grande partie des conclusions géologiques, hydrochimiques et hydrodynamiques de l'étude. Elle distingue les émergences à la fois en fonction de leur répartition dans les différentes parties de l'aquifère karstique perché de la grotte de Cussac (épikarst, zone de transmission et zone noyée perchée) et en fonction de leurs similitudes chimiques (puits/source Farfal ; source Ruijters ; gours ouest ; écoulement de la gouttière ; source de l'épikarst ; source du talweg/gours est).

Outre leur répartition verticale bien marquée dans les trois parties de l'aquifère, les différents points d'eau et émergences se distinguent latéralement par leur appartenance à différentes unités de drainage ou bassin d'alimentation. La localisation de ces bassins n'est pas possible en l'état de notre connaissance du site ; on distingue cependant 2 types d'émergences :

i) Les sources autochtones, provenant des abords de la grotte de Cussac :

La source du talweg, les gours est et ouest, la source de l'épikarst et l'écoulement de la gouttière. La faible épaisseur de terrain au-dessus de la cavité ainsi que les caractéristiques morphologiques des sources du talweg et de l'épikarst laissent penser à une alimentation par l'eau de pluie infiltrée localement, à proximité immédiate des émergences. Par extension, les eaux de l'écoulement de la gouttière, proches chimiquement, sont classées dans le même groupe, même si elles émergent d'une zone noyée perchée et que l'épaisseur de terrain sus-jacente est bien plus élevée.

En particulier, la source du talweg et les gours sont alimentés par la même unité de drainage. Ils s'activent simultanément lors des événements pluvieux importants pendant lesquels s'écoulent des eaux de même nature.

ii) les sources allochtones, qui proviennent d'unités de drainage aux caractéristiques chimiques spécifiques et divisées en deux groupes :

La source Ruijters appartient à un bassin spécifique caractérisé par un fort enrichissement en sel (NaCl). Bien qu'elle soit issue de la même barre calcaire que la source Farfal, elle ne partage pas la même unité de drainage.

La source Farfal et le puits sont alimentés par un bassin favorisant de plus fortes concentrations en nitrate. La source Farfal et le puits semblent liés par une zone de fractures colmatées qui entraîne de fortes pertes de charges lors de l'alimentation ou du drainage du puits. Celui-ci peut être considéré comme un système annexe au drainage.

La source constitue le point terminal d'un conduit déjà observé dans la cavité à 710 m vers le sud-est et semble provenir d'une zone encore plus éloignée. Aucun élément ne permet actuellement de positionner avec certitude l'unité de drainage de cet écoulement. Cependant, compte tenu des concentrations en nitrate au-dessus de la moyenne locale, de l'absence de coliformes et de l'orientation générale N140° de fracturation (suivie par la vallée du Belingou et la grotte de Cussac), des éléments de réponses pourraient être trouvés dans la région du Pech de la garde et de Montplaisant au nord de Cadouin.

La surface de l'unité de drainage, estimée à  $1,31 \pm 0,28$  km<sup>2</sup>, doit être comparée avec le bassin versant topographique dans lequel se situe la cavité, d'environ 1 km<sup>2</sup> entre les buttes de Pechpigné au sud et la butte de La Prunée au nord. L'unité de drainage peut être morcelée en plusieurs sous-unités réparties sur une surface plus importante.

L'étude hydrodynamique montre que la source Farfal est en relation avec une zone noyée perchée de faibles dimensions localisée aux abords de l'émergence. L'écoulement à la source Farfal est soutenu par une réserve suspendue, dans la zone non saturée, au sein des calcaires gréseux, et mettant en jeu un volume dynamique d'environ 28 000 m<sup>3</sup>. Cette réserve suspendue se distingue d'une part de la zone noyée perchée, à l'interface entre les calcaires gréseux et les calcaires marneux et d'autre part de la zone noyée perchée, localisée aux abords de l'émergence. Le faible volume de la réserve suspendue fait de la source Farfal l'exutoire d'un système principalement soumis aux conditions d'écoulement diphasiques dans la zone non saturée du karst.

L'écoulement visible dans le canyon à 710 m témoigne de ce type d'écoulement diphasique et déjà collecté. Sur la Figure III.15, le conduit au bout duquel se positionne la source Farfal et sa zone localement saturée, est supposé suivre le tracé de la cavité au moins depuis la fenêtre que constitue le canyon à 710m dans la cavité. En amont de ce point les eaux proviennent de l'infiltration dans les limites d'une unité de drainage dont la position ne peut être précisée en l'absence de campagne de traçage artificiel.

Les variations de conductivité et de température observées lors des crues ne sont pas dues à un mélange avec une eau de nature différente. Ces variations correspondent au passage d'un seul type d'eau à différents stades de son évolution en transit entre deux compartiments du karst : l'épikarst et la zone de transmission. Les relations entre ces deux compartiments et les mécanismes chimiques à l'origine de la baisse de concentration en bicarbonate entre les eaux de l'épikarst et les eaux de la source Farfal, ne peuvent être expliquées par l'analyse en composante factorielle. Ce type d'approche peut masquer les variations spécifiques à chaque émergence, pour un paramètre comme le pH très variable d'une source à l'autre. Or ces variations du pH, corrélées avec les variations de la concentration en bicarbonate, sont particulièrement importantes pour la compréhension des écoulements diphasiques comme ceux du système de Cussac. Les chapitres IV et V sont spécifiquement orientés sur l'étude des paramètres chimiques et isotopiques au sein des relations calco-carboniques pour améliorer le schéma conceptuel des écoulements en zone non saturée.

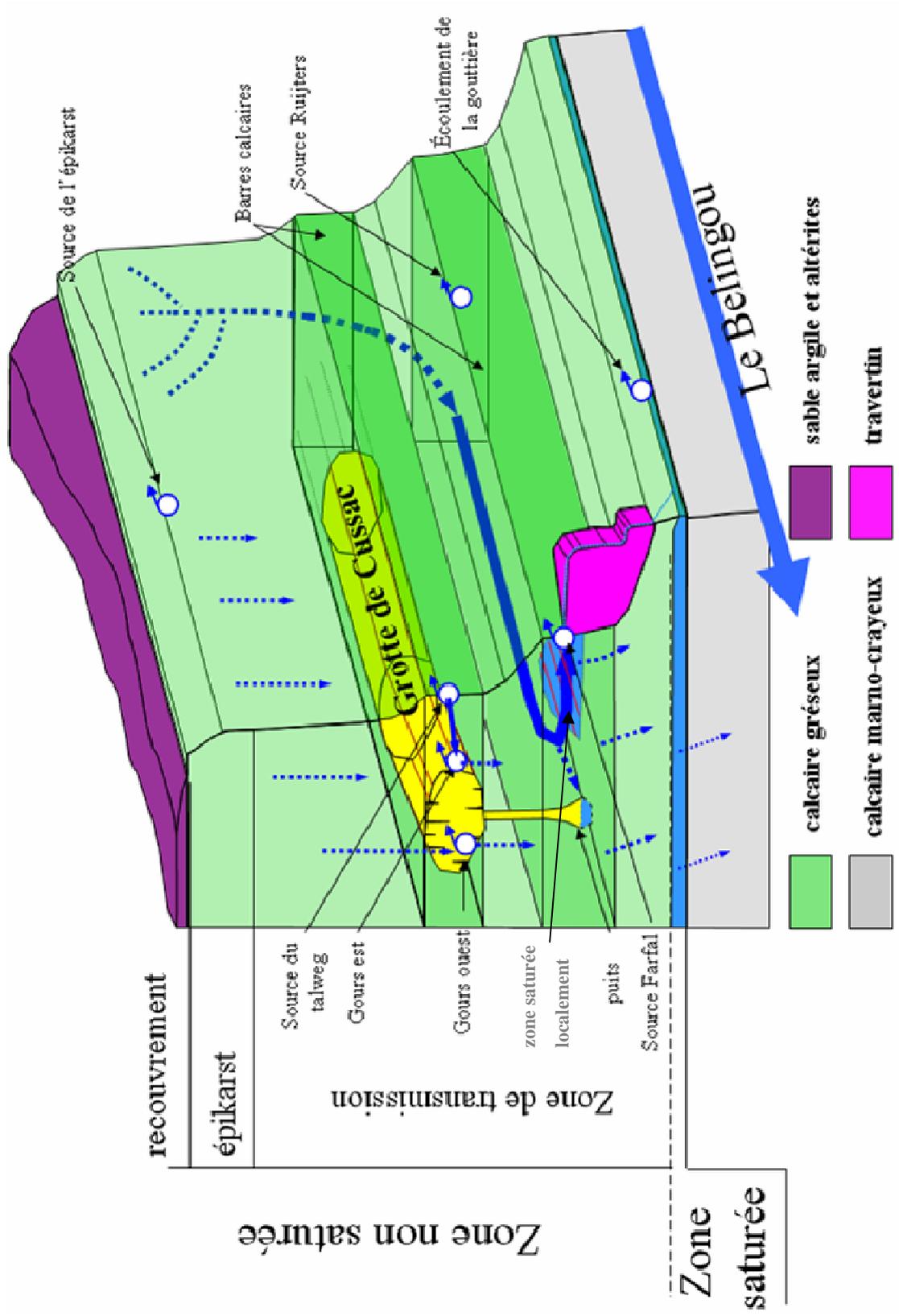


Figure III.15 : Coupe schématique générale des écoulements aux abords de la grotte de Cussac.

# **CHAPITRE IV**

**Conditions d'écoulement en milieu  
karstique diphasique : utilisation des  
relations  $I_{Sc}$ - $pCO_2$ - $H_2CO_3^-$**

La chimie calco-carbonique est au cœur du processus de karstification et fait l'objet d'un traitement spécifique dans ce chapitre. L'objectif est de s'appuyer sur les relations calco-carboniques pour préciser les modalités d'écoulement dans la zone non saturée. Nous proposons de nouvelles perspectives pour l'utilisation de paramètres connus tels l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite (ISc) et la  $p\text{CO}_2$  équilibrante ( $p\text{CO}_{2\text{eq}}$ ) c'est-à-dire la  $p\text{CO}_2$  de l'air avec lequel une eau serait à l'équilibre gaz-liquide. Un autre paramètre méconnu est détaillé, la  $p\text{CO}_2$  à saturation ( $p\text{CO}_{2\text{sat}}$ ) qui est une valeur particulière de  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  lorsque ISc est égal à zéro. Elle apporte des informations sur la  $p\text{CO}_2$  de l'air rencontrée par une eau en transit dans la zone non saturée.

La méthode développée repose sur une approche globale des émergences dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_{2\text{eq}})$  ; ISc). Cette approche est orientée spécifiquement vers l'évolution d'une eau en fonction des processus de variation du Carbone Minéral Total Dissout : évaporation et dissolution du  $\text{CO}_2$ , précipitation et dissolution de carbonate.

L'approche globale définit des paramètres intrinsèques à chaque émergence. Dans un premier temps, ces paramètres intrinsèques sont utilisés pour comparer les émergences et les localiser dans les différents compartiments du karst : épikarst, zone de transmission et zone saturée. Dans un second temps une approche temporelle des variations des  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  et  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  caractérise les modalités d'écoulements (collectés ou non collectés) dans les compartiments du karst. Cette approche améliore la description de la zone de transmission. La combinaison des paramètres intrinsèques de plusieurs émergences dans les différents compartiments du karst permet de définir la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la zone non saturée.

Nous en déduisons une interprétation conceptuelle des conditions d'écoulement dans le système hydrogéologique de la grotte de Cussac et, plus globalement des modalités d'écoulement en zone non saturée.

## **IV.A. Les relations calco-carboniques**

Les relations calco-carboniques s'articulent autour de trois paramètres liés entre eux : la température, le pH et la concentration en bicarbonate. Les équations d'équilibre calco-carboniques sont connues depuis les travaux de LANGELIER en 1936. Elles conduisent au calcul de paramètres couramment utilisés tels l'indice de saturation (ISc), la  $p\text{CO}_2$  équilibrante ( $p\text{CO}_{2\text{eq}}$ ) et le pH à saturation vis-à-vis de la calcite dont nous exposerons les définitions et les limites.

Nous développerons l'intérêt de l'utilisation de la  $p\text{CO}_2$  à saturation vis-à-vis de la calcite, moins connue, pour déterminer des bornes minimales ou maximales de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la zone non saturée.

Nous présenterons également l'apport de la projection des mesures aux émergences dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_{2\text{eq}})$  ; ISc) pour l'estimation des conditions d'écoulement d'une eau dans le système karstique. La projection dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_{2\text{eq}})$  ; ISc) aboutit à la définition de paramètres caractéristiques de chaque émergence.

### ***IV.A.1. Présentation et conditions d'utilisation des paramètres usuels de qualification des eaux carbonatées***

L'utilisation des équations d'équilibre repose sur certaines approximations qui doivent être vérifiées avant de pouvoir correctement être appliquées. Cette partie est consacrée aux rappels des définitions, des limites et des conditions d'utilisation des paramètres usuels décrivant les équilibres calco-carboniques.

#### ***IV.A.1.1. Les relations calco-carboniques au sein de l'aquifère karstique***

La chimie des eaux karstiques est dominée par la prépondérance des formes carbonatées. Cette prépondérance n'est pas le fait de la solubilité de la roche carbonatée au demeurant assez faible ( $3,3 \cdot 10^{-9}$  à  $25^\circ\text{C}$  pour la calcite et  $2,8 \cdot 10^{-17}$  pour la dolomite) mais des interactions entre les phases gazeuse, liquide et solide qui définissent le complexe calco-carbonique. L'acide carbonique, la forme hydratée du gaz carbonique accroît les possibilités de dissolution du carbonate solide et contrôle les processus d'équilibre entre les différentes formes du carbone minéral dissout.

L'existence dans la phase liquide des différentes formes du carbone minéral dissout met en jeu plusieurs équilibres chimiques présentés dans la Figure IV.1. En plus des relations entre les formes hydratées et ionisées du  $\text{CO}_2$ , des paires d'ion peuvent se former dans la phase

liquide avec le radical divalent, nommé  $Me^{2+}$  qui peut être le calcium ( $Ca^{2+}$ ) ou le magnésium ( $Mg^{2+}$ ). Ce dernier peut également se combiner avec d'autres espèces dissoutes dans le cadre de la formation de paires d'ions sans précipitation d'une phase solide. La Figure IV.1 donne l'exemple du sulfate et du carbonate, bien que des relations similaires existent avec le phosphate.

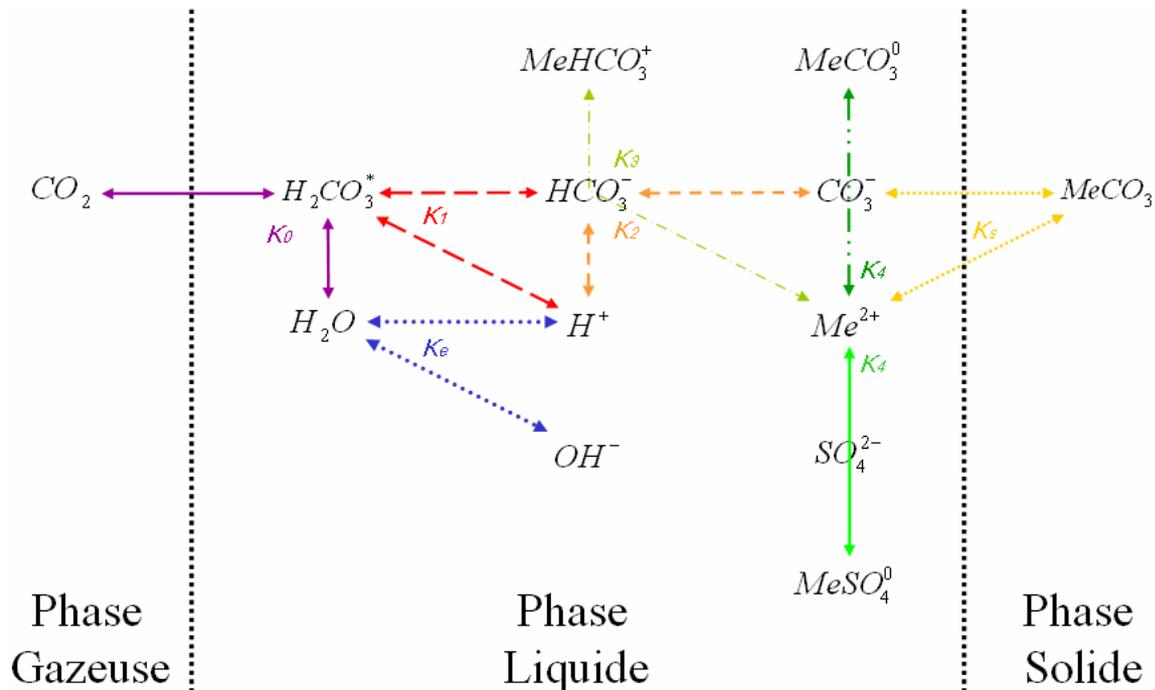


Figure IV.1 : Espèces mises en jeu lors du processus de karstification

Les équilibres calco-carboniques sont régis par des constantes d'équilibre, thermo-dépendantes, exprimées en fonction des activités des espèces considérées. Les expressions des constantes d'équilibre sont définies dans la Figure IV.2. Bien qu'il puisse être admis une assimilation entre l'activité des ions et la concentration des ions lorsque celles-ci sont faibles, l'ensemble des résultats présentés est basé sur des activités calculées. Ces calculs sont effectués à partir des coefficients d'activités eux-mêmes déterminés par l'équation de DEBYE et HUCKEL (1923) modifiée par TRUESDELL et JONES (1973).

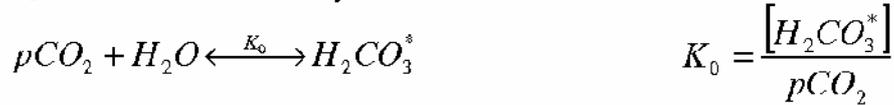
## EQUILIBRE

## CONSTANTE D'EQUILIBRE

### ⌘ Entre la phase gazeuse et la phase liquide

Dissolution ou évaporation du CO<sub>2</sub> gazeux.

K<sub>0</sub> est la constante de Henry

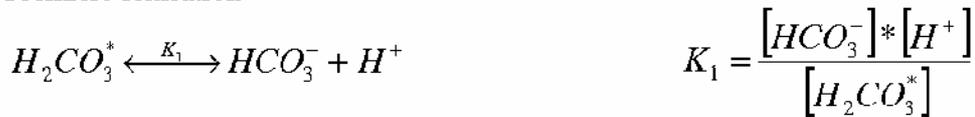


### ⌘ Dans la phase liquide

Dissociation de l'eau, H<sup>+</sup> est l'écriture simplifiée de H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>



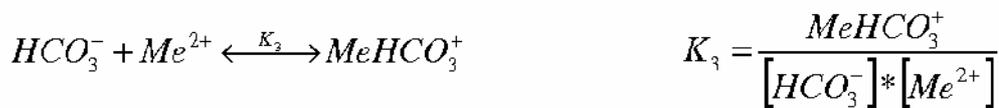
Première ionisation



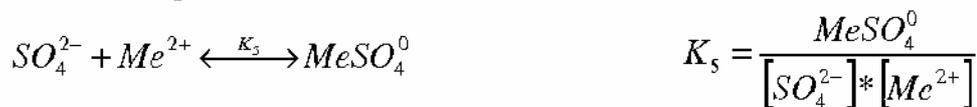
Seconde ionisation



Formation de paire d'ion entre le radical et les formes carbonatées



Formation de paire d'ion entre le radical et le sulfate



### ⌘ Entre la phase solide et la phase liquide

Dissolution ou précipitation du carbonate de calcium ou de magnésium



Figure IV.2 : Expressions des constantes d'équilibre (d'après Bakalowicz 1979).

La dissolution du CO<sub>2</sub> gazeux, exprimée en terme de pression partielle ou pCO<sub>2</sub>, aboutit à deux formes dissoutes rassemblées sous le terme H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup> :

- le CO<sub>2</sub> aqueux,
- l'acide carbonique H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>.

Cependant, le CO<sub>2</sub> aqueux est 600 fois plus présent que la forme H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (APPELO et POSTMA 2005).

Les travaux de nombreux auteurs ont permis d'établir une formulation générale (équation (IV.1)) relative au calcul des constantes d'équilibre en fonction de la température, donnée en Kelvin.

$$(IV.1) \text{Log}(K) = A + \frac{B}{T} + C * T + D * T^2 + E * \text{Log}(T) + \frac{F}{T^2}$$

avec T la température.

Les valeurs associées aux paramètres A à F sont variables en fonction des auteurs et de la qualité de l'approximation de la constante d'équilibre. Le Tableau IV.1 présente les valeurs de ces paramètres disponibles dans la bibliographie et utilisées par la suite dans l'ensemble des calculs.

	A	B	C	D	E	F	
K <sub>0</sub>	108.3865	-6919.530	0.01985076	0	-40.45154	669365.0	{1}
K <sub>1</sub>	-356.3094	21834.370	-0.06091960	0	126.83390	-1684915.0	
K <sub>2</sub>	-107.8871	5151.790	-0.03252849	0	38.92561	-563713.9	
K <sub>5</sub> (Ca <sup>2+</sup> )	-171.9065	2839.319	-0.07799300	0	71.59500	0	
K <sub>3</sub> (Ca <sup>2+</sup> )	2.9500	0	-0.01330000	0	0	0	{2}
K <sub>3</sub> (Mg <sup>2+</sup> )	-2.3190	0	0.01105600	0.000025	0	0	
K <sub>4</sub> (Ca <sup>2+</sup> )	27.3930	-4114.000	-0.05617000	0	0	0	
K <sub>4</sub> (Mg <sup>2+</sup> )	-0.9910	0	-0.00660000	0	0	0	
K <sub>5</sub> (Ca <sup>2+</sup> )	1.2400	0	0.00360000	0	0	0	{3}
K <sub>5</sub> (Mg <sup>2+</sup> )	-0.9500	0	0.01100000	0	0	0	

{1} NORDSTROM D.K, PLUMMER L.N., LANGMUIR D., BUSENBERG E., MAY H., JONES B.F., PARKHURST D.L., 1990, Revised chemical equilibrium data for major water—mineral reactions and their limitations, in Melchior, D.C., and Bassett, R.L., eds., Chemical modeling in aqueous systems II: Washington D.C., American Chemical Society Symposium Series 416, p. 398-413.

{2} PLUMMER B. et al, 1976, WATEQF, Water Research Investigation, vol. 76, n°13 p61

{3} SUAREZ D., 1977, Ion Activity Products of Calcium Carbonate in Waters Below the Root Zone, soil science society of America Journal, vol. 4 no. 2, pp310-315, 6p

**Tableau IV.1 : Coefficients de calcul des constantes d'équilibre des réactions calco-carboniques.**

#### IV.A.1.2. La karstification : équation générale simplifiée

La karstification est la dissolution du carbonate solide par une eau rendue acide par le CO<sub>2</sub> dissout. Dans le cas le plus général, les équations calco-carboniques se résument à la Figure IV.3. Cette formulation ne prend pas en compte l'équilibre réalisé vis-à-vis de la dolomite. Compte tenu de la minéralisation des eaux étudiées, telle qu'elle a été décrite dans le troisième chapitre, nous ne nous référerons désormais qu'aux équilibres réalisés avec la calcite.

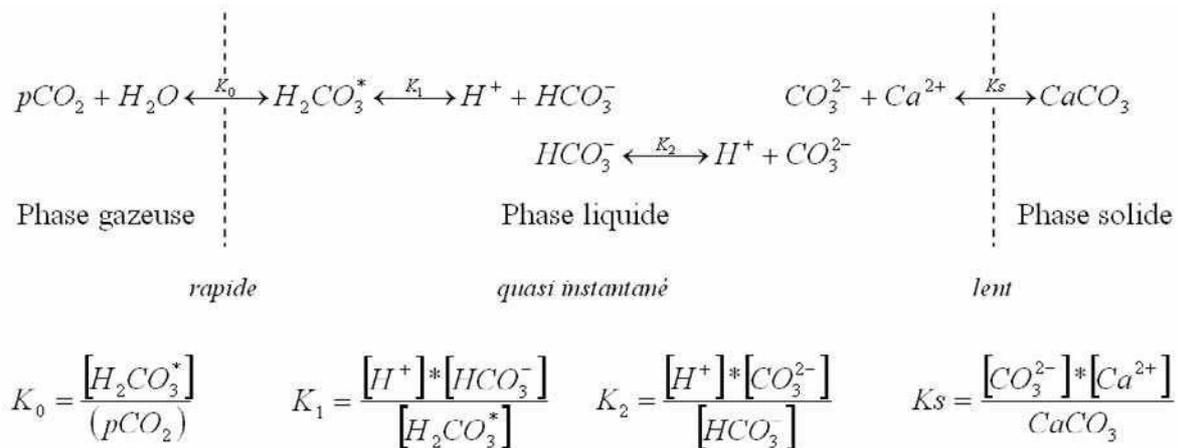


Figure IV.3 : Schéma simplifié des réactions calco-carboniques.

Nous avons vu que le pouvoir de dissolution de l'eau est essentiellement dû à la dissolution du gaz carbonique. Suite à ses ionisations successives, l'acidité de l'eau augmente ce qui facilite la dissolution de la calcite. En retour l'introduction de calcium dans la phase liquide tamponne le pouvoir de dissolution. Ces deux influences s'opposent jusqu'à atteindre un équilibre entre les phases gazeuse liquide et solide.

La cinétique des réactions d'équilibre et les conditions de leur réalisation dépendent de nombreux paramètres. Alors que les équilibres réalisés dans la phase liquide sont quasi instantanés, le passage d'une phase à une autre nécessite plus de temps.

L'évasion et la dissolution du CO<sub>2</sub> dans la phase liquide sont des processus assez rapides de l'ordre de l'heure voire de quelques heures.

Les mesures de ROQUES (1969) sur l'évasion du CO<sub>2</sub> depuis une goutte d'eau issue d'une stalactite montre une perte de 10% dès la première seconde, 30% en 90 secondes et environ 15 minutes pour l'évasion de 70% du CO<sub>2</sub> dissout. Il note également (ROQUES, 1964) que l'évasion du CO<sub>2</sub> est plus lente que sa dissolution. Enfin SIGG *et al.* (1992) précisent que la

mise à l'équilibre des phases gazeuse et liquide peut prendre plusieurs heures à 1 m de profondeur.

Les relations entre les phases gazeuse et liquide sont fonction de la surface de contact mais également de l'épaisseur de la tranche d'eau. Une faible tranche d'eau favorise une dissolution homogène du gaz tandis que la partie la plus profonde de la tranche d'eau n'est que très peu ou pas influencée (FORD et WILLIAMS, 2007). Au delà de la notion d'épaisseur, il s'agit bien de prendre en compte le renouvellement de l'eau à la surface de contact, donc l'agitation du milieu. HERMAN et LORAH (1986) et BONO *et al.* (2001) ont mesuré l'impact de l'agitation sur l'évasion du CO<sub>2</sub> le long d'un écoulement karstique. La présence d'enzymes peut également faciliter la dissolution du CO<sub>2</sub> (BAKALOWICZ, 1979).

La dissolution et la précipitation de carbonate de calcium sont des processus lents, pouvant nécessiter plusieurs jours voire plusieurs mois pour être achevés. Ils sont conditionnés par la présence d'espèces acides à l'interface liquide-solide, l'épaisseur de la tranche d'eau, le pH et la présence d'espèces inhibitrices. Enfin il faut rappeler que l'agitation du milieu agit doublement sur la mise à l'équilibre des phases : d'une part en favorisant le dégazage (cf. supra), d'autre part, en favorisant le renouvellement de l'eau et des agents acides dissout.

Les travaux de PLUMMER, WIGLEY et PARKHURST (1978) proposent une méthode qui est, toujours aujourd'hui, une référence pour l'estimation de la vitesse de dissolution ou de précipitation du carbonate de calcium. Leur équation a été reprise dans de nombreux ouvrages et de façon particulièrement détaillée par APPELO et POSTMA (2005). Elle permet notamment de distinguer trois gammes de vitesse de dissolution en fonction du pH :

- vitesse de dissolution élevée pour  $\text{pH} < 3,5$  ,
- vitesse de dissolution moyenne pour  $3,5 < \text{pH} < 6,5$  ,
- chute importante de la vitesse de dissolution à partir de pH 6,5 .

Une eau très acide sera plus agressive et permettra une dissolution plus rapide qu'une eau moins acide. Inversement la vitesse de précipitation sera d'autant plus grande que l'eau sera surchargée en ions calcium et bicarbonate par rapport à la « capacité d'accueil » que lui confère son acidité.

Enfin la présence de certaines espèces dissoutes ou de micro-organismes peut favoriser ou inhiber les processus de dissolution et précipitation de carbonate de calcium. Le phosphate (FORD et WILLIAMS, 2007), le magnésium (ZAIHUA *et al.* 1995), la matière organique (PLUMMER *et al.* 2000) et les acides organiques (INSKEEP et BLOOM, 1986) sont

considérés comme des inhibiteurs de la précipitation de calcite. Au contraire l'évaporation et la présence de certains micro-organismes (WHITE, 1997) en tant que nucléus peuvent favoriser la précipitation.

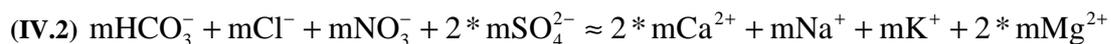
#### IV.A.1.3. Limites de la simplification des équation décrivant la karstification

Cette écriture simplifiée admet deux limites :

- une acidité exclusivement due à la dissolution du gaz carbonique,
- l'hypothèse de l'électroneutralité.

Considérer la pression partielle de CO<sub>2</sub> (que celui-ci soit d'origine profonde ou du sol) comme moteur de la karstification suppose l'absence d'autres sources d'ion hydrogène. Dans le cadre du calcul des équilibres calco-carboniques une telle hypothèse est à la base de l'ensemble des combinaisons réalisées à partir des expressions des constantes d'équilibre. Il est toutefois nécessaire de rappeler que d'autres réactions peuvent augmenter l'acidité de l'eau comme par exemple les réactions acide-base. Auquel cas cet apport supplémentaire d'ions hydrogène doit être pris en compte.

Le calcul des équilibres calco-carboniques repose également en partie sur l'hypothèse de l'électroneutralité des eaux. Celle-ci est calculée à partir des concentrations ioniques en milliéquivalent c'est-à-dire le produit de la valence de l'ion et de la molarité (en mol/L) des cations et des anions. Considérant les ions majeurs présents généralement dans les eaux karstiques nous pouvons écrire l'équation (IV.2) suivante :



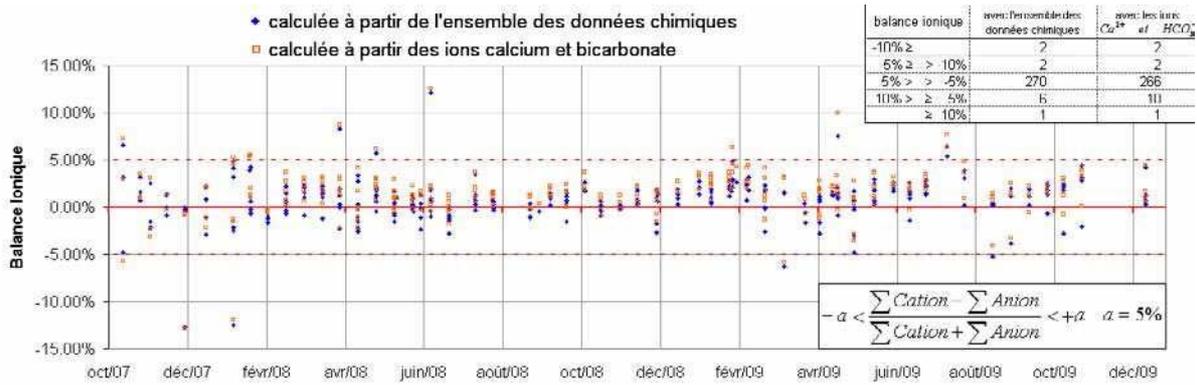
avec  $m\text{Ca}^{2+}$  la concentration en calcium en mol/L.

Elle s'écrit, plus classiquement, sous la forme de l'équation (IV.3) à partir de laquelle est définie la balance ionique (équation (IV.4)) :

$$(IV.3) \quad \sum \text{Anion} \approx \sum \text{Cation}$$

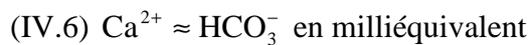
$$(IV.4) \quad \text{Balance Ionique} = \frac{\sum \text{Cation} - \sum \text{Anion}}{\sum \text{Cation} + \sum \text{Anion}}$$

Pour les 281 échantillons testés, les balances ioniques sont majoritairement comprises entre les bornes +5% et -5% comme le montre la Figure IV.4.



**Figure IV.4 : Balances ioniques des échantillons prélevés sur le site d'étude de Cussac. Balances calculées avec l'ensemble des mesures des ions majeurs puis avec le couple calcium et bicarbonate uniquement.**

Dans la grande majorité des cas, les ions calcium et bicarbonate sont prépondérants dans la chimie des eaux karstiques. Nous avons établi au chapitre précédent que les eaux du site d'étude correspondent à ce cas de figure. En conséquence nous pouvons écrire les équations (IV.5) et (IV.6) :



Cette écriture sous entend que le calcium n'est produit que par la dissolution du carbonate de calcium. La présence de gypse aurait pour conséquence un apport supplémentaire de calcium et de sulfate qu'il faudrait alors prendre en compte et invaliderait les équations ci-dessus.

A partir de l'équation (IV.6), la balance ionique peut également être calculée à partir des ions calcium et bicarbonate seulement. Les résultats issus de ce second calcul sont très proches de ceux obtenus à partir de l'ensemble des données chimiques comme le montre la Figure IV.4. L'écart entre les deux modes de calcul (« ions calcium et bicarbonate seulement » moins « ensemble des données ») est compris entre +2,5% et -0,9%.

L'hypothèse de l'équivalence entre deux moles de calcium et une mole de bicarbonate est acceptable dans la majorité des mesures effectuées sur le site de Cussac.

#### IV.A.1.4. Les formes du carbone minéral total dissout

L'hydratation et les première et seconde ionisations du CO<sub>2</sub> aboutissent à la cohabitation dans la phase liquide de plusieurs espèces carbonatées : CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup>. L'ensemble forme le Carbone Minéral Total Dissout, ou CMTD tel que décrit dans l'équation (IV.7).



Les proportions des trois espèces sont fonction du pH des eaux et des conditions de relation du système vis-à-vis de la phase gazeuse :

- en système ouvert les échanges de matière et d'énergie sont possibles entre le système et la phase gazeuse. Celle-ci est considérée comme un réservoir infini et l'interaction est perpétuelle entre les phases gazeuse, liquide et solide. Auquel cas l'équation (IV.7) ne fait référence qu'aux proportions des différentes espèces sans imposer de limites à leurs concentrations,
- en système fermé les échanges de matière et d'énergie sont limités entre le système et la phase gazeuse. L'interaction est réalisée dans un premier temps entre les phases gazeuse et liquide puis entre les phases liquide et solide. Dans ces conditions, la quantité de CMTD est fixe et l'augmentation de la proportion d'une des formes se fait au détriment quantitatif des autres formes. Auquel cas l'équation (IV.7) fait référence tant aux proportions qu'aux concentrations des différentes espèces.

Dans le contexte de notre étude (épikarst et zone non saturée), nous estimerons, en première approximation, que les écoulements s'effectuent essentiellement en système ouvert sur le CO<sub>2</sub> gazeux du sol.

La répartition des formes du CMTD est fonction du pH, de la température et de la force ionique de la solution. A partir de l'équation (IV.7) nous pouvons écrire les équations (IV.8) et (IV.9).

$$(IV.8) 1 = \frac{\text{H}_2\text{CO}_3^* + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}}{\text{CMTD}}$$

$$(IV.9) 1 = a_0 + a_1 + a_2$$

Les coefficients a<sub>0</sub>, a<sub>1</sub> et a<sub>2</sub> sont calculés par les équations (IV.10) à (IV.12). Ces expressions permettent de construire la Figure IV.5 pour une température constante et un CMTD constant pris à 100 mg/L.

$$(IV.10) a_0 = \frac{H_2CO_3^*}{CMTD} = \frac{1}{\left( 1 + \frac{K_1}{\gamma_{HCO_3^-} * 10^{-pH}} + \frac{K_1 * K_2}{\gamma_{CO_3^{2-}} * 10^{-2*pH}} \right)}$$

$$(IV.11) a_1 = \frac{HCO_3^-}{CMTD} = \frac{1}{\left( \frac{\gamma_{HCO_3^-} * 10^{-pH}}{K_1} + 1 + \frac{\gamma_{HCO_3^-} * K_1}{\gamma_{CO_3^{2-}} * 10^{-pH}} \right)}$$

$$(IV.12) a_2 = \frac{CO_3^{2-}}{CMTD} = \frac{1}{\left( \frac{\gamma_{CO_3^{2-}} * 10^{-2*pH}}{K_1 * K_2} + \frac{\gamma_{CO_3^{2-}} * 10^{-pH}}{\gamma_{HCO_3^-} * K_2} + 1 \right)}$$

Les termes  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$  et  $CO_3^{2-}$  sont les coefficients d'activité du calcium, du bicarbonate et du carbonate déterminés par l'équation de DEBYE et HUCKEL (1923) modifiée par TRUESDELL et JONES (1973).

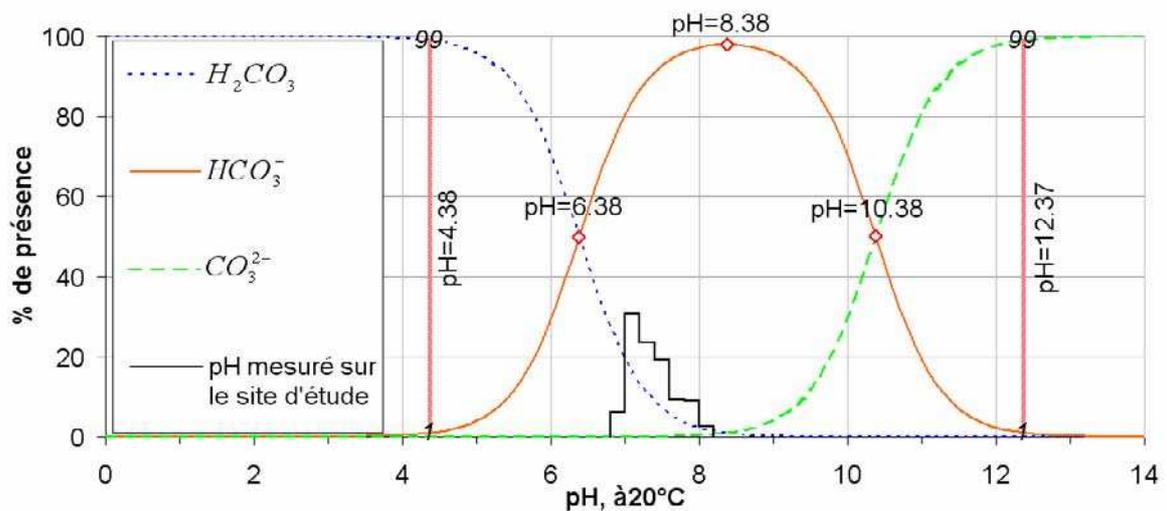


Figure IV.5 : Pourcentages de présence des formes du CMTD en système ouvert en fonction du pH. Les fréquences de répartition des pH mesurés sur le site d'étude sont représentées sur la même échelle.

Sur le site d'étude de Cussac le pH des eaux est compris entre 6,9 et 8,22 avec une plus forte présence de pH mesurés entre 7,0 et 7,4 comme illustré sur la Figure IV.5. La forme  $HCO_3^-$  est dominante et la forme  $CO_3^{2-}$  peut être négligée.

#### IV.A.1.5. La $p\text{CO}_2$ équilibrante

Une mesure du  $\text{CO}_2$  dissout dans l'eau est encore aujourd'hui difficile à obtenir de façon fiable et relativement peu coûteuse. Toutefois il est possible d'estimer cette quantité par une combinaison des expressions des constantes d'équilibre présentées dans la Figure IV.2.

Cette estimation introduit la notion de pression partielle de  $\text{CO}_2$  équilibrante, nommée par la suite  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$ .

Elle représente la  $p\text{CO}_2$  pour laquelle les phases gazeuse et liquide seraient en équilibre indépendamment de la phase solide.

La  $p\text{CO}_2$  équilibrante est la transcription en terme de pression partielle de la concentration en  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$  dissout (avec  $\text{H}_2\text{CO}_3^* = \text{CO}_2 \text{ aqueux} + \text{H}_2\text{CO}_3$ ) afin de faciliter la comparaison directe avec la  $p\text{CO}_2$  de l'air dans lequel l'eau évolue. Pour autant il ne s'agit pas toujours de la pression partielle de l'atmosphère avec laquelle l'eau interagit au moment de la mesure mais de l'expression en terme de pression partielle du  $\text{CO}_2$  dissout dans l'eau.

En combinant les expressions des constantes de dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'eau et de la première ionisation de l'acide carbonique, il est possible d'écrire l'équation (IV.13).

$$(IV.13) \log(p\text{CO}_{2\text{eq}}) = \log[\text{HCO}_3^-] - \text{pH}_{\text{mesuré}} - \log(K_0 * K_1)$$

Cette formulation met en évidence la relation triangulaire entre la  $p\text{CO}_2$ , le pH et le bicarbonate qui régit l'ensemble des calculs des équilibres calco-carboniques :

- deux paramètres doivent être fixés pour déterminer le troisième,
- un seul paramètre connu correspond à une infinité de solutions pour les deux autres.

#### IV.A.1.6. L'indice de saturation

La  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$ , évoquée précédemment, est liée à l'équilibre entre la phase gazeuse et la phase liquide. Un autre paramètre est à prendre en compte pour définir l'équilibre entre la phase liquide et la phase solide : l'Indice de Saturation vis-à-vis de la calcite, écrit par la suite ISc. Il définit la tendance de l'eau à précipiter de la calcite ou à dissoudre du calcaire :

- un ISc négatif traduit des eaux qui n'ont pas atteint l'équilibre entre les phases ; elles sont dites sous-saturées. L'acidité de ces eaux, due à une certaine quantité de  $\text{CO}_2$  dissout, leur permet de contenir une quantité de calcium et de bicarbonate plus grande que leurs concentrations actuelles. Cet état les rend agressives vis-à-vis du calcaire qu'elles ont donc tendance à dissoudre,

- un ISc positif traduit des eaux qui n'ont pas atteint l'équilibre entre les phases ; elles sont dites sursaturées. Leurs concentrations en calcium et bicarbonate sont plus élevées que ce que ne peut leur permettre de contenir leur acidité actuelle. Ce sont des eaux incrustantes qui ont tendance à déposer de la calcite par précipitation,
- un ISc proche de zéro traduit des eaux à l'équilibre entre les phases gazeuse, liquide et solide ; on parle généralement par abus de langage d'eaux saturées ou « à saturation ».

Comme énoncé en IV.A.1.2, les vitesses de précipitation et de dissolution sont fonction de la valeur de l'ISc. L'indice de saturation joue un rôle dans le contrôle de la vitesse de dissolution ou de précipitation du carbonate de calcium. DELLEUR (1999) fait état d'une diminution importante de la vitesse de dissolution à partir de  $ISc = -0,3$  jusqu'à  $ISc = 0$ . De même, les vitesses de précipitation sont faibles en dessous de  $ISc = 0,3$ . DREYBRODT *et al.* (1992) précisent que la vitesse maximum de précipitation est atteinte pour  $ISc = 1$  mais que des taux de précipitation assez proches sont enregistrés dès  $ISc = 0,5$ . Pour un indice faible, entre  $-0,1$  et  $+0,1$  les vitesses de précipitation et dissolution de carbonate sont considérées comme suffisamment lentes pour considérer les eaux comme stables, donc à l'équilibre entre les phases

Le calcul de l'indice de saturation a été défini par LANGELIER dès 1936 et rappelé dans l'équation (IV.14).

$$(IV.14) \quad ISc = \log\left(\frac{[CO_3^{2-}] * [Ca^{2+}]}{K_s}\right) = \log[CO_3^{2-}] + \log[Ca^{2+}] - \log(K_s)$$

À partir de la réaction d'équilibre de la seconde ionisation on peut exprimer l'activité du carbonate par l'équation (IV.15).

$$(IV.15) \quad [CO_3^{2-}] = \frac{K_2 * [HCO_3^-]}{[H^+]}$$

D'où l'expression de l'indice de saturation par l'équation (IV.16).

$$(IV.16) \quad ISc = pH_{mesuré} + \log[HCO_3^-] + \log[Ca^{2+}] + \log\left(\frac{K_2}{K_s}\right)$$

L'expression de l'indice de saturation par l'équation (IV.16) permet d'introduire la notion de pH à saturation, nommé pHsat. Il représente une valeur du pH pour lequel une eau serait à saturation vis-à-vis de la calcite (ISc=0). Dans la mesure où l'acidité de l'eau est due exclusivement aux réactions calco-carboniques (cf. IV.A.1.3), l'indice de saturation est lié par l'équation (IV.17) au pHmesuré et au pHsat défini par l'équation (IV.18).

$$(IV.17) \text{ ISc} = \text{pHmesuré} - \text{pHsat}$$

$$(IV.18) \text{ pHsat} = \log[\text{HCO}_3^-] + \log[\text{Ca}^{2+}] + \log\left(\frac{K_2}{K_s}\right)$$

De nombreux travaux sur les aquifères karstiques se sont basés sur cette définition de l'indice de saturation, notamment dans le cadre de suivi temporel de l'indice de saturation des eaux. Cependant d'autres possibilités existent pour l'expression de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite. Citons les travaux de OLIVE (1976, 1995) sur les multiples possibilités d'expressions des différents paramètres relatifs aux équilibres calco-carboniques.

À partir de l'hypothèse de l'électroneutralité nous pouvons exprimer la concentration en calcium en fonction de la concentration en bicarbonate. En terme d'activité ionique cette relation s'écrit selon l'équation (IV.19).

$$(IV.19) [\text{Ca}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] * \frac{\gamma_{\text{Ca}^{2+}}}{2 * \gamma_{\text{HCO}_3^-}}$$

$$\text{Nous prendrons pour la suite } i = \frac{\gamma_{\text{Ca}^{2+}}}{2 * \gamma_{\text{HCO}_3^-}}$$

Ainsi l'expression de l'indice de saturation s'écrit finalement sous la forme de l'équation (IV.20).

$$(IV.20) \text{ ISc} = \text{pHmesuré} + 2 * \log[\text{HCO}_3^-] + \log\left(\frac{K_2 * i}{K_s}\right)$$

à partir de l'équation (IV.13) il est possible d'exprimer le pH par l'équation (IV.21).

$$(IV.21) \text{ pHmesuré} = -1 * \log(\text{pCO}_2\text{eq}) + \log[\text{HCO}_3^-] + \log\left(\frac{1}{K_0 * K_1}\right)$$

On aboutit, en considérant les équations (IV.20) et (IV.21), à l'expression de l'indice de saturation telle que définie par l'équation (IV.22).

$$(IV.22) \text{ ISc} = -1 * \log(p\text{CO}_2\text{eq}) + 3 * \log[\text{HCO}_3^-] + \log\left(\frac{K_2 * i}{K_0 * K_1 * K_s}\right)$$

Deux implications majeures qui seront détaillées dans les sections suivantes découlent de l'expression de l'ISc présentée dans l'équation (IV.22):

- La pression partielle de CO<sub>2</sub> à saturation vis-à-vis de la calcite pour ISc=0 ,
- La droite de gazage et dégazage d'une eau dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc).

### **IV.A.2. Définition et utilisation de la pCO<sub>2</sub> à saturation**

La manipulation des équations calco-carboniques aboutit au calcul de la pCO<sub>2</sub> à saturation. Nous verrons dans quelle mesure elle permet de remonter aux conditions dans lesquelles a évolué une eau dans le massif avant leur émergence.

#### *IV.A.2.1. La pCO<sub>2</sub> à saturation*

A la manière du pH<sub>sat</sub>, une pression partielle de CO<sub>2</sub> équilibrante particulière correspondant à une eau en équilibre vis-à-vis de la calcite est définie lorsque ISc est égal à zéro. Cette valeur particulière de la pCO<sub>2</sub>eq est nommée pCO<sub>2</sub>sat, en référence à l'indice de saturation. Par définition elle représente un double point d'équilibre :

- équilibre entre la phase gazeuse et la phase liquide (définition de la pCO<sub>2</sub>eq),
- équilibre entre la phase liquide et la phase solide (définition d'un ISc égal à zéro).

À partir de l'équation (IV.22), lorsque l'ISc est égal à zéro, on aboutit à l'équation (IV.23).

$$(IV.23) p\text{CO}_2\text{sat} = 10^{\left(3 * \log[\text{HCO}_3^-] + \text{Log}\left(\frac{K_2 * i}{K_0 * K_1 * K_s}\right)\right)}$$

L'équation (IV.23) met en évidence la relation directe entre le pCO<sub>2</sub>sat et l'activité des ions bicarbonate. WHITE (1997) propose une équation similaire basée sur l'activité des ions calcium. Cependant l'utilisation des ions bicarbonate nous paraît plus appropriée dans la mesure où elle facilite l'articulation des calculs autour des formes du CMTD et permet de mieux mettre en évidence leur interdépendance. De plus, cette expression autorise le calcul de la pCO<sub>2</sub>sat directement lors de l'échantillonnage, après la mesure de la concentration en

bicarbonate sans être restreint par une analyse plus lourde nécessaire à l'obtention de la concentration en calcium (si l'on accepte l'équivalence entre l'activité et la concentration molaire pour les faibles gammes de valeur de celle-ci).

L'imbrication et l'interdépendance des expressions abordées dans l'étude des équilibres calco-carboniques permettent d'écrire leurs différents paramètres selon de multiples possibilités. Ainsi la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  peut aussi être calculée directement avec le  $\text{pHsat}$  (équation (IV.24)), tous deux étant définis pour une eau à l'équilibre dont l'indice de saturation est égal à zéro.

$$(IV.24) \quad p\text{CO}_2\text{sat} = 10^{\left( \text{Log}[\text{HCO}_3^-] + \text{Log}\left(\frac{1}{K_0 * K_1}\right) - \text{pHsat} \right)}$$

De même on constate que l'indice de saturation peut être calculé par l'équation (IV.25).

$$(IV.25) \quad \text{ISc} = \text{log}p\text{CO}_2\text{sat} - \text{log}p\text{CO}_2\text{eq}$$

#### IV.A.2.2. *Que représente la $p\text{CO}_2\text{sat}$ ?*

Pour une concentration (ou une activité) en bicarbonate mesurée et une température connue, la pression partielle de  $\text{CO}_2$  à saturation représente la  $p\text{CO}_2$  qui équilibrerait l'eau vis-à-vis de la calcite.

La  $p\text{CO}_2\text{sat}$  est une pression partielle théorique, calculée à partir de la concentration en bicarbonate. Elle caractérise l'équilibre entre les phases gazeuse, liquide et solide, à la différence de la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  qui est une pression partielle réelle qui ne caractérise que l'équilibre entre les phases gazeuse et liquide.

Elle se révèle plus pratique que la mesure de  $\text{pHsat}$  pour décrire les caractéristiques du massif puisque la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  fait directement référence à une propriété de l'air. Elle constitue de ce point de vue un bon outil descriptif de l'air de la zone non saturée.

En milieu karstique les équilibres entre les trois phases sont régis par deux types de transfert de masse :

- Dissolution ou précipitation de carbonate correspondant aux échanges entre la phase solide et la phase liquide,
- Dissolution ou évaporation du  $\text{CO}_2$  correspondant aux échanges entre la phase gazeuse et la phase liquide. Afin d'éviter les possibles confusions relatives à l'usage du terme « dissolution » nous emploierons par la suite les termes de gazage (dissolution du gaz) et dégazage (évaporation du gaz) de l'eau.

D'un point de vue cinétique, le transfert de masse entre les phases solide et liquide est plus lent qu'entre les phases liquide et gazeuse. De plus, la précipitation ou la dissolution ne peut être envisagée que comme une conséquence des variations d'acidité de l'eau induites par un dégazage ou un gazage. La précipitation/dissolution est au mieux aussi rapide que le dégazage/gazage si celui-ci est suffisamment lent et progressif. En pareil cas, l'indice de saturation reste alors égal à zéro.

Afin d'illustrer l'intérêt de la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  pour la caractérisation de l'air de la zone non saturée, supposons une eau dont le parcours dans le massif karstique l'amène à s'équilibrer avec des  $p\text{CO}_2$  variables. La Figure IV.6 présente une vue schématique du parcours théorique de cette eau qui subit successivement une étape de gazage et dissolution de carbonate puis de dégazage et précipitation de carbonate. Les milieux 1, 2 et 3 peuvent se référer à n'importe quel compartiment de la zone non saturée du système karstique.

Les  $p\text{CO}_2$  de l'air des milieux 1, 2 et 3 sont telles que  $p\text{CO}_2\text{C} < p\text{CO}_2\text{B} > p\text{CO}_2\text{A}$ . Au sein de chaque milieu, l'eau est en équilibre vis-à-vis de la calcite et  $p\text{CO}_2\text{sat}$  est donc égale à  $p\text{CO}_2\text{eq}$  qui est égale à la  $p\text{CO}_2$  du milieu. Entre ces états d'équilibre vis-à-vis de la calcite, l'eau se caractérise par des états transitoires qui correspondent à une mise à l'équilibre de l'eau avec la nouvelle phase gazeuse. Ceci entraîne un déséquilibre vis-à-vis de la calcite : une sous-saturation en E (entre A et B) ou une sursaturation en F (entre B et C). Le déséquilibre est atténué par la dissolution du carbonate solide ou par la précipitation de carbonate. Les états transitoires sont définis par une proportion variable de gazage et de dissolution (pour E) ou de dégazage et précipitation (pour F) jusqu'à un nouvel état d'équilibre entre les phases gazeuse, liquide et solide.

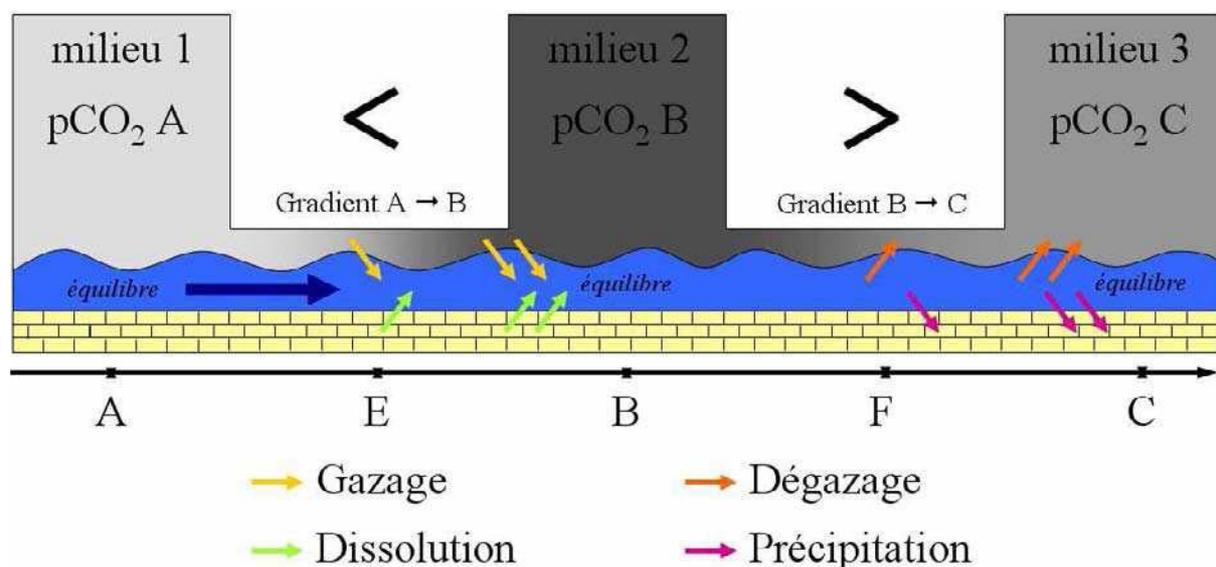


Figure IV.6 : Relation entre l'eau et la roche sous l'effet du transit entre trois milieux à  $p\text{CO}_2$  variable.

La transition entre les milieux 1 et 2 et entre les milieux 2 et 3 fait apparaître en filigrane la notion de temps. Il n'est pas nécessaire ici de chercher à appliquer le modèle de PLUMMER WIGLEY et PARKURST (1978) pour l'estimation des vitesses de précipitation et dissolution, ni le modèle de BUHMAN et DREYBRODT (1985) pour l'estimation des vitesses de précipitation dans le cadre particulier des écoulements en film d'eau. Un regard naturaliste permet de dégager deux grandes tendances pour les processus de gazage-dissolution et dégazage-précipitation : lent ou rapide.

Prenons deux exemples extrêmes pour illustrer la transition entre les milieux 1 et 2 puis entre les milieux 2 et 3 :

\* Du milieu 1 vers le milieu 2 :

Le gazage d'une eau peut être lent et accompagné, dans le même temps, d'une dissolution de la roche carbonatée. Il peut être rapide et aboutir à une eau fortement sous-saturée. Un exemple extrême présente une eau de pluie, en équilibre avec la faible  $p\text{CO}_2$  de l'atmosphère extérieure. Dans ce cas particulier la phase solide est absente du milieu 1 qui ne fait intervenir que des échanges gaz-liquide. Puis l'eau atteint le sol qui représente le second milieu caractérisé par une forte  $p\text{CO}_2$ . En l'absence de calcaire dans le sol, donc de possibilité de dissolution de carbonate, la  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  augmente et se rapproche de la  $p\text{CO}_2$  du milieu 2 (c'est à dire  $p\text{CO}_{2\text{B}}$ ), l'eau devient sous saturée mais la  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  reste constante. Dans ce cas extrême,  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  reste égal à la  $p\text{CO}_2$  du milieu 1 qui est l'atmosphère extérieur (c'est-à-dire à  $p\text{CO}_{2\text{A}}$ ). La  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  est un témoin de la  $p\text{CO}_2$  de l'air du milieu 1 ( $p\text{CO}_{2\text{A}}$ ) tandis que  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  est influencée par le milieu 2 ( $p\text{CO}_{2\text{B}}$ ).

**La  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  est la borne maximum des  $p\text{CO}_2$  de l'air que l'eau a pu connaître juste avant sa sous saturation :  $p\text{CO}_{2\text{B}} \geq p\text{CO}_{2\text{sat}} \geq p\text{CO}_{2\text{A}}$ .**

\* Du milieu 2 vers le milieu 3

Le dégazage d'une eau peut être lent et accompagné de précipitation de calcite ou rapide et suivi ou non de précipitation de calcite. Prenons un autre exemple, indépendant de l'exemple précédent, et décrivons l'évolution des  $p\text{CO}_2$  à une émergence karstique. L'eau est à l'équilibre entre les trois phases dans un milieu à forte  $p\text{CO}_2$ , à l'intérieur du massif karstique qui correspondrait au milieu 2 selon la Figure IV.6. Elle émerge dans un milieu à faible  $p\text{CO}_2$ , c'est-à-dire l'atmosphère extérieure qui correspond ici au milieu 3. Le dégazage peut être rapide et aboutir à une eau fortement sursaturée avant que ne débute la précipitation de carbonate. À certaines émergences, le dégazage peut être lent et accompagné d'une

précipitation carbonate. Auquel cas la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  qui est calculée à partir du bicarbonate encore présent dans l'eau sursaturée est, par définition, inférieure à la  $p\text{CO}_2$  du milieu 2 ( $p\text{CO}_2\text{B}$ ).

**La  $p\text{CO}_2\text{sat}$  est donc la borne minimale des  $p\text{CO}_2$  de l'air que l'eau a pu connaître avant de dégazer, de se sursaturer et de précipiter :  $p\text{CO}_2\text{B} \leq p\text{CO}_2\text{sat} \leq p\text{CO}_2\text{C}$ .**

En résumé, pour une eau sous saturée la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  représente la  $p\text{CO}_2$  maximum de l'air dans lequel l'eau a pu se charger en  $\text{CO}_2$  et acquérir son potentiel de karstification. Il s'agit d'une borne maximum. Pour une eau sursaturée, la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  représente la  $p\text{CO}_2$  minimum de l'air avec lequel l'eau a échangé pour acquérir sa minéralisation. Il s'agit d'une borne minimum.

### **IV.A.3. Le repère $(-\log(p\text{CO}_2\text{eq}) ; \text{ISc})$**

La représentation des mesures dans ce repère permet une estimation des conditions d'écoulement de l'eau dans le massif. Les possibilités d'évolution par les processus de gazage-dégazage ou dissolution-précipitation sont détaillées en fonction des cas de figure décrits précédemment. Enfin l'exemple de la source Farfal illustre les théories développées pour l'interprétation de la répartition des mesures dans ce repère.

#### *IV.A.3.1. Les potentialités du repère $(-\log(p\text{CO}_2\text{eq}) ; \text{ISc})$*

La Figure IV.7 traduit dans le repère  $(-\log(p\text{CO}_2\text{eq}) ; \text{ISc})$  l'évolution de l'eau illustrée dans la Figure IV.6 traitée en IV.A.2.2.

Nous avons choisi, dans ce nouvel exemple indépendant, une répartition des  $p\text{CO}_2$  telle que  $p\text{CO}_2\text{B} > p\text{CO}_2\text{C} > p\text{CO}_2\text{A}$ .

L'eau atteint un équilibre entre les phases gazeuse, liquide et solide aux points A, puis B et enfin au point C, correspondant respectivement aux milieux 1,2 et 3. L'eau transite entre les milieux 1,2 et 3 en passant par les états E et F. Puis l'eau peut transiter vers un quatrième milieu caractérisé par une  $p\text{CO}_2$  différente et répéter les processus de gazage-dissolution et dégazage-précipitation. Ainsi à partir du point C nous pouvons avoir :

- un dégazage jusqu'au point D si la nouvelle  $p\text{CO}_2$  est inférieure à  $p\text{CO}_2\text{C}$ ,
- un gazage jusqu'au point G si la nouvelle  $p\text{CO}_2$  est supérieure à  $p\text{CO}_2\text{C}$ .

L'évolution d'une eau dans le repère  $(-\log(p\text{CO}_2\text{eq}) ; ISc)$  est appelé « chemin ». Lors des processus de gazage-dissolution et dégazage-précipitation l'eau peut prendre plusieurs chemins. Les points E et F sur la Figure IV.7 ont été choisis pour représenter le déséquilibre maximum de l'eau vis-à-vis de la calcite. Le gazage ou le dégazage sont réalisés pour une concentration en bicarbonate constante et les droites (AE) et (BF) sont caractérisées par l'équation (IV.22). La dissolution de carbonate (EB) et la précipitation de carbonate (FC) interviennent sous une  $p\text{CO}_2$  constante.

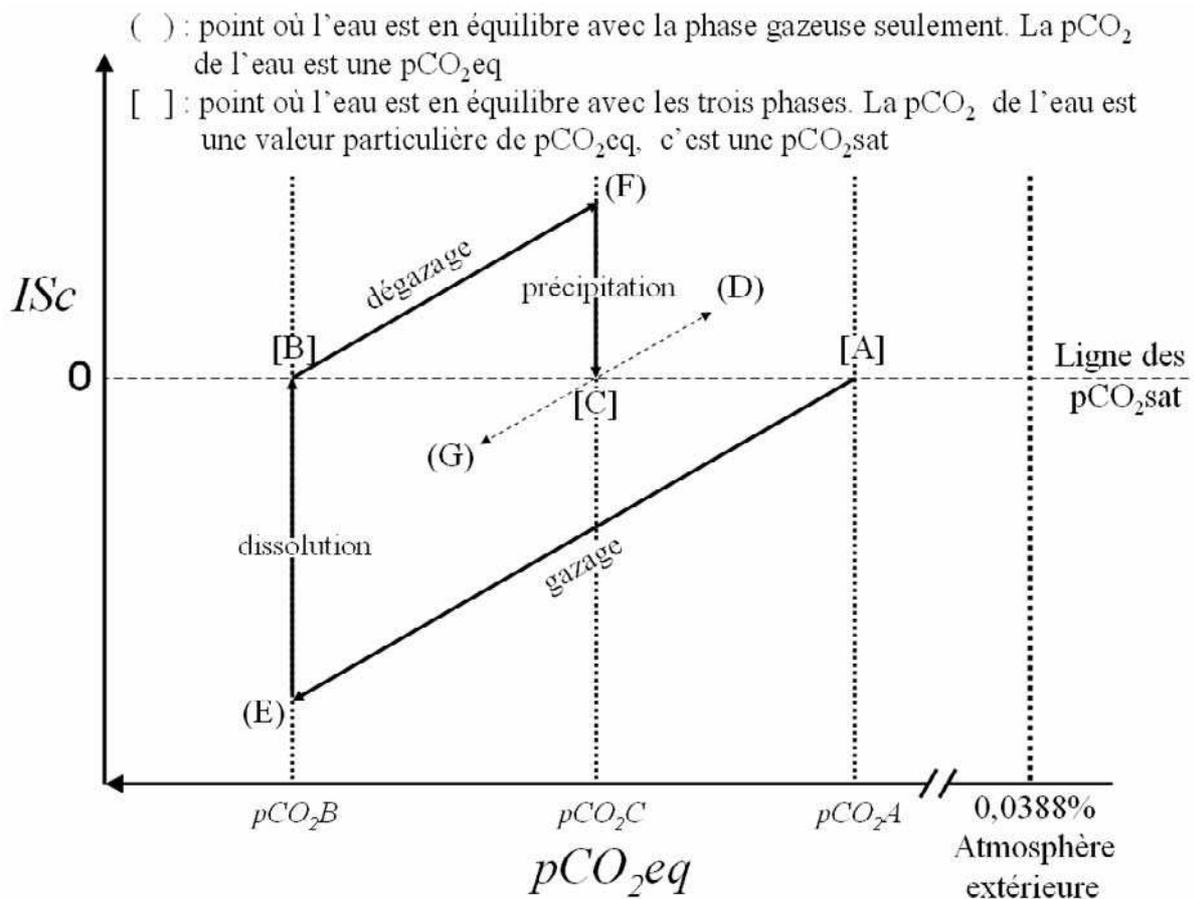


Figure IV.7 : Evolution de l'eau illustrée dans la Figure IV.6 dans le repère  $(-\log(p\text{CO}_2\text{eq}) ; ISc)$ . Les points [A], [B] et [C] sont des états d'équilibre entre les trois phases (gazeuse-liquide-solide), E et F sont des états transitoires extrêmes. Les points G et D ne sont pas en équilibre avec la calcite et correspondent à la suite de l'évolution de l'eau vers un milieu hypothétique à  $p\text{CO}_2$  plus ou moins élevée qu'en [C].

Nous allons d'abord décrire plus en détail le processus de dégazage et précipitation qui est plus intuitif et qui peut être observé à toute émergence karstique, puis nous décrirons le processus de gazage et de dissolution. Nous procédons ainsi à contre courant de l'écoulement tel qu'il est illustré sur la Figure IV.6 en remontant l'historique des conditions d'écoulement de l'eau considérée.

\* Dégazage et précipitation

Le point F décrit sur la Figure IV.7 présente l'indice de saturation maximum que l'eau peut atteindre lors du dégazage entre les milieux 2 et 3. À l'intérieur des limites fixées par le cas extrême F, l'évolution de l'eau entre les milieux 2 et 3 (c'est-à-dire entre B et C) peut suivre plusieurs types de chemin de dégazage-précipitation. Chaque chemin doit être vu comme une succession d'incrément de dégazage obéissant à l'équation (IV.22) et de précipitation à  $pCO_2$  constante.

Parmi les types de chemin de dégazage et précipitation entre B et C, la Figure IV.8 en présente quatre :

- a : l'indice de saturation est minimisé. La vitesse de précipitation, d'abord plus lente que le dégazage devient plus rapide en fin de processus. La tendance générale de l'indice de saturation décroît alors même que le dégazage n'est pas achevé,
- b : le dégazage est sensiblement plus rapide que la précipitation, l'indice de saturation est croissant. Eventuellement un palier peut être atteint pour une vitesse équivalente de dégazage et de précipitation. A terme une précipitation à  $pCO_2$  constante intervient,
- c : identique au chemin b, il nécessite le dépassement d'une valeur seuil de l'indice de saturation avant de débiter la précipitation de calcite,
- d : après dépassement d'une valeur seuil de l'indice de saturation, la précipitation de calcite devient rapide et l'indice de saturation diminue fortement.

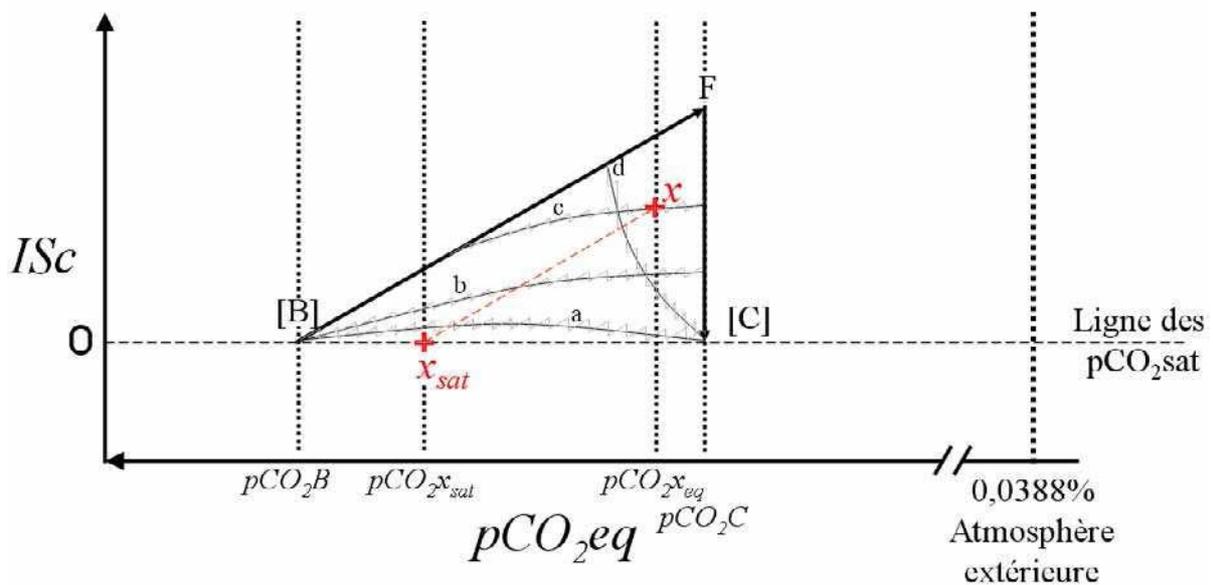


Figure IV.8 : Cas du dégazage entre les milieux B et C de la Figure IV.6. Les possibilités d'évolution correspondante à des « chemins » : a, b, c ou d compris dans un cadre de solutions extrêmes, le triangle BFC. Le point x correspond à la mesure d'une eau en train d'évoluer.

A partir d'une mesure de pH et de bicarbonate effectuée au cours d'un processus de dégazage-précipitation (depuis B vers C), il est possible de calculer les coordonnées du point x sur la Figure IV.8. Les coordonnées du point  $x_{sat}$  sont également calculées. Comme nous l'avons vu précédemment (IV.A.2.2)  $pCO_{2x_{sat}}$  est la borne minimum des  $pCO_2$  que l'eau peut avoir connues pour justifier sa concentration actuelle en bicarbonate. Dans cet exemple effectivement  $pCO_{2B}$  est supérieure à  $pCO_{2x_{sat}}$ . Le point x est un état transitoire, la  $pCO_2$  du milieu dans lequel intervient le dégazage peut être inférieure à  $pCO_{2x_{eq}}$ . Dans cet exemple en effet  $pCO_{2C}$  est inférieure à  $pCO_{2x_{eq}}$ . Soit :  $pCO_{2B} \geq pCO_{2x_{sat}} \geq pCO_{2x_{eq}} \geq pCO_{2C}$ .

\* Gazage et dissolution

Lors d'un processus de gazage-dissolution (depuis A vers B) et pour une mesure aboutissant aux points y et  $y_{sat}$  (Figure IV.9) un raisonnement identique peut être tenu, cependant nous ne détaillerons pas les chemins comme précédemment. L'eau provient d'un milieu (dans lequel elle a acquis sa minéralisation) dont la  $pCO_2$  est au maximum égale à  $pCO_{2y_{sat}}$ , en effet dans cet exemple  $pCO_{2A}$  est inférieure à  $pCO_{2y_{sat}}$ . La  $pCO_2$  du milieu 2 (c'est-à-dire  $pCO_{2B}$ ) peut être quant à elle supérieure à  $pCO_{2y_{eq}}$ , ce qui est le cas dans l'exemple. Soit :  $pCO_{2B} \geq pCO_{2y_{eq}} \geq pCO_{2y_{sat}} \geq pCO_{2A}$ .

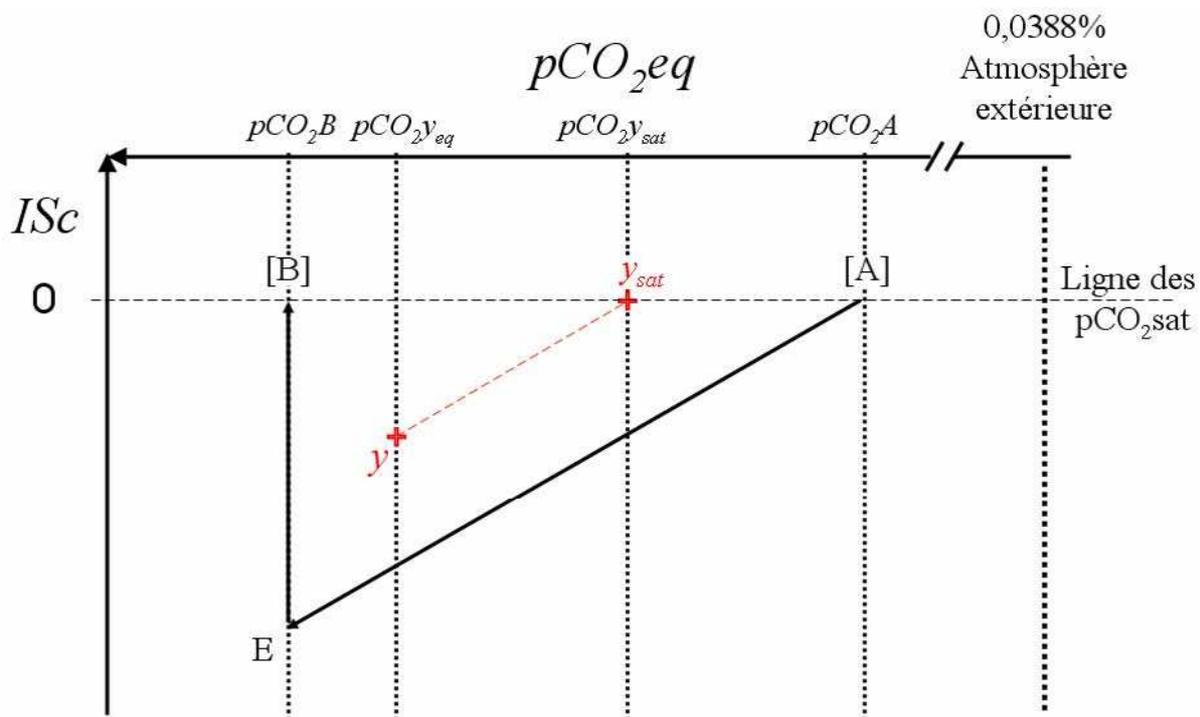


Figure IV.9 : Cas du gazage entre les milieux A et B de la Figure IV.6. Le point y correspond à la mesure d'une eau en train d'évoluer.

Lors des mesures réalisées à une émergence les valeurs de  $p\text{CO}_2$  de l'air des milieux 1, 2 ou 3 sont inconnues (respectivement  $p\text{CO}_{2A}$ ,  $p\text{CO}_{2B}$  et  $p\text{CO}_{2C}$ ). Les valeurs de  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  et  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  peuvent cependant en donner une approximation. La  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  et plus particulièrement la  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  sont utiles pour déterminer un paramètre physique difficilement accessible : la  $p\text{CO}_2$  dans l'air des différents compartiments de la zone non saturée.

#### IV.A.3.2. Définition des paramètres intrinsèques à une émergence dans le repère $(-\log(p\text{CO}_{2\text{eq}}) ; \text{ISc})$

Les mesures réalisées à une émergence constituent un nuage de points plus ou moins alignés dans le repère  $(-\log(p\text{CO}_{2\text{eq}}) ; \text{ISc})$ . Pour chaque point, il est possible de calculer au moyen de l'équation (IV.23) une valeur de  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  et de construire une droite de gazage et dégazage (ou droite G&D) de pente 1 selon l'équation (IV.22). L'ensemble des droites G&D ainsi construites forme un faisceau à partir duquel est calculée une droite modèle de gazage et dégazage.

La droite modèle G&D, de pente 1, passe par le centre de gravité du nuage de points de mesures et dont les coordonnées sont  $(\overline{\text{ISc}_{\text{mesures}}} ; -\log(\overline{p\text{CO}_{2\text{eq}}}))$ . A partir du centre de gravité du nuage de points de mesures et pour une température moyenne représentative de la source, nous calculons la concentration modèle en bicarbonate de l'émergence par l'équation (IV.26). La température moyenne détermine les constantes d'équilibre  $K_0$ ,  $K_1$ ,  $K_2$  et  $K_s$ .

(IV.26)

$$\text{HCO}_3^- \text{ modèle} = \frac{1000 * M_{\text{HCO}_3^-}}{\gamma_{\text{HCO}_3^-}} * 10^{\left( \frac{1}{3} * \left( \overline{\text{ISc}_{\text{mesures}}} + \log(\overline{p\text{CO}_{2\text{eq}}}) - \log\left( \frac{\overline{K_2} * \bar{i}}{\overline{K_0} * \overline{K_1} * \overline{K_s}} \right) \right) \right)}$$

avec  $M_{\text{HCO}_3^-}$  la masse molaire en mol/L,  $\overline{\gamma_{\text{HCO}_3^-}}$  la moyenne des valeurs sur l'ensemble des mesures du coefficient d'activité ionique de l'ion bicarbonate et  $\bar{i}$  la moyenne des valeurs sur l'ensemble des mesures du paramètre  $i$  décrit pour l'équation (IV.19).

La concentration  $\text{HCO}_3^-$  modèle représente la concentration théorique de l'eau en l'absence de dissolution ou de précipitation et pour une température constante lors des variations  $\text{pCO}_2\text{eq}$ . Une valeur de  $\text{HCO}_3^-$  peut être calculée à partir de l'équation (IV.26) pour chaque point de mesure. Cette valeur calculée diffère légèrement de la valeur mesurée de  $\text{HCO}_3^-$  puisque le calcul de l'équation (IV.19) repose sur la relation entre  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{Ca}^{2+}$  telle que définie par l'équation (IV.5) en IV.A.1.3. De plus, la moyenne des valeurs de  $\text{HCO}_3^-$  calculées pour chaque mesure par l'équation (IV.26) pour des températures variables n'est pas tout à fait égale à  $\text{HCO}_3^-$  modèle qui est calculé pour une température moyenne.

La droite modèle G&D n'est pas une régression linéaire du nuage de points mais une droite de pente 1 définie par l'équation (IV.27) dont la partie constante est calculée avec la valeur de  $\text{HCO}_3^-$  modèle défini par l'équation (IV.26) et pour une température moyenne.

$$(IV.27) \text{ISc}_{\text{modèle}} = -1 * \log(\text{pCO}_2\text{eq}) + 3 * \log[\text{HCO}_3^- \text{modèle}] + \log\left(\frac{\overline{K_2} * \overline{i}}{\overline{K_0} * \overline{K_1} * \overline{K_s}}\right)$$

De ce fait, à chaque nouvelle mesure réalisée à l'émergence considérée, les moyennes des paramètres  $\text{HCO}_3^-$  modèle,  $K_0$ ,  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_s$  et  $i$  sont recalculées ce qui permet d'ajuster la droite modèle G&D au nuage de point de mesures.

La droite modèle G&D permet de déterminer deux paramètres intrinsèques à l'émergence :

- $\text{HCO}_3^-$  modèle définie par l'équation (IV.26),
- $\text{pCO}_2\text{sat}$  modèle définie par l'équation (IV.28),

L'équation (IV.28) est issue de l'équation (IV.27) ou de l'équation (IV.25) :

$$(IV.28) \text{pCO}_2\text{sat modèle} = 10^{\left(\overline{\text{ISc}}_{\text{mesures}} + \log(\overline{\text{pCO}_2\text{eq}})\right)}$$

#### IV.A.3.3. L'exemple de la source Farfal

La Figure IV.10 présente les mesures effectuées à la source Farfal, le faisceau des droites G&D qui en sont issues ainsi que la droite modèle G&D. En plus des axes du repère, la figure présente une échelle indicative des concentrations en bicarbonate. Cette échelle est dépendante de la température, elle est calculée ici à partir de la température moyenne de la source Farfal, soit 12,6°C.

La Figure IV.10 présente également une croix d'incertitude relative aux valeurs de la  $pCO_2eq$  et de l'ISc pour chacune des mesures. On remarque que la largeur du faisceau de droites est inférieure à la marge d'incertitude sur les mesures.

Les incertitudes sur ISc et sur  $-\log(pCO_2eq)$  sont fonction des incertitudes sur la mesure du pH ( $\Delta pH = 0.05$  unité pH) et sur la mesure de la concentration en bicarbonate ( $\Delta HCO_3^- = 2.44$  mg/L). Elles sont calculées à partir des équations (IV.29) à (IV.31) :

$$(IV.29) \Delta \log[HCO_3^-] = \frac{\Delta HCO_3^-}{HCO_3^- * \ln 10}$$

$$(IV.30) \Delta ISc = \Delta pH + 2 * \Delta \log[HCO_3^-]$$

$$(IV.31) \Delta \log(pCO_2eq) = \Delta pH + \Delta \log[HCO_3^-]$$

Sur la Figure IV.10 les points de mesure de la source Farfal sont compris dans une faible gamme de variation de l'ISc, de -0,15 à +0,22. Pour 59 mesures réalisées à la source Farfal entre octobre 2007 et décembre 2009 on compte 24 mesures négatives, dont 6 inférieures au seuil de -0,1 et 35 mesures positives dont 21 supérieures au seuil de 0,1 soit 32 mesures considérées à saturation ( $0,1 \leq ISc \leq 0,1$  Cf. IV.A.1.6). La  $pCO_2eq$  varie de 1,32% à 3,55% tandis que la  $pCO_2sat$  évolue dans une gamme plus restreinte de 2,15% à 2,76%. Les paramètres intrinsèques sont une  $pCO_2sat$  modèle égale à 2,47% et une concentration  $HCO_3^-$  modèle égale à 341 mg/L. ils sont indiqués sur la Figure IV.10 à l'intersection de la droite G&D et de la ligne des  $pCO_2sat$ , à  $ISc=0$ . La concentration  $HCO_3^-$  modèle diffère de la concentration moyenne des mesures de  $HCO_3^-$  mesurée à 336 mg/L pour les raisons évoquées précédemment (IV.A.3.2). Le coefficient de corrélation entre les ISc calculés à partir des mesures et l'ISc modélisés par l'équation (IV.27) est de 98%.

Pour la source Farfal, le remarquable alignement de l'ensemble des points de mesures sur la droite modèle G&D suppose l'absence de processus de précipitation entre le dernier état à l'équilibre vis-à-vis de la calcite et l'état mesuré. En référence à la Figure IV.8, les points de mesures correspondraient au point D plutôt qu'à un éventuel point x déjà précipité par rapport aux conditions initiales. Il en va de même pour les eaux sous-saturées qui correspondraient au point G sur la Figure IV.7.

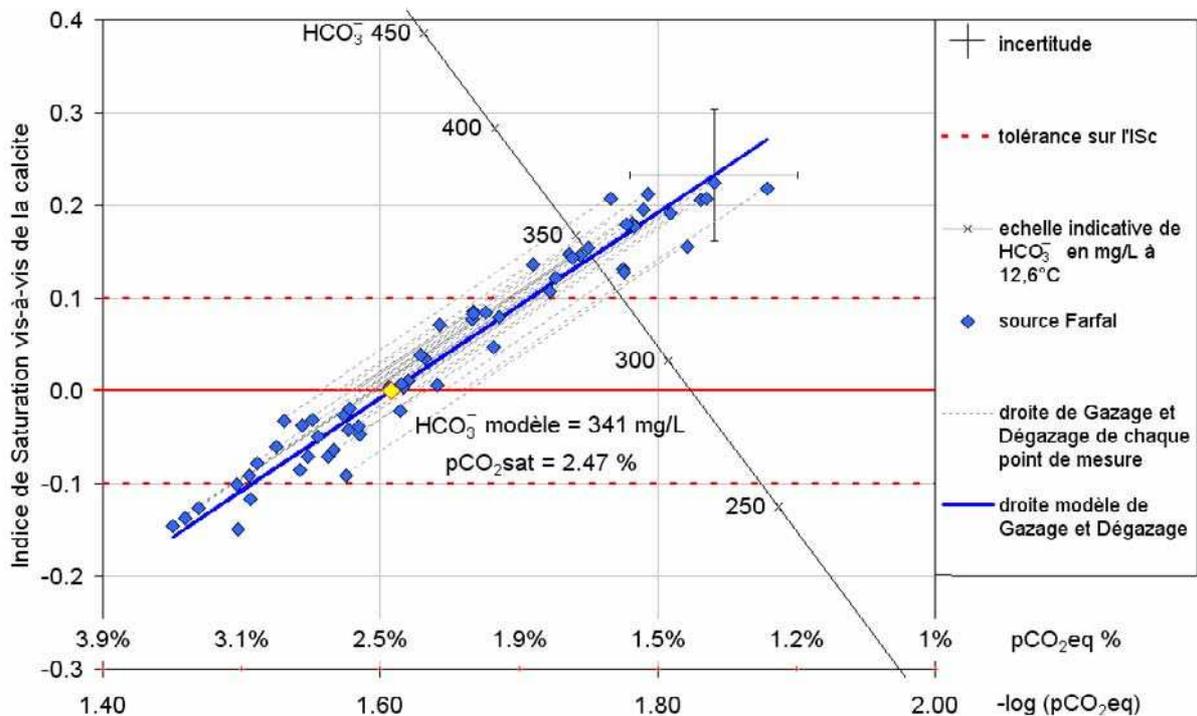


Figure IV.10 : Représentation des mesures de la source Farfal dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$  ; ISc).

Les mesures réalisées à la source Farfal depuis 2003 montrent sur la Figure IV.11 une cyclicité annuelle de la variation conjointe de la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  et l'indice de saturation (visible sur la projection des données dans le repère (temps ; ISc)). Les points semblent se déplacer le long de la droite modèle G&D avec alternance d'ISc négatifs pour de fortes  $p\text{CO}_2\text{eq}$  et positifs pour de faibles  $p\text{CO}_2\text{eq}$  (visible sur la projection des données dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$  ; ISc)). Les mesures de 2003 à 2007 ont une résolution plus lâche que celles réalisées au cours des cycles 2007 à 2010. Elles ne seront pas utilisées pour la suite de l'étude bien qu'elles montrent les mêmes tendances. On remarque par ailleurs trois points particulièrement éloignés de la droite modèle (en novembre et décembre 2006 et mars 2007). Il s'agit de mesures réalisées de façons incorrectes au cours d'interventions sur le terrain dans de mauvaises conditions (particulièrement en mars 2007).

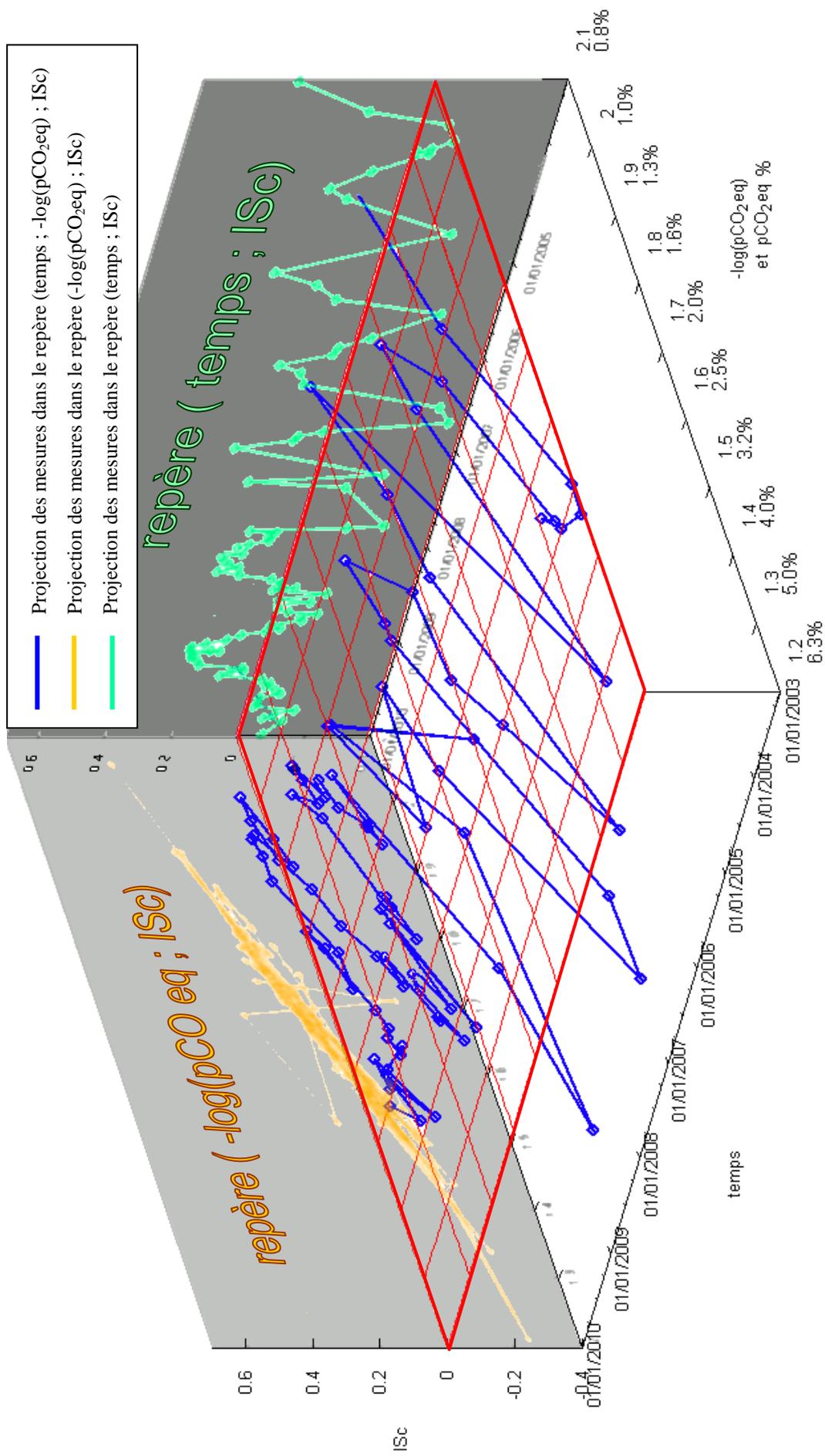
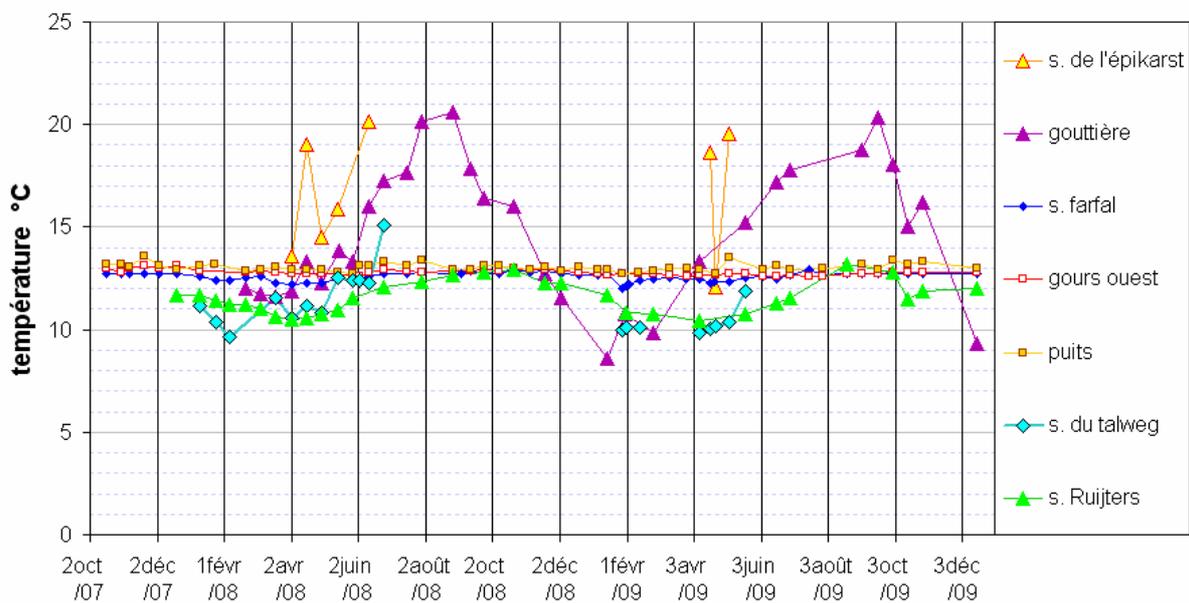


Figure IV.11 : Représentation de l'ensemble des mesures de la source Farfal depuis 2003 dans le repère en trois dimensions (temps ; -log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc). La figure présente également la projection des valeurs dans les repères (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc) et (temps ; ISc).

#### IV.A.3.4. Influence de la température sur la répartition des points dans le repère $(-\log(pCO_{2eq}) ; ISc)$

La température des eaux n'apparaît pas de prime abord dans le repère  $(-\log(pCO_{2eq}) ; ISc)$ , cependant elle est présente à travers les valeurs des constantes  $K_0$   $K_1$   $K_2$  et  $K_s$  utilisées pour le calcul de  $pCO_{2eq}$  et  $pCO_{2sat}$ . La température influe notamment sur l'échelle indicative des bicarbonates. Il serait donc incorrect de chercher à lire la concentration en bicarbonate des eaux de la source du talweg dont la température moyenne est de 1,2°C plus faible que celle de la source Farfal.

La Figure IV.12 présente les valeurs de température aux émergences principales du système de Cussac.



**Figure IV.12 : Températures mesurées aux émergences principales du système de Cussac lors des campagnes de terrain.**

Certaines mesures sont perturbées par l'effet de site. Les températures mesurées à la source de l'épikarst à Cussac sont dans une gamme bien plus élevée que la température des eaux de la source Farfal ou des eaux dans la cavité (puits et gours ouest). Le protocole de prélèvement sur le site d'étude imposait une mesure de la température vers 14h00. La configuration de l'émergence, dépourvue d'ombre et l'heure de la mesure ont favorisé des valeurs élevées. Notons que la mesure du 22 avril 2009 fut la seule réalisée à 9h00 et présente une température de 12,1°C pour une température de l'air de 13,6°. À l'inverse le 16 avril 2008, la mesure fut réalisée à 16h00 au cours d'une journée particulièrement chaude.

L'écoulement des eaux prélevées à la gouttière après ruissellement le long d'une paroi orientée plein sud implique également une forte dépendance à la température et à l'ensoleillement au jour de la mesure. L'été la température des eaux atteint une vingtaine de degrés celsius.

La source Ruijters et la source du talweg présentent également des différences notables vis-à-vis de la température moyenne des gours ouest ou vis à vis de la Farfal. Cependant la configuration de ces émergences ne rend pas la mesure de température aussi dépendante des conditions de réalisation. La température mesurée est conservée.

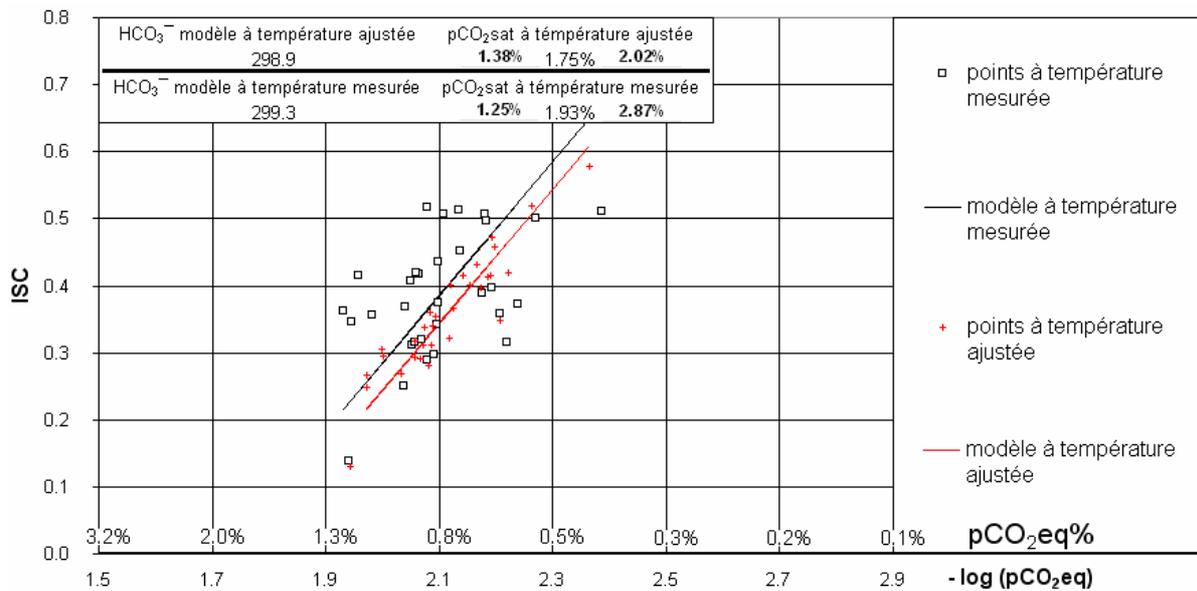
Les températures de la source de l'épikarst et de l'écoulement de la gouttière doivent être compensées des perturbations décrites. L'ajustement des températures qui permet de simuler les conditions pré-existantes aux perturbations est réalisé à partir de la température moyenne de gours ouest selon l'équation (IV.32). Cette expression atténue l'amplitude de la variation de température tout en conservant une certaine variabilité. Il ne serait pas correct de transposer directement la température des gours ouest, qui est quasi constante, aux autres émergences. Nous avons fixé un coefficient de 5% pour la prise en compte des variations de température spécifique à la source de l'épikarst ou à l'écoulement de la gouttière.

$$(IV.32) T_{\text{ajustée}} = \overline{T_{\text{gours ouest}}} + 0,05 * (T_{\text{mesurée}} - \overline{T_{\text{gours ouest}}})$$

Les conséquences de l'ajustement de la température sont visibles sur la répartition des mesures dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc). La Figure IV.13 présente l'exemple des mesures réalisées à la gouttière avec ou sans correction de température. Les valeurs de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et de pH sont mesurées et ne sont pas affectées par la correction de la température. Les valeurs de ISc et de pCO<sub>2</sub>eq sont influencées par la température par le biais des constantes d'équilibre thermo-dépendantes. Cette influence de la température joue sur la répartition des points dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc). S'affranchir de l'effet de la température permet de mieux prendre en compte la répartition des mesures autour de la droite modèle G&D due à la variabilité de la concentration en bicarbonate.

La valeur moyenne de la pCO<sub>2</sub>sat varie de façon significative mais modérée. Les conséquences de l'ajustement sont principalement visibles sur la plage de variation de pCO<sub>2</sub>sat, bien plus étendue pour les températures mesurées et décalée vers des valeurs élevées.

La dispersion du nuage de points non corrigé de la température sur la Figure IV.13 montre que pour une concentration constante en bicarbonate, l'estimation de l'indice de saturation et de  $pCO_{2sat}$  peut être erronée. En effet l'ISc dépend du calcul du  $pH_{sat}$  lui-même étant fonction, comme  $pCO_{2sat}$ , des constantes d'équilibre thermodépendante. Un point éloigné de la droite modèle G&D pourrait être à tort interprété comme la preuve d'un dégazage et/ou d'une précipitation alors qu'il ne s'agit que d'un effet de température. La Figure IV.13 souligne l'intérêt de connaître la température réelle de l'eau avant les modifications dues à l'effet de site (augmentation de la température au soleil ou baisse de la température en hiver).



**Figure IV.13 : Comparaison de la répartition des mesures réalisées sur les eaux de l'écoulement de la gouttière avec ou sans ajustement de la température. Les valeurs de la  $pCO_{2sat}$  en haut à gauche sont données dans les deux cas dans l'ordre suivant : minimale, moyenne et maximale.**

## **IV.B. Modèle conceptuel des écoulements de Cussac**

L'approche développée précédemment pour la source Farfal est appliquée aux autres émergences du système de Cussac. Leur projection dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$  ;  $I\text{Sc}$ ) de la Figure V.14 montre une répartition particulière des points de mesures liée à la partie du système dont sont originaires les eaux. L'interprétation de cette répartition est toutefois limitée par des contraintes qui seront détaillées. Au-delà, il est possible d'en déduire un modèle conceptuel des écoulements à travers notamment une analyse des variations temporelles des  $p\text{CO}_2$  équilibrante et à saturation.

### ***IV.B.1. Projection des émergences dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; $I\text{Sc}$ )***

Toutes les émergences suivies ne sont pas projetées dans ce repère. Certaines sont redondantes, d'autres ne disposent pas d'un nombre suffisant de mesures. Les émergences retenues pour cette partie de l'étude sont décrites en détail et la répartition des mesures est analysée à la lumière des caractéristiques de chaque émergence.

#### ***IV.B.1.1. Vue d'ensemble des émergences dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; $I\text{Sc}$ )***

La méthode mise en œuvre pour déterminer une droite modèle de gazage et dégazage pour la source Farfal est appliquée aux autres sources régulièrement prélevées sur le système karstique de Cussac :

- source de l'épikarst,
- source du talweg,
- source Ruijters,
- écoulement de la gouttière,
- puits dans la cavité,
- gours ouest dans la cavité.

À titre de comparaison, les mesures de certains écoulements du système karstique de Lascaux sont également analysées :

- écoulement du SAS1 de la grotte de Lascaux issu de l'épikarst de Lascaux,
- source de la Haute Fageotte équivalente à la source Farfal.

Ces mesures viennent compléter la description des écoulements épikarstiques. Les paramètres chimiques et notamment calco-carboniques de l'écoulement du SAS1 ont fait l'objet d'une étude spécifique par LOPEZ (2009).

Les gours ouest se répartissent en deux groupes en fonction de la période de mesure. Ces périodes sont nommées « été » et « hiver » dans le sens exposé en II.C avec une période estivale de juin à novembre et une période hivernale de janvier à avril et des périodes de transition en mai et en décembre. Les variations des gours ouest seront particulièrement abordées en partie IV.B.2. De plus, dans la mesure où l'information portée par les échantillons d'eau des gours présents à l'est dans la cavité est redondante, les gours est à 36 m ne seront pas présentés dans la suite de ce chapitre. Aussi, il ne sera plus nécessaire de préciser, à chaque mention des gours ouest à 32 m, leur distance depuis l'entrée de la cavité qui seront simplement nommés « gours ouest ».

La Figure IV.14 présente l'ensemble de ces résultats dans le repère  $(-\log(p\text{CO}_2\text{eq}) ; \text{ISc})$ . L'échelle indicative des concentrations en bicarbonate est calculée pour une température de 12,8°C correspondant à la température moyenne des eaux des gours ouest (pour l'ensemble des mesures) supposée représentative des températures dans le massif.

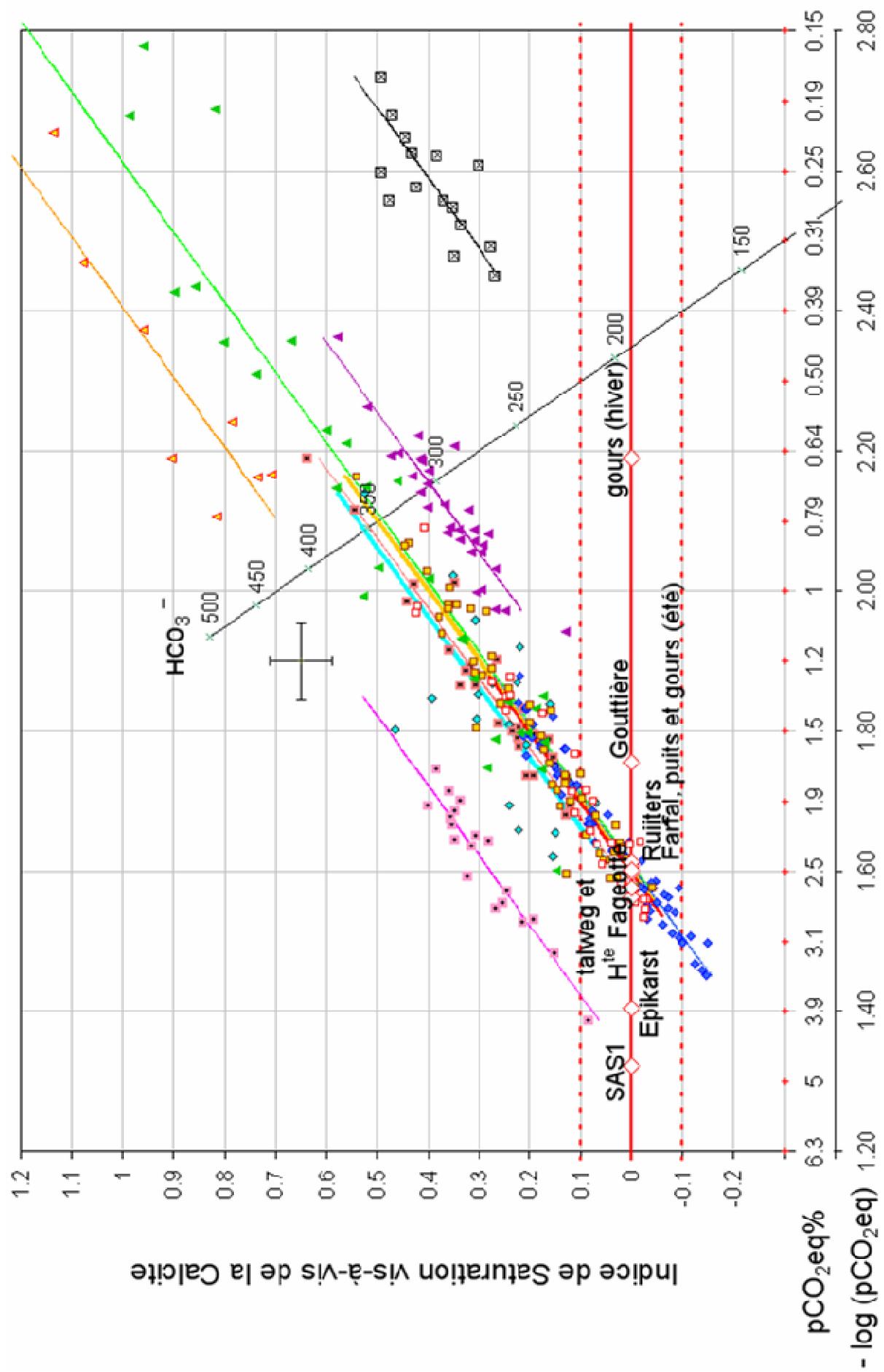
On observe une répartition latérale des droites modèles G&D en fonction des concentrations de  $\text{HCO}_3^-$  modèles. La répartition distingue trois groupes dont la dénomination s'appuie sur les observations de terrain :

- eaux épikarstiques : écoulement du SAS1, source de l'épikarst (corrigée de la température),
- eaux de la zone de transmission : source de la haute Fageotte, source du talweg, source Ruijters, source Farfal, puits et gours ouest,
- eaux de la base de la zone saturée : écoulement de la gouttière (corrigée de la température).

Cette répartition confirme et précise les résultats obtenus en III.A.2.2.

Le Tableau IV.2 donne les valeurs des paramètres caractéristiques (dont les paramètres intrinsèques  $\text{HCO}_3^-$  modèle et  $p\text{CO}_2\text{sat}$  modèle) des émergences reportées sur la Figure IV.14. Les caractéristiques de chacune des émergences présentées sont détaillées en IV.B.1.2.

Une figure équivalente à la Figure IV.14 est présentée en Annexe 3. Elle prend en compte l'ensemble des mesures réalisées au cours de la thèse.



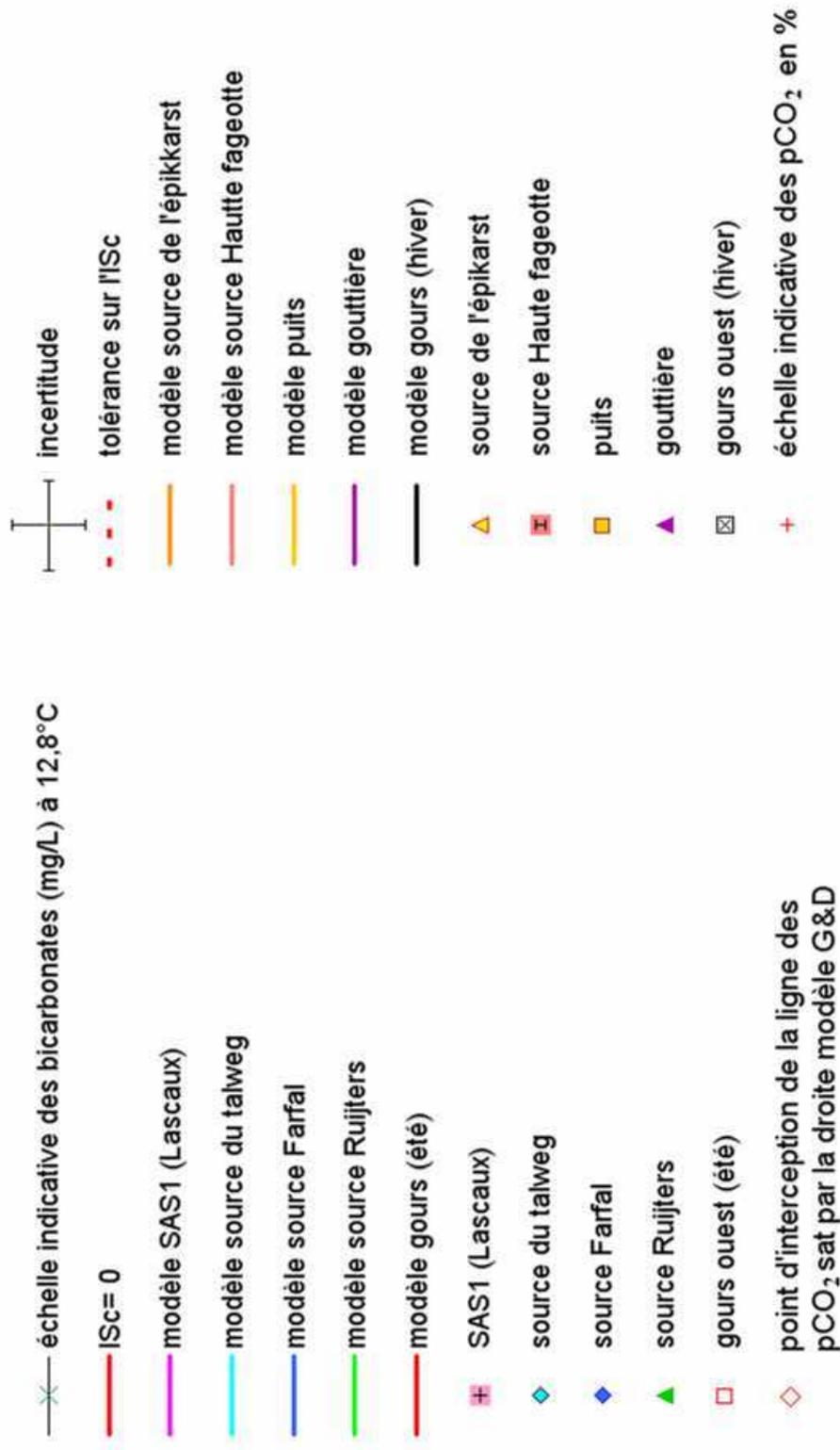


Figure IV.14 : Représentation des mesures réalisées aux émergences principales des systèmes de Cussac et Lascaux et des droites modèles de gazage et dégazage qui leur sont associées.

	SAS1 (Lascaux)	s. de l'épikarst	s. du talweg	s. H <sup>te</sup> Fageotte	s. Rujiters	gours ouest (été)	s. Farfal	puits	gouttière	gours ouest (hiver)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> modèle mg/L	433	400	363	350	346	342	341	340	299	210
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> moyen mg/L	424	391	360	342	344	337	336	336	297	207
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> max mg/L	447	439	406	364	388	351	355	390	315	230
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> min mg/L	406	336	325	310	278	310	310	317	272	187
pCO <sub>2</sub> eq moyenne	2.47%	0.54%	1.59%	1.43%	1.04%	2.33%	2.31%	1.72%	0.79%	0.27%
pCO <sub>2</sub> eq max	4.09%	0.78%	2.40%	2.09%	2.64%	2.91%	3.55%	2.76%	1.14%	0.35%
pCO <sub>2</sub> eq min	1.80%	0.22%	0.72%	0.65%	0.14%	1.32%	1.32%	0.68%	0.43%	0.18%
pCO <sub>2</sub> sat modèle	4.76%	3.93%	2.74%	2.66%	2.44%	2.53%	2.47%	2.50%	1.75%	0.65%
pCO <sub>2</sub> sat max	5.38%	5.17%	4.60%	2.95%	3.52%	2.80%	2.76%	3.38%	2.02%	0.83%
pCO <sub>2</sub> sat min	4.33%	3.03%	2.00%	2.17%	1.35%	2.18%	2.15%	2.06%	1.38%	0.49%
température moyenne °C	12.5	13.0 (16.7)	11.1	12.5	11.6	12.8	12.6	13.0	12.9 (14.7)	12.7
Isc moyen	0.29	0.89	0.25	0.28	0.48	0.04	0.04	0.19	0.36	0.39
Isc max	0.40	1.14	0.53	0.64	1.00	0.24	0.22	0.54	0.58	0.49
Isc min	0.09	0.71	0.07	0.12	0.00	-0.03	-0.15	-0.04	0.13	0.27
coefficient de corrélation entre ISc et ISc modélisé	98%	90%	75%	98%	97%	86%	98%	97%	95%	69%

Tableau IV.2 : Gamme de variations des paramètres caractéristiques du repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc) des sources principales des systèmes karstiques de Cussac et de Lascaux

IV.B.1.2. Description de la répartition des mesures dans le repère  $(-\log(pCO_{2eq}) ; ISc)$  pour les différentes émergences.

La Figure IV.15 propose une synthèse de la Figure IV.14 et du Tableau IV.2. Seules les droites modèles G&D sont présentées, accompagnées des valeurs des  $HCO_3^-$  modèle et  $pCO_{2sat}$  modèle. Les droites modèles G&D ne sont définies en principe que dans la gamme de variation des  $pCO_{2eq}$ , sur la Figure IV.15 ; elles sont prolongées jusqu'au point d'interception de la ligne des  $pCO_{2sat}$ .

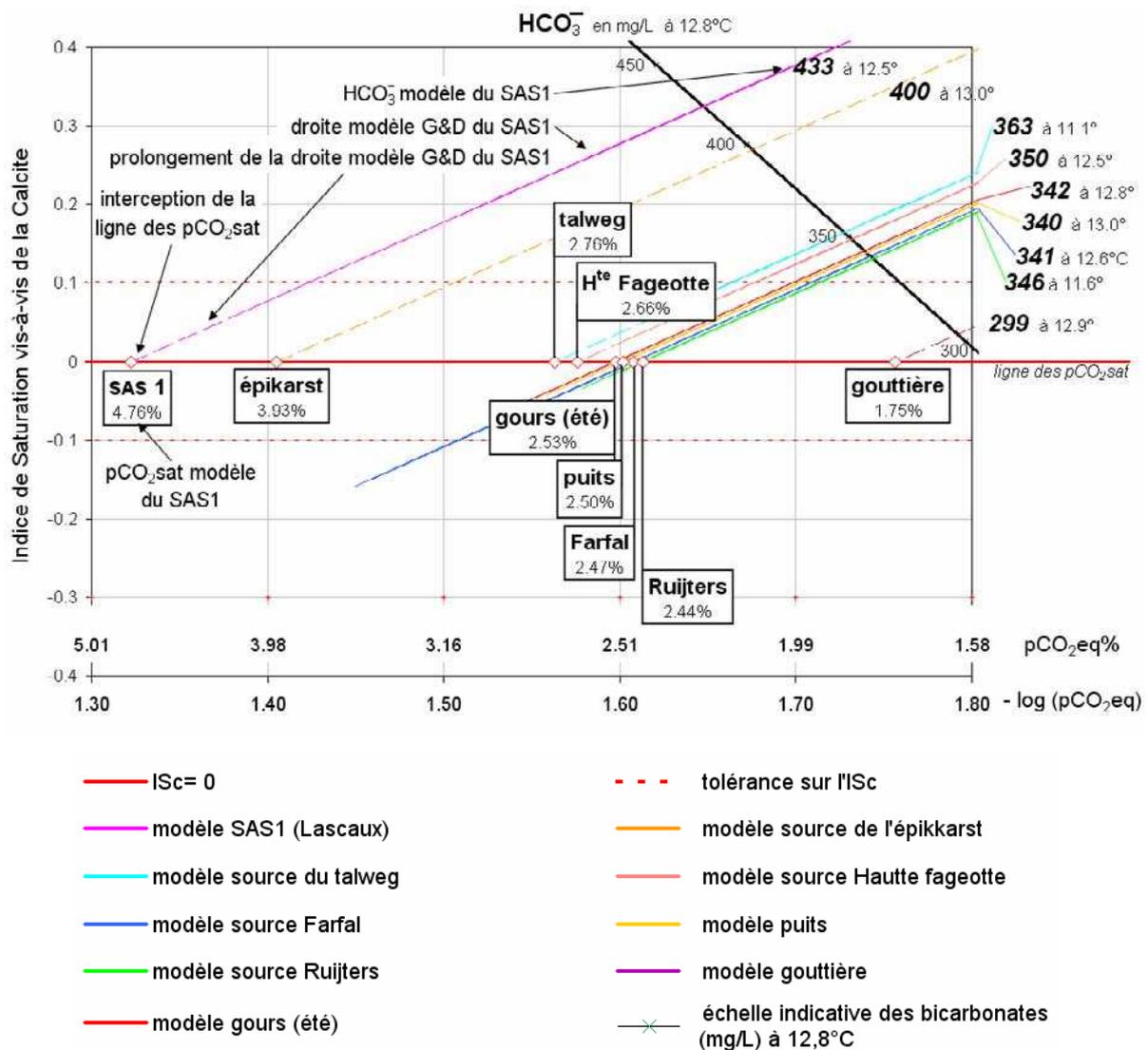


Figure IV.15 : Synthèse des paramètres intrinsèques des émergences des systèmes de Cussac et Lascaux : droites modèles G&D ;  $pCO_{2sat}$  modèle ;  $HCO_3^-$  modèle

La Figure IV.15 souligne d'une part la répartition des droites modèle G&D en trois groupes, et d'autre part la proximité des droites modèle G&D de la source Farfal, du puits, de la source Ruijters et des gours ouest en été.

Nous allons décrire les caractéristiques des émergences dans l'ordre présenté sur la Figure IV.15 depuis les émergences issues de l'épikarst vers les émergences issues de la zone saturée. Les eaux des gours présentent un comportement particulier faisant intervenir une phase de précipitation de calcite au cours de l'année. Elles sont traitées dans une partie spécifique, en IV.B.2.

\* Écoulement du SAS1 de la grotte de Lascaux

La grotte de Lascaux présente un écoulement non pérenne visible dans le compartiment 3 du SAS1. Cet écoulement a été largement étudié depuis la découverte de la grotte (SCHOELLER, 1965 ; VOUVÉ, 1968, 1975 ; LASTENNET *et al.* 2005, MALAURENT *et al.* 2006 ; LOPEZ, 2009). L'émergence est reconnue comme caractéristique d'un épikarst. De fait sa position sur la Figure IV.14 est proche de celle de la source de l'épikarst de Cussac. Les mesures utilisées correspondent aux eaux recueillies à l'écoulement du SAS1 entre 2003 et 2004, les chroniques 2005-2006 n'étant pas utilisables. L'ISc varie de 0,09 à 0,40 pour des eaux en équilibre vis-à-vis de la calcite ou sursaturées. La gamme de variation de  $p\text{CO}_2\text{eq}$  est élevée, de 4,09% à 1,80%. Les valeurs de  $p\text{CO}_2\text{sat}$  varient de 5,38% à 4,33%. La concentration  $\text{HCO}_3^-$  modèle est de 433mg/L, c'est la plus haute valeur de toutes celles présentes sur la Figure IV.14. Elle est associée à une  $p\text{CO}_2\text{sat}$  modèle de 4,76%. Le coefficient de corrélation entre les ISc calculés à partir des mesures et les ISc modélisés par l'équation (IV.27) est de 98%.

\* Source de l'épikarst du site de Cussac

Les eaux de la source épikarstique sont toujours sursaturées (ISc = [0,71 ; 1,14]). Cet état est dû à leur circulation dans des calcaires décomprimés et aérés en amont de l'émergence favorisant leur dégazage. La source n'étant active qu'à l'issue de périodes pluvieuses intenses, nous ne disposons que d'un faible nombre de mesures. De plus les concentrations en bicarbonates sont moins homogènes que sur les autres émergences. Malgré cela, et en raison des conditions des prélèvements, nous avons choisi de définir un modèle de comportement moyen dont le coefficient de corrélation entre les ISc calculés à partir des mesures et les ISc modélisé est de 90%. La  $p\text{CO}_2\text{eq}$  varie de 0,22% à 0,78% alors que la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  varie de 3,03% à 5,17%, soit dans la gamme élevée similaire à celle des eaux du SAS1 de Lascaux. Ces eaux sont les plus minéralisées du système de Cussac avec une valeur de  $\text{HCO}_3^-$  modèle de 400 mg/L associée à une  $p\text{CO}_2\text{sat}$  modèle de 3.93%.

\* La source du talweg du site de Cussac

À l'instar de la source de l'épikarst, la source du talweg ne peut être échantillonnée que lors des forts événements pluvieux. Toutefois la source du talweg est active sur une plus longue période à la suite de l'événement permettant son activation et nous disposons d'un nombre plus important de mesures réparties sur trois événements : janvier-juin 2008, janvier-février 2009, avril-mai 2009. Toutes les mesures de température dans le talweg sont plus faibles que dans les émergences alentour. Les eaux sont toutes sursaturées bien que parfois très proches d'un état d'équilibre vis à vis de la calcite ( $ISc = [0,07 ; 0,53]$ ) pour des valeurs de  $pCO_{2eq}$  de 2,40% à 0,72%. Les valeurs de  $pCO_{2sat}$  sont inférieures à celles d'eaux caractéristiques de l'épikarst (celui de Cussac et celui de Lascaux), elles restent cependant assez élevées avec une gamme de variation de 4,60% à 2,00% et une  $pCO_{2sat}$  modèle à 2,74%. La minéralisation est très variable autour de la valeur du modèle (363 mg/L) et contribue à une forte dispersion des mesures. Le coefficient de corrélation entre les  $ISc$  calculés à partir des mesures et les  $ISc$  modélisé en ressort plus faible avec une valeur de 75%.

\* Source de la Haute Fageotte du site de Lascaux

La source de la Haute Fageotte est une émergence pérenne située sur le flanc nord de la colline de Lascaux. Elle a été largement décrite dans la thèse de LOPEZ (2009). Les valeurs de  $pCO_2$  issues des cycles 2003-2004 et 2005-2006 de la source de la Haute Fageotte sont présentées pour être comparées aux valeurs des émergences du système voisin de Cussac. Les eaux de la source de la Haute Fageotte se situent entre celles de la source du talweg de Cussac et celles de la source Farfal. Elles sont sursaturées ( $ISc = [0,12 ; 0,64]$ ) avec une gamme de variation de  $pCO_{2eq}$  de 2,09% à 0,65%. La  $pCO_{2sat}$  moyenne (2,64%) est plus proche de celle de la source du talweg que de la source Farfal. La gamme de variation de  $pCO_{2sat}$  est plus restreinte, de 2,95% à 2,17% en conséquence d'une plus faible variation de la concentration en bicarbonate autour de la valeur de  $HCO_3^-$  modèle de 350 mg/L associée à une  $pCO_{2sat}$  modèle de 2.66%. Cette homogénéité se traduit également par un coefficient de corrélation de 98% entre les  $ISc$  calculés à partir des mesures et les  $ISc$  modélisé.

\* Source Farfal du site de Cussac

La plage de variation de la  $pCO_{2eq}$  des eaux de la source Farfal est de 1,32% en hiver à 3,55% en été tandis que  $pCO_{2sat}$  varie de 2,15% à 2,76% pour une  $pCO_{2sat}$  modèle à 2,47%. Les eaux de la source Farfal sont saisonnièrement sous-saturées, de juin à septembre ou sursaturées de décembre à avril ( $ISc = [-0,15 ; 0,22]$ ). Ces eaux sont considérées saturées entre ces deux périodes. La concentration en bicarbonate varie peu au cours des deux années

de mesure et oscille autour de 337 mg/L et  $\text{HCO}_3^-$  modèle est calculé à 341 mg/L. Le coefficient de corrélation entre les ISc calculés à partir des mesures et les ISc modélisé est de 98%.

\* Puits du site de Cussac

Les eaux du puits sont très semblables aux eaux de la source Farfal. La concentration des eaux du puits en  $\text{HCO}_3^-$  est quasi égale à celle des eaux de la source Farfal (340 mg/L pour 341 mg/L). Elles sont cependant plus fortement dégazées et la gamme de l'ISc est plus élevée (ISc = [-0,04 ; 0,54]). Cette gamme est légèrement plus élevée sous l'effet conjoint d'une gamme plus faible de  $\text{pCO}_2\text{eq}$ , entre 2,76% et 0,68% tandis que  $\text{pCO}_2\text{sat}$  varie dans une gamme plus forte qu'à la source Farfal, de 3,38 à 2,06% avec une  $\text{pCO}_2\text{sat}$  modèle à 2,50%. Le coefficient de corrélation entre les ISc calculés à partir des mesures et les ISc modélisé est presque aussi élevé que pour la source Farfal, à 97%.

\* Source Ruijters du site de Cussac

La concentration en bicarbonate obtenue à partir de la droite G&D des eaux de la source Ruijters est de 346 mg/L, elle est peu différente de celle de la source Farfal (341 mg/L). Cependant, pour la source Ruijters les eaux sont presque toujours sursaturées (ISc = [0,00 ; 1,00]) suite au dégazage en amont du point de prélèvement. Les valeurs de  $\text{pCO}_2\text{eq}$  varient de 0,14% à 2,64% et l'équilibre vis-à-vis de la calcite n'est atteint que pour quelques points. Les faibles valeurs de  $\text{pCO}_2\text{eq}$  sont elles aussi la conséquence du dégazage à l'air libre avant le prélèvement. Les valeurs de  $\text{pCO}_2\text{sat}$  varient de 1,35% à 3,52% avec une  $\text{pCO}_2\text{sat}$  modèle de 2,44%. Les faibles valeurs de  $\text{pCO}_2\text{sat}$  voisines de 1,5% au lieu de 2,5% observées classiquement correspondent à la crue de janvier 2009. Une valeur nettement plus faible de  $\text{pCO}_2\text{sat}$  est aussi observée lors de la crue de fin mai 2008 (2,63% le 28 mai au lieu de 3,02% le 14 mai ou 3,43% le 25 juin). Les deux crues se caractérisent par une baisse importante de la minéralisation et de la conductivité des eaux de la source Ruijters, vraisemblablement par dilution avec la participation d'un ruissellement de surface. Les valeurs de  $\text{pCO}_2\text{sat}$  ne peuvent dans ces conditions être considérées comme représentatives du massif.

Les points de mesures de la source Ruijters semblent moins bien alignés le long de la droite G&D, cependant le coefficient de corrélation entre les ISc calculés à partir des mesures et les ISc modélisé est de 97%.

#### \* Écoulement de la gouttière

Les eaux collectées à la gouttière ruissellent sur une courte distance le long d'une paroi presque verticale. Ce ruissellement induit non seulement une influence de la température (IV.A.3.4) mais aussi un dégazage des eaux de la gouttière avant leur prélèvement. Ce dégazage aboutit à des eaux sursaturées ( $ISc = [0,13 ; 0,58]$ ) dont la  $pCO_{2eq}$  est comprise entre 0,43% et 1,14%. La concentration en bicarbonate  $HCO_3^-$  modèle est de 299 mg/L, associée avec une  $pCO_{2sat}$  modèle de 1,75%. La  $pCO_{2sat}$  varie de 1,38% à 2,02% soit une gamme de variation plus faible que celles des émergences précédentes. Le coefficient de corrélation entre les  $ISc$  calculés à partir des mesures et les  $ISc$  modélisé est de 95%.

### **IV.B.2. Cas particulier des gours ouest**

Les gours ouest se distinguent par un comportement saisonnier visible à la fois dans le repère ( $-\log(pCO_{2eq}) ; ISc$ ) et sur les chroniques temporelles.

#### *IV.B.2.1. Répartition des mesures dans le repère ( $-\log(pCO_{2eq}) ; ISc$ )*

Les eaux des gours se répartissent sur la Figure IV.16 en deux groupes correspondant aux périodes de forte ou de faible  $pCO_2$  dans la cavité au cours des cycles 2007-2008 et 2008-2009. Ces périodes sont respectivement appelées par abus de langage « été » et « hiver » indépendamment des dates réelles de début et de fin de ces saisons. Les intermédiaires entre ces deux périodes sont appelés printemps et automne. La partie gauche de la figure permet de situer les dates des prélèvements dans ces catégories.

En été, de juin à octobre, les eaux sont proches de la saturation ( $ISc = [-0,02 ; +0,1]$ ). La  $pCO_{2sat}$  varie de 2,18 à 2,80% et la  $pCO_{2eq}$  varie de 1,32% à 2,91%. Les mesures réalisées durant cette période s'alignent le long d'une droite G&D définie par une concentration modèle en bicarbonate de 342 mg/L. Ces valeurs sont très proches de celles rencontrées à la source Farfal, caractérisée par une  $pCO_{2sat}$  comprise entre 2,15% et 2,76% et une concentration en bicarbonate  $HCO_3^-$  modèle de 341 mg/L.

En automne les eaux sont les plus sursaturées le long de cette droite modèle G&D spécifique. Puis les mesures sont décalées latéralement à la fin de l'automne vers une nouvelle droite modèle G&D spécifique des mesures d'hiver.

Durant la période hivernale, de décembre à avril, la concentration en bicarbonate  $\text{HCO}_3^-$  modèle est de 210mg/L, soit la plus faible rencontrée sur les différents points d'eau. Les eaux sont toujours sursaturées ( $\text{ISc} = [0,3 ; 0,5]$ ) avec des  $\text{pCO}_{2\text{eq}}$  assez faibles comprises entre 0,18% et 0,35%. La  $\text{pCO}_{2\text{sat}}$  varie de 0,49 à 0,83%. Les mesures réalisées durant cette période montrent des écarts importants par rapport à la droite de dégazage. Le coefficient de corrélation entre les  $\text{ISc}$  calculés à partir des mesures et les  $\text{ISc}$  modélisés est de 69% soit le plus faible parmi les mesures réalisées sur le système hydrogéologique de la grotte de Cussac.

Au printemps, les mesures semblent se décaler pour s'aligner à nouveau sur la droite modèle G&D spécifique aux mesures en été.

Ces variations se répètent sur les cycles 2007-2008 et 2008-2009 et le début du cycle 2009-2010. La superposition des mesures des printemps 2008 et 2009 est particulièrement remarquable. De même, la mesure d'automne 2009 est dans la même gamme que celle d'automne 2008.

Enfin, on remarque des variations singulières lors de la crue de fin mai 2008. La valeur de  $\text{pCO}_{2\text{eq}}$  reste assez stable tandis que la concentration en bicarbonate augmente ainsi que l' $\text{ISc}$ . Ces variations traduisent l'arrivée d'eaux chassées depuis des zones riches en  $\text{CO}_2$  et qui n'ont pu précipiter autant de calcite que lors de leur parcours classique dans le massif.

Seules les mesures du 30 octobre, 7 novembre et 20 novembre 2007 se distinguent par une plus forte sursaturation. Il est nécessaire de préciser que le protocole de prélèvement des gours ouest n'était pas finalisé lors de ces mesures. Le protocole d'utilisation des sondes de pH, température et conductivité dans la cavité pour une mesure directe ne fut effectif qu'à partir du 4 décembre 2007. Auparavant, les mesures étaient réalisées en dehors de la grotte, parfois avec un délai significatif. Les pH mesurés du 30 octobre au 20 novembre sont environ 0,16 unité pH plus élevés que ceux de novembre 2008 (soit trois fois l'incertitude sur la mesure de pH). Appliquer une telle correction sur le pH, sans altération de la mesure de bicarbonate, ramènerait les mesures de 2007 au niveau de celles de 2008 sur la Figure IV.16.

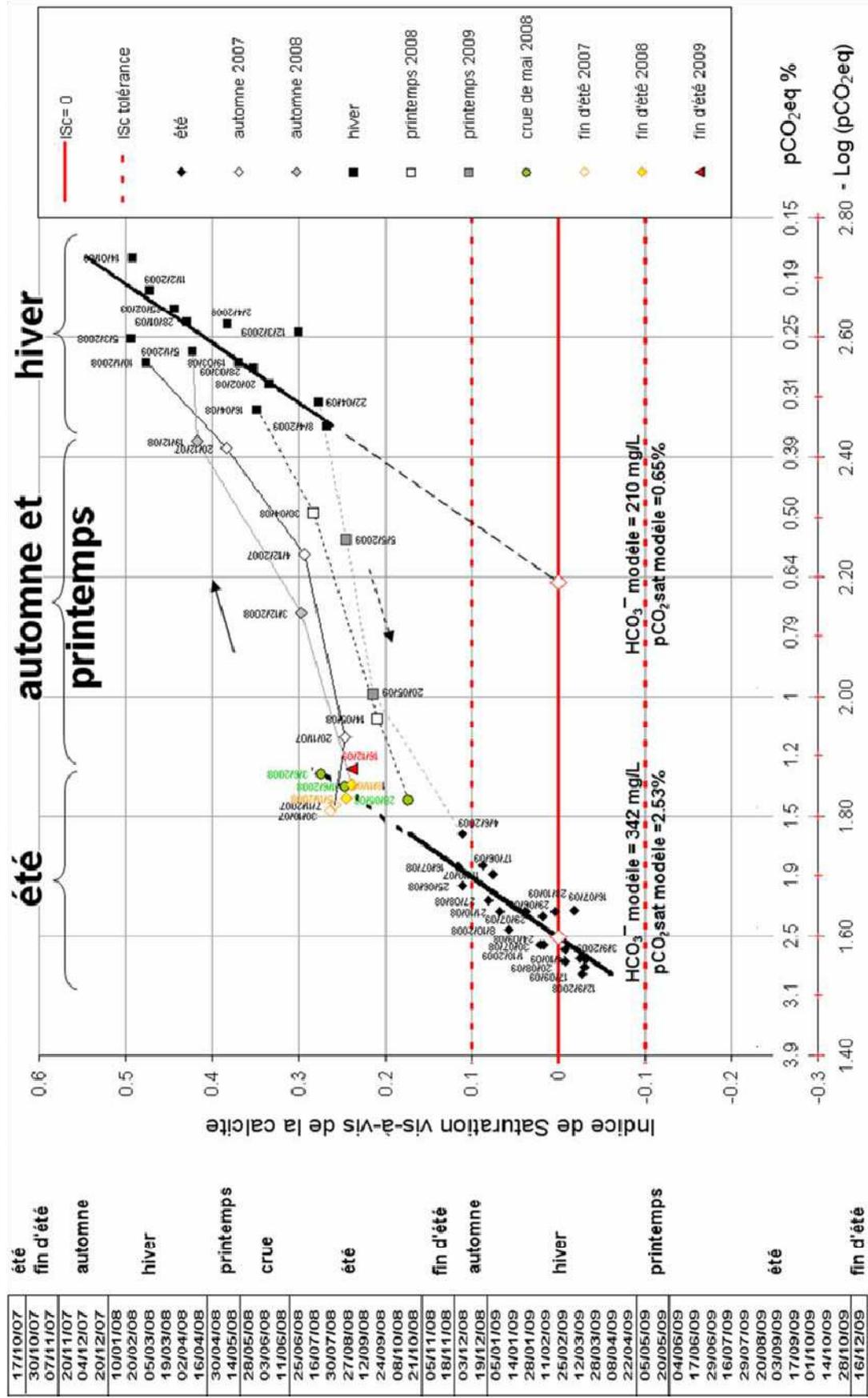


Figure IV.16 : Positions des points de mesure des eaux des gours dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISC) au cours des cycles 2007-2008 et 2008-2009. Les mesures sont classées dans les catégories été, automne, fin d'automne hiver et printemps dans la partie gauche.

Le mouvement apparent au cours de l'année des points de mesures sur la Figure IV.16 est directement dû à la précipitation de calcite par les eaux dans les gours. L'arrivée de ces eaux et leur séjour prolongé dans une zone à plus faible  $p\text{CO}_2$ , c'est-à-dire dans la cavité, permet cette étape de précipitation. Cette précipitation est en fait le principe même de l'existence des gours. Toutefois ces eaux sont encore sursaturées vis-à-vis de la calcite. Pour atteindre l'équilibre vis-à-vis de la calcite pour une  $p\text{CO}_2$  de 0,2% à 0,3% ( $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  des eaux des gours en hiver, similaire à la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la grotte à cette période), leur concentration en bicarbonate devrait être de 160 mg/L au lieu des 210 mg/L qu'elles contiennent encore.

La tranche d'eau et la surface des gours ne montrent pas de variations au cours de l'année bien que les gours ouest soient constamment alimentés par les égouttements provenant des stalactites. L'eau peut être évacuée soit par évaporation dans l'air de la cavité (dont le taux d'humidité élevé n'est pas mesuré) soit par ré-infiltration. Une évaporation entraînerait une concentration des espèces dissoutes, notamment en chlorures et sodium. Cette concentration n'est pas mesurée (les variations des concentrations ioniques dans les eaux des gours sont présentées en Annexe 2) et l'hypothèse d'une évaporation peut être écarté ou, du moins négligée. Les eaux dans les gours semblent se ré-infiltrer et être renouvelées par les égouttements des stalactites. Elles peuvent éventuellement participer à l'alimentation de la zone saturée sous-jacente. Leur évolution dans la partie de la zone non saturée entre la grotte et la zone saturée demeure cependant inconnue.

Au cours du printemps, le retour apparent des points de mesure vers la droite caractéristique des mesures d'été ne doit pas être vu comme une dissolution de la calcite précipitée antérieurement dans les gours. Les eaux issues de l'égouttement des stalactites dégazent à leur arrivée dans la cavité dans un air de plus en plus riche en  $\text{CO}_2$  et leur  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  ne diminue pas autant qu'en hiver. Ces eaux précipitent une partie de leur bicarbonate dissout, mais restent sursaturées vis-à-vis de la calcite. Les eaux déjà présentes dans les gours peuvent être regazées par la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la grotte.

Chaque mesure en dehors de la droite modèle G&D spécifique aux mesures en été doit être considérée comme un « arrêt sur image » au cours du processus menant d'un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite pour une  $p\text{CO}_2$  de 2,18 à 2,82% (gamme de valeur de  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  des eaux des gours en été) qui serait la  $p\text{CO}_2$  originale des eaux et un futur état d'équilibre pour une  $p\text{CO}_2$  variable. Ces eaux ayant en partie précipité, leur  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  doit être interprétée à la lumière de sa définition initiale : la borne minimale des  $p\text{CO}_2$  avec lesquelles l'eau a pu

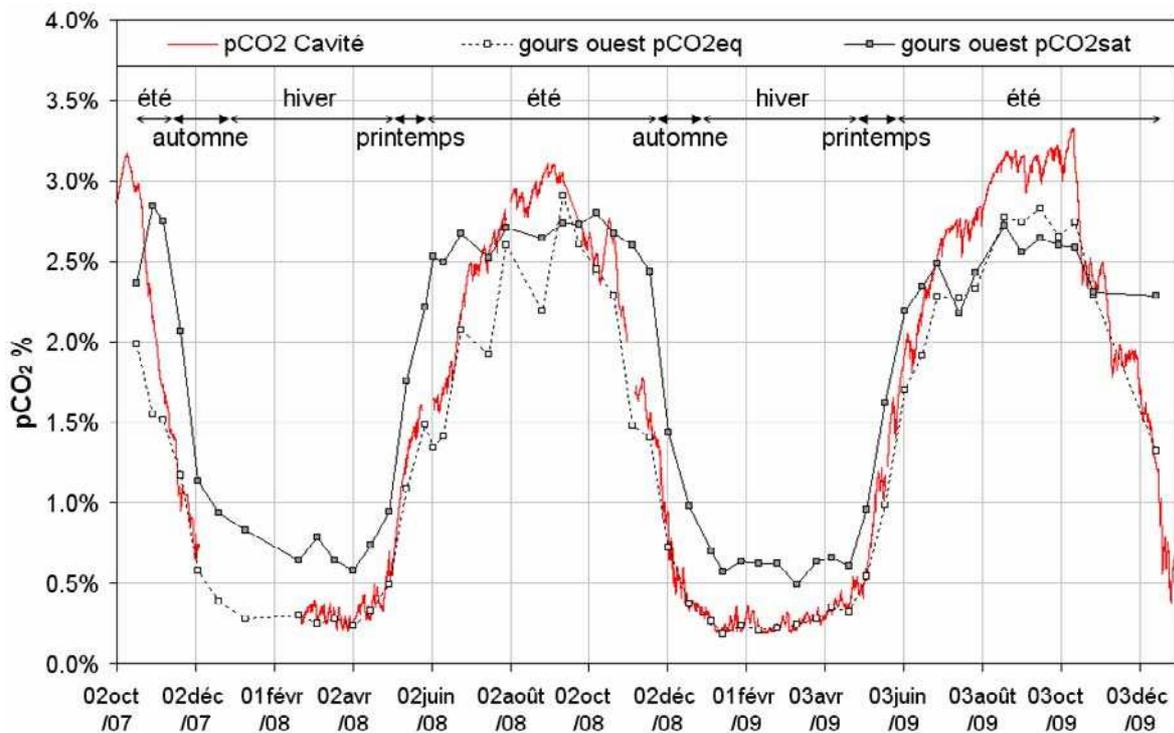
interagir avant les processus de dégazage et précipitation. La  $p\text{CO}_2$  originale du milieu dans lequel ces eaux ont évolué peut avoir été supérieure.

L'eau des gours ouest arrive dans la cavité dans un état de saturation vis-à-vis de la calcite et une concentration en bicarbonate quasi constantes tout au long de l'année. Leur évolution dans la cavité n'est fonction que de la  $p\text{CO}_2$  de l'air :

- dégazage simple en été, voire regazage pour quelques points,
- dégazage et précipitation en automne, hiver et printemps.

#### IV.B.2.2. Variations temporelles des eaux des gours ouest

La figure illustre l'étroite relation entre la  $p\text{CO}_2$  de l'air dans la cavité et le couple :  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$ ,  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$ .



**Figure IV.17 : Comparaison des variations de  $p\text{CO}_2$  dans l'air de la cavité et des variations de  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  et  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  pour les eaux des gours ouest.**

La  $p\text{CO}_2$  de l'air de la cavité est la  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  des eaux des gours : les gours sont en équilibre avec l'air de cavité en conséquence du séjour prolongé des eaux dans la cavité.

La  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  des gours varie au cours de l'année sur les mêmes cycles que la  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$ . Deux paliers sont visibles sur la Figure IV.17 : en été (de juin à décembre) et en hiver (de janvier à avril). Ils font écho aux droites modèles G&D définies pour ces périodes sur la Figure IV.16.

Les transitions de printemps et d'automne se retrouvent également sur la Figure IV.17. Elles ne correspondent pas à une variation conjointe de la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  et de la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux des gours pour un ISc presque constant. Il s'agit d'une implication : la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  calculée varie parce que la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  varie et s'éloigne (ou se rapproche) de la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  originale, celle calculée à partir des eaux des gours en été. L'écart entre  $p\text{CO}_2\text{eq}$  et cette  $p\text{CO}_2\text{sat}$  originale induit une précipitation de calcite plus ou moins importante.

### ***IV.B.3. Circulation de l'eau dans les différents compartiments du massif de Cussac***

La zone non saturée d'un massif karstique peut être subdivisée en plusieurs compartiments : l'épikarst, la partie amont de la zone de transmission qui lui est sous-jacente, la partie aval de la zone de transmission, et une partie en limite de la zone saturée. La cavité elle-même représente un milieu particulier. Les valeurs de  $\text{HCO}_3^-$  modèle et  $p\text{CO}_2\text{sat}$  modèle ainsi que les variations au cours de l'année de  $p\text{CO}_2\text{sat}$  et  $p\text{CO}_2\text{eq}$  permettent de préciser les conditions d'écoulement de l'eau dans les différents compartiments du karst. En particulier la  $p\text{CO}_2$  de l'air est estimée dans ces compartiments.

#### ***IV.B.3.1. Épikarst***

Les eaux de la source épikarstique du système de Cussac proviennent de l'infiltration des eaux de pluies qui se sont chargées en  $\text{CO}_2$  dans le sol (mesures in situ de 0.6% à 1.5%), puis dans l'atmosphère de l'épikarst dont la  $p\text{CO}_2$  n'est pas connue. Les eaux épikarstiques sont fortement minéralisées ( $\text{HCO}_3^-$  modèle = 400 mg/l) et sont systématiquement sursaturées. Elles ont dégazé à leur arrivée à l'air libre ( $p\text{CO}_2 = 0,0388\%$ ) mais aussi dans les calcaires décomprimés de l'épikarst à proximité de l'émergence elle-même. Aussi, leur  $p\text{CO}_2\text{eq}$ , influencée par ces nouvelles conditions, ne peut rendre compte de la  $p\text{CO}_2$  rencontrée par les eaux, plus en amont dans le compartiment épikarstique. Par contre, la  $p\text{CO}_2$  de l'atmosphère de l'épikarst peut être approchée par la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  qui est la  $p\text{CO}_2$  minimale rencontrée par l'eau pour atteindre sa minéralisation calco-carbonique.

La  $p\text{CO}_2\text{sat}$  oscille entre 3% et 5,2%,  $p\text{CO}_2$  minimales rencontrées dans l'air de l'épikarst. Ces valeurs élevées sont cohérentes avec les  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux provenant de l'épikarst de Lascaux (écoulement du SAS1) qui oscillent entre 4% et 5%. Elles sont également cohérentes avec les valeurs mesurées directement dans l'air des remplissages sablo-argileux présents dans l'épikarst de Lascaux où des  $p\text{CO}_2$  jusqu'à 9% ont été mesurées (LOPEZ, 2009).

#### *IV.B.3.2. Partie Amont de la Zone de Transmission*

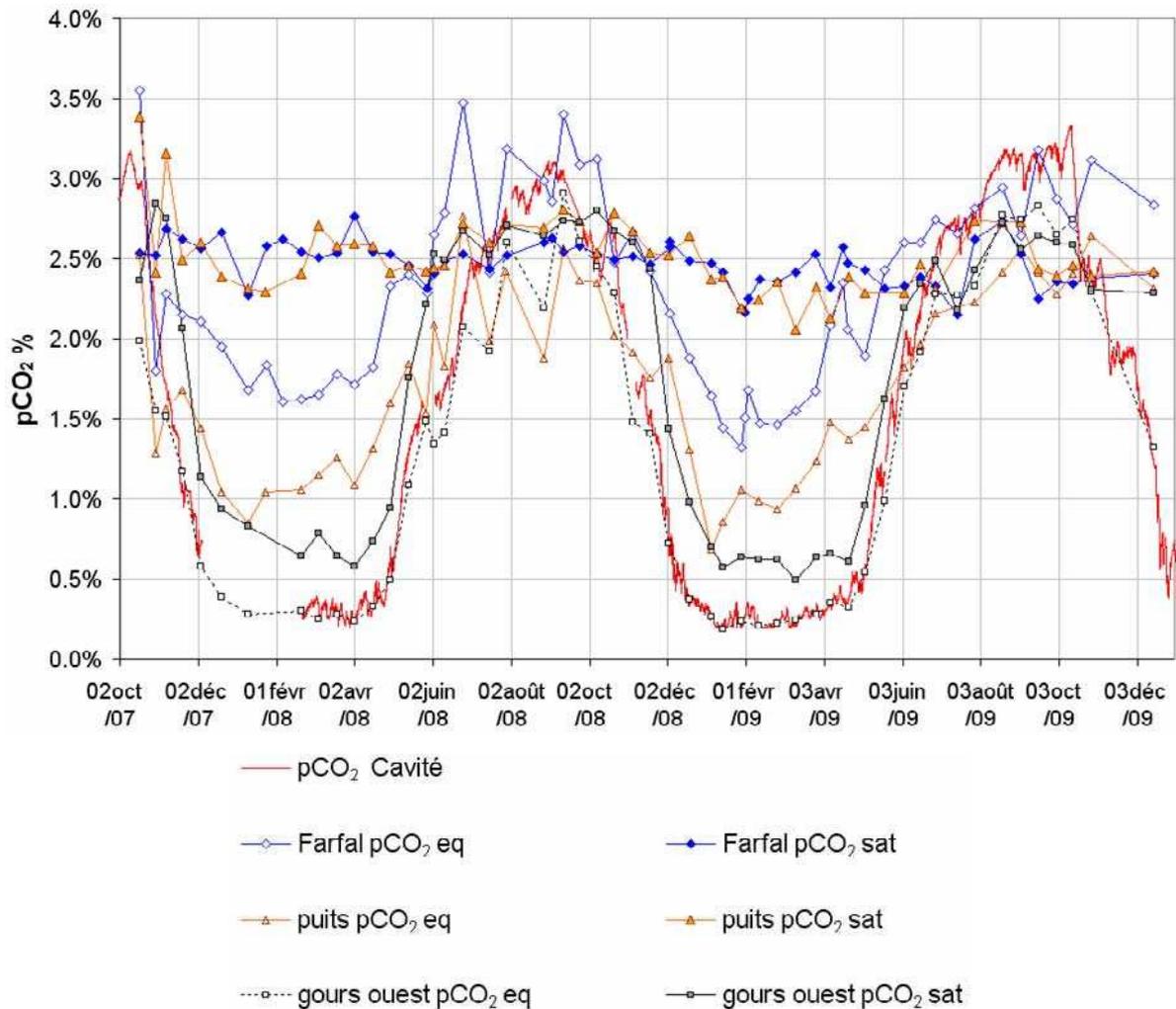
Les eaux provenant de l'épikarst sont drainées vers des zones d'écoulement préférentielles situées dans la partie amont de la zone de transmission. Les eaux de la source Farfal, du puits, de la source Ruijters et des gours ouest proviennent de ce type de compartiment. Il se caractérise par une  $p\text{CO}_2$  plus faible que dans l'épikarst à l'origine de processus de dégazage et de précipitation de calcite. La minéralisation des eaux ayant transité par ce compartiment est nettement inférieure à celle des eaux de l'épikarst. Il n'existe pas à Cussac d'émergences provenant directement de cette partie amont. Les eaux provenant de la source du talweg se rapprochent plutôt d'un comportement de type épikarstique sans toutefois présenter des gammes de valeurs ( $\text{HCO}_3^-$  ou  $p\text{CO}_2\text{sat}$ ) équivalentes. **L'estimation de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de ce compartiment repose sur les  $p\text{CO}_2\text{sat}$  de la source Farfal, du puits, de la source Ruijters et des gours ouest en été.**

La  $p\text{CO}_2\text{sat}$  présente de faibles variations aux cours des cycles 2007-2008 et 2008-2009 (Figure IV.18) et se maintient entre 2,2% et 2,8% si l'on considère les valeurs de la source Farfal (Tableau IV.2). Ceci indique des conditions d'écoulement assez peu variables au cours de l'année dans cette partie de l'aquifère qui aboutissent à une minéralisation calco-carbonique homogène. Il s'agit d'une caractéristique intrinsèque au massif de Cussac.

La proximité des valeurs de  $p\text{CO}_2\text{sat}$  pour ces quatre émergences (Figure IV.14) indiquerait une origine commune de ces eaux, non pas en terme d'unité de drainage, puisque nous avons établi au chapitre III la forte singularité des eaux de la source Farfal et du puits d'une part et de la source Ruijters d'autre part, pour leur concentration en nitrate, mais en terme de compartiment de l'aquifère karstique. Ce compartiment se caractérise par sa gamme de  $p\text{CO}_2$  plus faible que dans l'épikarst et les processus de dégazage-précipitation qu'il impose à l'eau y transitant.

#### *IV.B.3.3. Partie Aval de la Zone de Transmission*

Depuis la partie amont, l'eau continue sa progression à travers le massif. La  $p\text{CO}_2\text{eq}$  exprime un état final de l'eau à l'émergence, celle-ci a subi au cours de son parcours dans le massif des étapes de dégazage ou de gazage, de précipitation ou de dissolution. Le dégazage à l'exutoire est quant à lui lié aux conditions de site. La Figure IV.18 présente les variations dans le temps de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la grotte de Cussac, de la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  et de la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux des gours ouest, du puits et de la source Farfal.



**Figure IV.18 : Comparaison des variations de pCO<sub>2</sub> dans l'air de la cavité et des variations de pCO<sub>2</sub>eq et pCO<sub>2</sub>sat pour les eaux des gours ouest, du puits et de la source Farfal.**

La pCO<sub>2</sub>sat de la source Farfal et du puits sont stables et n'ont pas de cyclicité saisonnière pour les raisons évoquées précédemment. La pCO<sub>2</sub>eq de la source Farfal évolue quant à elle en suivant les mêmes cycles que la pCO<sub>2</sub> de l'air de la cavité mais dans une gamme de valeur un peu plus élevées : de 1,32% à 3,55% au lieu de 0,17% à 3,15% pour la pCO<sub>2</sub> de l'air de la cavité. La sous-saturation des eaux de la source Farfal montre que la pCO<sub>2</sub> en partie aval de la zone de transmission peut à l'occasion excéder la pCO<sub>2</sub> en partie amont. Le court séjour des eaux de la source Farfal dans la cavité, observé au canyon à 710 m dans la partie est ne permet pas d'expliquer ces variations. La pCO<sub>2</sub>eq des eaux de la source Farfal semble être due à une mise à l'équilibre avec une pCO<sub>2</sub> existant dans des parties de la zone non saturée du massif karstique autres que la cavité. Ces eaux circulent en condition diphasique sous la forme d'un écoulement collecté, tel qu'il est visible dans le canyon. Cet écoulement prend place dans la partie basse de la zone d'infiltration et échange avec la pCO<sub>2</sub> de l'air du massif qui montre des variations cycliques annuelles.

Les eaux du puits sont plus fortement influencées par la cavité que ne le sont les eaux de la source Farfal. Cela peut être la conséquence de leur séjour plus long dans la cavité qui n'est toutefois pas équivalent à celui des gours ouest. Ainsi la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux du puits se présente comme un intermédiaire entre la Farfal et les gours.

En comparaison avec les valeurs de la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux de la source Farfal, les plus faibles valeurs de  $p\text{CO}_2$  de l'air de la cavité indiquent que celle-ci est soumise à des échanges importants avec l'atmosphère extérieure en hiver. À l'opposé, en été, la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la cavité augmente au point d'être équivalente à la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux de la source Farfal et par extension celle des eaux du puits et des gours (Figure IV.18). La  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux de la source Farfal pourrait alors représenter plus précisément la  $p\text{CO}_2$  du massif à l'aval de la zone de transmission. La cavité se présente comme un point particulier du massif qui ne saurait le représenter parfaitement. En comparaison au reste du massif karstique, elle semble à la fois plus influencée par l'atmosphère extérieure et mieux reliée aux zones de production de  $\text{CO}_2$ . Ce lien peut être favorisé par une diffusion directe de la phase gazeuse à travers le réseau de fracture en zone diphasique.

#### *IV.B.3.4. Vers la Zone Saturée*

Il n'y a pas sur le site de grande zone noyée. Les eaux collectées à la gouttière reprennent un écoulement diffus qui émerge sur une ligne de suintement au niveau du contact du calcaire gréseux de la formation de Couze avec le calcaire marno-crayeux de la formation de Journiac. Cet écoulement provient d'une petite zone noyée perchée, à l'interface des deux formations carbonatées. La valeur de  $\text{HCO}_3^-$  modèle est de 299 mg/l pour une  $p\text{CO}_2\text{sat}$  de 1.8% soit une baisse significative par rapport aux valeurs observées dans la partie amont de la zone de transmission (2% à 3,5%, cf. IV.B.3.2). Hormis le cas particulier des gours en hiver, les eaux collectées à la gouttière sont les plus faiblement minéralisées sur les Figure IV.14 et Figure IV.15.

Ces eaux ont précipité dans un environnement peu riche en  $\text{CO}_2$ , comme l'indique leur faible  $p\text{CO}_2\text{eq}$ . Cependant il est difficile de savoir où s'est passée cette précipitation, à l'entrée de cette zone « saturée » ou en sortie. Des eaux sursaturées du type de l'émergence Ruijters ou de Farfal ont pu s'infiltrer et avoir le temps de précipiter au cours de leur lent parcours dans ce milieu mal voire non karstifié. Enfin il est possible que l'air de cette zone soit plus influencé par l'atmosphère dans la partie aval, d'où un dégazage accru et une forte précipitation.

#### **IV.C. Conclusions sur la nature des écoulements dans le système karstique de Cussac**

L'utilisation conjointe de mesures directes, de la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  et de la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  permet une estimation des  $p\text{CO}_2$  de l'air existant dans les différents compartiments de la zone non saturée d'un aquifère karstique. La Figure IV.19 présente un schéma général de l'aquifère karstique perché de la grotte de Cussac. Les émergences principales sont représentées : sources de l'épikarst, source Ruijters, source Farfal, écoulement de la gouttière, et gours (ici les gours du côté ouest) . Le puits n'est pas représenté car il apporte, du point de vue de l'étude du  $\text{CO}_2$  dans l'air du massif, le même type d'information que la source Farfal. Pour chacun des compartiments de l'aquifère nous pouvons proposer une estimation de la  $p\text{CO}_2$  :

- **dans le sol**, la  $p\text{CO}_2$  a été mesurée directement entre 0,6% et 1,5%,
- **dans l'épikarst**, la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux dégazées de la source épikarstique indique une borne minimum entre 3,0% et 5,2%. La  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst peut être supérieure,
- **dans la partie amont de la zone de transmission**, la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux de la source Farfal indique une borne maximum entre 2,2% et 2,8%. La  $p\text{CO}_2$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission est inférieure à la  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst, ce qui amène les eaux à dégazer et précipiter de la calcite dans le massif. La  $p\text{CO}_2$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission peut être inférieure à la borne déterminée par la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux de la source Farfal,
- **dans la cavité**, la  $p\text{CO}_2$  a été mesurée directement entre 0,2% et 3,2%, ces valeurs correspondent aussi à la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux des gours,
- **dans la partie aval de la zone de transmission**, la  $p\text{CO}_2\text{eq}$  des eaux de la source Farfal indique une gamme de variation de 1,3% à 3,5%,
- **en limite de la zone saturée**, la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux de l'écoulement de la gouttière indique une borne maximum entre 1,4% et 2,0%. La  $p\text{CO}_2$  de l'air à la limite de la zone saturée est inférieure à la  $p\text{CO}_2$  de l'air dans le reste de la zone de transmission ce qui amène les eaux à dégazer et précipiter de la calcite. La  $p\text{CO}_2$  de l'air à la limite de la zone saturée peut être inférieure à la borne déterminée par la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux de l'écoulement de la gouttière.

La méthode aboutit en outre à l'interprétation du mode de fonctionnement du système karstique perché étudié. Nos observations indiquent qu'à l'heure actuelle la karstification (dissolution du calcaire) a principalement lieu dans la zone épikarstique sous l'effet des fortes  $p\text{CO}_2$  de l'air de ce milieu. Celles-ci se révèlent supérieures aux valeurs enregistrées dans les sols de couverture. En partie amont de la zone de transmission, la précipitation de calcite semble dominer, avec pour conséquence un colmatage des fissures et une hiérarchisation du drainage. Cette partie amont joue un rôle tampon pour les écoulements, mais aussi pour les équilibres calco-carboniques, d'où une minéralisation des eaux étonnamment stable observée à l'exutoire du système, au cours des deux cycles hydrologiques (cf. III.A.3.1). En aval de la zone de transmission, où le drainage est organisé, les circulations d'eaux utilisent d'anciens réseaux (paléokarst), et s'équilibrent continuellement avec la  $p\text{CO}_2$  de l'air du massif traversé, sans dissoudre, ni déposer de la calcite. Ce phénomène intervient plus tard, soit à l'air libre (travertin), soit dans la cavité sous certaines conditions de  $p\text{CO}_2$  (gours), soit encore dans le milieu saturé sous-jacent.

La notion de temps intervient à travers la possibilité pour l'eau de précipiter ou non une partie de la calcite dissoute sous l'effet d'un dégazage. Ainsi, le temps de séjour des eaux des gours dans la cavité est suffisant pour permettre la précipitation de calcite, même si ces eaux ne se déchargent pas complètement de leur bicarbonate excédentaire. Au contraire, le temps de séjour des eaux du puits ne permet pas au processus de précipitation de se mettre en place. Un schéma similaire peut s'appliquer à l'échelle du massif. Le temps de séjour des eaux en partie amont de la zone de transmission est suffisant pour que les eaux atteignent un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite sous une  $p\text{CO}_2$  relativement stable. Leur traversée de la partie aval de zone de transmission sous la forme d'écoulements déjà collectés n'aboutit pas à des processus de précipitation.

L'étude spécifique de la chimie calco-carbonique des émergences karstiques, définit des paramètres intrinsèques de ces émergences dont la  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$ . Celle-ci peut être vue comme un paramètre descriptif de la  $p\text{CO}_2$  de l'air dans le massif. La diversité des écoulements permet de décrire les  $p\text{CO}_2$  régnant dans les différents compartiments. Une cavité karstique, comme la grotte de Cussac correspond à un point particulier, fortement influencé par l'atmosphère extérieure et qui peut ne pas être tout à fait représentatif de l'air du massif karstique (cf. II.C).

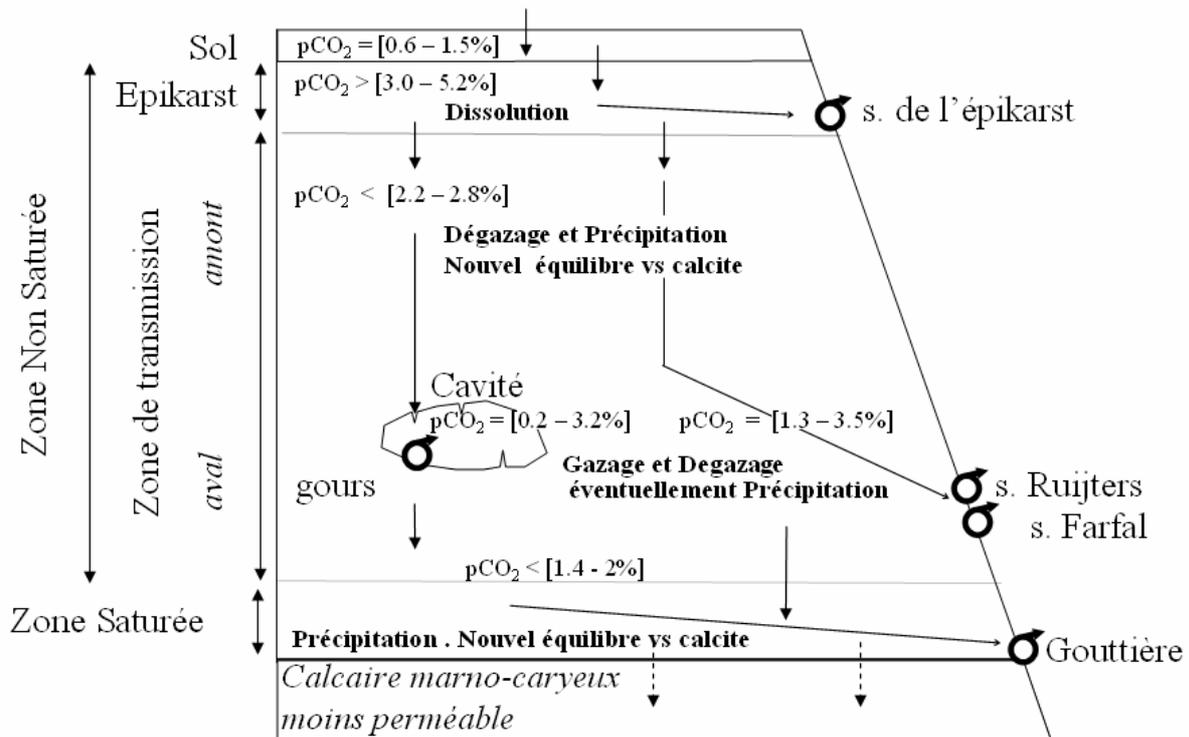


Figure IV.19 : Schéma général synthétique des variations de la  $p\text{CO}_2$  de l'air dans les différents compartiments de l'aquifère karstique perché de la grotte de Cussac.

La méthode développée pour la compréhension des conditions d'écoulement au sein de l'aquifère perché de Cussac peut être transposée facilement sur d'autres aquifères. En zone non saturée elle permet de répondre à trois questions :

- L'écoulement est-il lent et diffus permettant des échanges entre les trois phases ou rapide et collecté ne permettant que des échanges entre les phases liquides et gazeuses ?
- les eaux ont-elles une tendance à la précipitation ou à la dissolution de calcite au cours de leur parcours dans l'aquifère ?
- faut-il distinguer plusieurs signatures dans la composante « ZNS » des écoulements karstiques en fonction du compartiment du karst ?

En zone saturée, les paramètres intrinsèques des émergences ( $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  modèle,  $\text{HCO}_3^-$  modèle et droite G&D) devraient, également, permettre de mieux caractériser les relations à long terme entre le réservoir et l'eau. L'existence d'eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite provenant de zones noyées apporterait des renseignements sur les conditions de dissolution de la calcite en zone profonde.

# **CHAPITRE V**

**Reconstitution du signal isotopique  $\delta^{13}\text{C}$   
de l'air de la zone non saturée  
et conséquences sur le signal isotopique  
des eaux**

L'analyse du rapport isotopique du carbone dans les études hydrogéologiques apporte des précisions sur l'origine de l'eau des systèmes karstiques. Le  $\delta^{13}\text{C}$  est utilisé comme traceur de l'eau pour déterminer son origine et définir des pôles de mélange. Les conditions d'écoulement de l'eau sont estimées à travers les variations de  $\delta^{13}\text{C}$ . L'objectif de cette partie de l'étude est différent, puisqu'il s'agit de déterminer la  $p\text{CO}_2$  de l'air de la zone épikarstique à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  de l'air dans la grotte de Cussac, de la  $p\text{CO}_2$  dans la grotte, et des mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD dans les eaux aux différentes émergences. Le but est une meilleure qualification des paramètres caractéristiques de l'air de l'épikarst : la  $p\text{CO}_2$  et le  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$ . Ces paramètres pourront être utilisés dans des travaux à venir pour améliorer les modèles de fonctionnement des systèmes karstiques.

Un rappel de la notion de fractionnement isotopique et ses conséquences sur la signature isotopique des formes du CMTD est présenté dans une première partie.

Dans une seconde partie, les variations saisonnières du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  de l'air de la grotte de Cussac sont utilisées pour améliorer le modèle des relations entre l'atmosphère extérieure, la cavité et le massif proposé en II.C.3. Ces variations sont expliquées au moyen d'une équation de mélange de trois paramètres : les isotopes du carbone  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$  et le  $\text{CO}_2$  et deux pôles de mélange : l'atmosphère et un « membre léger » propre au massif dont les caractéristiques ( $p\text{CO}_2$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$ ) seront détaillées.

Dans une troisième partie, les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  de l'air du membre léger issues des mesures dans l'air de la cavité sont comparées aux valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  de l'air de l'épikarst calculées par inversion à partir des mesures dans les eaux du système karstique. Appliquée à Cussac, cette comparaison précise l'estimation de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst.

Enfin, nous montrons que les variations du CMTD au cours des processus de dégazage, de regazage et de précipitation, affectent la valeur du  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD. La prise en compte des variations du CMTD est réalisée en lien avec les conclusions du chapitre IV sur l'utilisation de la  $p\text{CO}_{2\text{eq}}$  et de la  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$ .

Les concepts développés dans ce chapitre permettent la correction des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD en fonction des variations du CMTD de l'eau au cours de son parcours et de son évolution dans le massif. Ces concepts s'appliquent également à la correction du  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD modifié par les effets de site à l'exutoire.

## **V.A. L'apport du Carbone 13**

Le Carbone 13 est utilisé en hydrogéologie karstique en tant que moyen de détermination de l'origine de l'eau. DOCTOR *et al.* (2000) se basent sur la signature isotopique des eaux pour distinguer les apports des eaux infiltrées dans le massif karstique de celles provenant de la surface. Parmi les écoulements provenant du massif karstique, le carbone 13 permet de quantifier les apports de la zone non saturée et de la zone saturée (EMBLANCH *et al.* 1998, 2003 ; BATIOT *et al.* 2003). D'autres auteurs présentent une utilisation du carbone 13 pour ajuster la datation des eaux (GONFIANTINI *et ZUPPI*, 2003) ou pour l'étude des paléoclimats (GENTY *et al.* 2006 ; LUO *et WANG*, 2009).

L'utilisation du carbone 13 nécessite un rappel des définitions des paramètres tels que le rapport isotopique, le fractionnement isotopique et le  $\delta^{13}\text{C}$ . Les échanges entre les différentes espèces contenant du carbone et impliquées dans les processus de karstification sont également abordés.

Les mesures réalisées à Cussac concernent à la fois les prélèvements dans l'air de la grotte et dans les eaux des émergences du système karstique.

### ***V.A.1. Définition et principes fondamentaux du rapport isotopique du carbone.***

Il est pertinent de proposer ici un rappel des définitions afin de mieux appréhender par la suite les relations présentées. Nous proposons une synthèse des processus de fractionnement isotopique entre les différentes formes contenant du carbone et impliquées dans les relations calco-carboniques. Nous aborderons plus particulièrement leurs conséquences sur la signature isotopique des eaux, de la combinaison des relations calco-carboniques et des processus de fractionnement isotopique.

#### *V.A.1.1. Le rapport isotopique*

L'élément carbone est présent dans chaque espèce mise en jeu quelle que soit la phase considérée :  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , et  $\text{CaCO}_3$ . Dans la mesure où la charge des espèces n'a que peu d'importance dans cette partie de l'étude, nous utiliserons désormais une notation simplifiée : **CO2**, **H2CO3**, **HCO3** **CO3** et **CaCO3** dans le reste de ce chapitre.

L'élément carbone peut apparaître dans l'environnement sous plusieurs isotopes. Ils ont en commun leur nombre de protons,  $Z=6$ , et se distinguent par leur nombre de neutrons pouvant varier de  $N=2$  à  $N=16$  formant ainsi les isotopes  ${}^8\text{C}$  à  ${}^{21}\text{C}$ . Parmi ces formes, onze ont des durées de vies inférieures à 20 secondes et quatre présentent un intérêt majeur.

Deux formes instables :

- le  ${}^{11}\text{C}$  d'une demie vie de  $20,334 \pm 0.024$  minutes est utilisé pour l'imagerie médicale. Il est créé artificiellement à la demande.
- le  ${}^{14}\text{C}$  d'une demie vie de  $5730 \pm 40$  années est utilisé pour la datation. Il est présent à l'état de traces ( $10^{-10}$  %) et provient de l'absorption d'un neutron par un atome d'azote ( ${}^{14}\text{N}$ ) dans la troposphère.

Deux formes stables :

- le  ${}^{12}\text{C}$  représente 98,9% du carbone dans l'environnement, il correspond à la forme abondante et sa masse atomique est fixée à 12 en tant que référence (la valeur moyenne  $12,01070 \pm 8.10^{-5}$  donnée dans le tableau périodique prend en compte toutes les formes du carbone).
- le  ${}^{13}\text{C}$  représente 1,1% du carbone dans l'environnement, il correspond à la forme rare et sa masse atomique est de  $13.00335484 \pm 1.10^{-8}$ .

La coexistence de deux formes stables amène à s'intéresser à leur représentation au sein des espèces contenant cet élément. Ainsi est défini le « *rapport isotopique* ». La notation fait apparaître, en exposant, le numéro atomique de l'isotope rare avant la lettre R, ici  ${}^{13}\text{R}$ .

Le  ${}^{13}\text{R}$  est défini par l'équation (V.1) comme la quantité d'isotope rare divisée par la quantité d'isotope abondant :

$$(V.1) \quad {}^{13}\text{R} = \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}$$

Le rapport isotopique ne doit pas être confondu avec la « *concentration isotopique* », notée  ${}^{13}\text{F}$ . En considérant que la quantité totale de carbone  ${}^t\text{C}$  correspond à la somme de  ${}^{12}\text{C}$  et  ${}^{13}\text{C}$  (puisque  ${}^{14}\text{C}$  est négligeable),  ${}^{13}\text{F}$  est définie par l'équation (V.2):

$$(V.2) \quad {}^{13}\text{F} = \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^t\text{C}} = \frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{13}\text{C} + {}^{12}\text{C}} = \frac{{}^{13}\text{R}}{1 + {}^{13}\text{R}}$$

Le rapport isotopique est rarement le même entre les espèces contenant du carbone. La comparaison des rapports isotopiques de deux espèces, A et B contenant du carbone introduit la notion de « *facteur de fractionnement* », noté  $\alpha$  et défini par l'équation (V.3) :

$$(V.3) \alpha_{B/A} = \frac{{}^{13}R_B}{{}^{13}R_A}$$

Si l'on exprime  ${}^{13}R$  par le rapport entre isotopes rares et abondants, on peut écrire l'équation (V.4) :

$$(V.4) \alpha_{B/A} = \frac{\left(\frac{{}^{13}C}{{}^{12}C}\right)_B}{\left(\frac{{}^{13}C}{{}^{12}C}\right)_A} = \frac{{}^{13}C_B * {}^{12}C_A}{{}^{13}C_A * {}^{12}C_B}$$

La notation du facteur de fractionnement est assez variable dans la littérature :

- $\alpha_{BA}$  par EMRICH *et al.* 1970
- $\alpha_{A(B)}$  par MOOK *et al.* 1974
- $\alpha_{B/A}$  par MARIOTTI, 1991
- $\alpha_{B-A}$  par CLARK et FRITZ, 1997 ; EMBLANCH, 1997 ; LOPEZ, 2009

Nous utiliserons la notation, proposée par l'AIEA (2008) «  $\alpha_{B/A}$  » qui doit être énoncée « facteur de fractionnement de B par rapport à A ». Cette notation minimise la confusion possible pour la définition de l'espèce présente au dénominateur.

La valeur de  $\alpha$  est très proche de 1, aussi il apparaît plus intéressant de considérer la déviation de  $\alpha$  par rapport à 1. Ainsi est défini par l'équation (V.5) le « *fractionnement isotopique* » :

$$(V.5) \varepsilon_{B/A} = \alpha_{B/A} - 1$$

Le fractionnement  $\varepsilon$  est un nombre très petit qu'il est pratique d'exprimer en ‰. Cependant il serait incorrect d'adjoindre un facteur 1000 à  $\varepsilon$  dans les équations ultérieures comme cela peut être lu dans certains ouvrages. Les équations utiliseront la valeur « brute » du fractionnement tandis que les références dans le texte utiliseront le signe ‰ pour préciser que le nombre a été multiplié par 1000.

Afin de comparer entre elles les espèces contenant du carbone, il est nécessaire de se référer à un dénominateur commun. La référence utilisée pour les analyses (et les calibrations des appareils de mesure) est le rapport isotopique du rostre d'un Bélemnite de la formation de Pee Dee (Caroline du Sud, USA) :

$${}^{13}\text{R}_{\text{Pee Dee Bélemnite}} = 0,0112372$$

La notation conventionnelle est VPDB, soit « *Vienna Pee Dee Belemnite* ». Le rostre de Bélemnite représente la matrice des carbonates, considérée comme le plus grand réservoir de carbonate.

Une notation particulière (équation (V.6)) est donnée au fractionnement entre la référence (Pee Dee Belemnite) et un échantillon considéré :

$$(V.6) \delta^{13}\text{C}_{\text{échantillon}} = \frac{\text{échantillon}/\text{Pee Dee Belemnite}}{\text{Pee Dee Belemnite}} = \frac{{}^{13}\text{R}_{\text{échantillon}}}{{}^{13}\text{R}_{\text{Pee Dee Belemnite}}} - 1 = \frac{\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}\right)_{\text{Pee Dee Belemnite}}} - 1$$

En corollaire (équation (V.7)), le rapport isotopique d'un échantillon s'exprime :

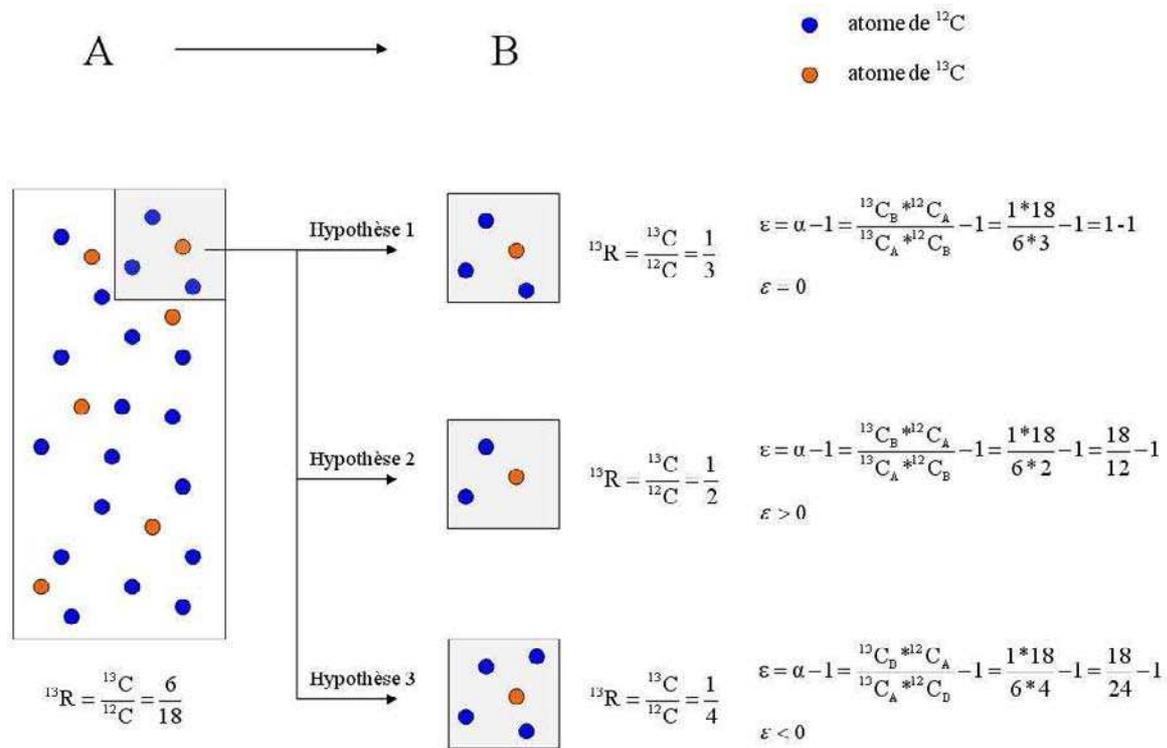
$$(V.7) {}^{13}\text{R}_{\text{échantillon}} = {}^{13}\text{R}_{\text{Pee Dee Belemnite}} * (1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{échantillon}})$$

D'un point de vue sémantique, le  $\delta^{13}\text{C}$  n'est pas défini: la valeur est simplement appelée « delta ». Dans la suite de ce chapitre nous utiliserons le signe «  $\delta^{13}\text{C}$  » en tant que substantif invariable.

Le rapport isotopique VPDB est l'un des plus élevés mesurés, aussi la plupart des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  sont négatives. On parle de valeurs enrichies pour des rapports isotopiques élevés et des  $\delta^{13}\text{C}$  faiblement négatifs et, inversement, il est question de valeurs appauvries pour des rapports isotopiques bas et des  $\delta^{13}\text{C}$  très négatives.

#### V.A.1.2. Les facteurs de fractionnement

Le comportement chimique du  ${}^{13}\text{C}$  et du  ${}^{12}\text{C}$  n'est pas strictement identique. Le passage d'une espèce A vers une espèce B des atomes de carbone peut privilégier ou défavoriser le transfert de l'isotope lourd (c'est-à-dire  ${}^{13}\text{C}$ ) ce qui est à l'origine du fractionnement. Lors du fractionnement à la suite du passage d'une portion de A vers B, le rapport isotopique dans B évolue selon trois possibilités présentées dans la Figure V.1.



**Figure V.1 : Fractionnement isotopique du Carbone lors du passage de l'espèce A vers l'espèce B. Les proportions de  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$  sont arbitraires et choisies pour l'exemple**

Les hypothèses présentées dans la Figure V.1 sont :

- Hypothèse 1 : le fractionnement est nul. Le rapport isotopique dans l'espèce B est le même que dans l'espèce A, soit 33%. Il n'y a ni enrichissement ni appauvrissement des espèces A ou B.
- Hypothèse 2 : le départ du  $^{13}\text{C}$  vers l'espèce B est favorisé par rapport à l'hypothèse 1, le fractionnement est positif. Le rapport isotopique dans l'espèce B est de 50%, il est enrichi par rapport aux conditions de départ dans l'espèce A. Le rapport isotopique dans l'espèce A a diminué, il est de 5/16 soit 31%. L'espèce A est appauvrie.
- Hypothèse 3 : le départ du  $^{13}\text{C}$  vers l'espèce B est défavorisé par rapport à l'hypothèse 1, le fractionnement est négatif. Le rapport isotopique dans l'espèce B est de 25%, il est appauvri par rapport aux conditions de départ dans l'espèce A. Le rapport isotopique dans l'espèce A a augmenté, il est de 5/14 soit 36%. L'espèce A est enrichie.

L'enrichissement ou l'appauvrissement relatif de l'espèce A ne peut être admis que dans le cas d'un réservoir fini. Il n'est pas question de considérer que la dissolution du CO<sub>2</sub> dans l'eau va modifier le rapport isotopique d'un réservoir infini tel que l'atmosphère. Il en va de même pour la matrice des carbonates. Le CMTD (Carbone Minéral Total Dissout) n'est pas un réservoir infini et sera pour sa part influencé par les pertes plus ou moins importantes de <sup>13</sup>C lors du dégazage ou de la précipitation (EMRICH *et al.* 1970).

Deux types de fractionnements se distinguent :

- le fractionnement cinétique pour les processus physico-chimiques irréversibles. Par exemple l'évaporation de l'eau avec éloignement immédiat de la vapeur d'eau,
- le fractionnement à l'équilibre ou thermodynamique pour les processus d'échange réversible.

La précipitation de calcite par une goutte issue d'une stalactite est un processus irréversible lorsque la chute de la goutte est assez rapide après le dépôt de calcite (entre 20 et 60 secondes pour ROMANOV *et al.* 2008). Le fractionnement cinétique est une valeur toujours difficile à mesurer et l'utilisation du fractionnement à l'équilibre semble cohérente avec la précipitation de calcite en dehors du cas mentionné. MICKLER *et al.* (2006) précisent que la majorité des spéléothèmes présentent des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  en accord avec un fractionnement à l'équilibre.

Dans le cadre des équilibres calco-carboniques le fractionnement à l'équilibre est le plus à même de décrire les phénomènes d'échanges isotopiques. Ce fractionnement est thermo-dépendant. Plusieurs auteurs ont proposé des expressions des facteurs de fractionnement entre deux espèces calco-carboniques en fonction de la température. Le Tableau V.1 fait la synthèse de ces expressions.

Le terme CaCO<sub>3</sub> présent dans le tableau fait référence à la calcite précipitée qui diffère de la matrice des carbonates. Par définition le fractionnement entre une espèce carbonatée et la matrice des carbonates correspond à  $\delta^{13}\text{C}$ .

Expressions du fractionnement en fonction de la température	référence
$1000 * \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{HCO}_3} = -\frac{867}{T_{\text{Kelvin}}} + 2,52$	THODE <i>et al.</i> (1965)
$1000 * \text{Ln } \text{CO}_2/\text{CaCO}_3 = -2,9880 * \frac{10^6}{T_{\text{Kelvin}}^2} + 7,663 \frac{10^3}{T_{\text{Kelvin}}} - 2,4612$	BOTTINGA (1968)
$1000 * \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2} = +(0,0041 \pm 0,005) * T_{\text{Celsius}} - 1,18 \pm 0,01$	VOGEL <i>et al.</i> (1970)
$1000 * \text{Ln } \text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2 = -(0,373 \pm 0,07) * \frac{10^3}{T_{\text{Kelvin}}} + 0,19 \pm 0,23$	MOOK <i>et al.</i> (1974)
$1000 * \text{Ln } \text{CO}_2/\text{HCO}_3 = -(9,483 \pm 0,22) * \frac{10^3}{T_{\text{Kelvin}}} + 23,89 \pm 0,75$	MOOK <i>et al.</i> (1974)
$1000 * \text{Ln } \text{H}_2\text{CO}_3/\text{HCO}_3 = -(9,866 \pm 0,23) * \frac{10^3}{T_{\text{Kelvin}}} + 24,12 \pm 0,78$	MOOK <i>et al.</i> (1974)
$1000 * \text{Ln } \text{CO}_3/\text{CO}_2 = +0,87 * \frac{10^6}{T_{\text{Kelvin}}^2} - 3,4$	DEINES <i>et al.</i> (1974)
$1000 * \text{Ln } \text{CaCO}_3/\text{HCO}_3 = -4,232 * \frac{10^3}{T_{\text{Kelvin}}} + 15,10$	MOOK et De VRIESS (2001)

**Tableau V.1 : Expressions en fonction de la température du fractionnement entre deux espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques. Synthèse des travaux de THODE *et al.* (1965), BOTTINGA (1968), VOGEL *et al.* (1970), MOOK *et al.* (1974), DEINES *et al.* (1974).**

DEINES *et al.* (1974) proposent de nouvelles expressions pour  $\varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2}$  et  $\varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2}$ , cependant les valeurs de MOOK *et al.* (1974) sont plus couramment utilisées et renseignent sur l'incertitude de la modélisation. MOOK et De VRIESS (2001) proposent une nouvelle évaluation des données de EMRICH *et al.* (1970) et de RUBINSON et CLAYTON (1969) pour exprimer  $\varepsilon_{\text{CaCO}_3/\text{HCO}_3}$ . Cependant cette expression est présentée sans préciser l'incertitude sur les coefficients. Nous avons tenté de retrouver ces paramètres à partir des données de EMRICH *et al.* (1970) par ajustement d'une droite de régression pour aboutir à l'équation (V.8) :

$$(V.8) \quad 1000 * \text{Ln } \text{CaCO}_3/\text{HCO}_3 = -5,260 * \frac{10^3}{T_{\text{Kelvin}}} + 19,2$$

L'écart entre cette nouvelle régression linéaire et l'expression proposée par MOOK et De VRIESS (2001) n'est pas significatif. Cependant on remarque que les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$  calculées à partir de l'expression proposée par MOOK et De VRIESS (2001) ne s'accordent pas avec les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$  calculées par les expressions proposées par BOTTINGA (1968) et DEINES *et al.* (1974). Nous nous référerons par la suite à ces deux auteurs pour le calcul de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$ .

Il semble pertinent d'insister sur les remarques suivantes à propos du fractionnement, du facteur de fractionnement et de l'expression du facteur de fractionnement en fonction de la température :

- Première remarque :

$$\varepsilon = \alpha - 1 \text{ et } 1000 * \text{Ln}\alpha = \frac{X}{T} + Y \text{ donc } \varepsilon = e^{\left(\frac{X+Y}{1000}\right)} - 1$$

Certains auteurs (MOOK *et al.* 1974 ; MULHINGHAUS *et al.* 2007) écrivent une approximation acceptable :  $\varepsilon = \text{Ln}\alpha$  et  $\alpha = \text{Ln}\alpha + 1$ . Nous n'utiliserons pas ces approximations par la suite.

- Seconde remarque

$$\varepsilon_{A/B} = \frac{-\varepsilon_{B/A}}{1 + \varepsilon_{B/A}} \text{ équivaut à } \alpha_{A/B} = \frac{1}{\alpha_{B/A}} \text{ ce qui équivaut à } 1000\text{Ln}\alpha_{A/B} = -1 * 1000\text{Ln}\alpha_{B/A}$$

Enfin, il est possible d'exprimer avec les équations (V.9) et (V.10) le  $\delta^{13}\text{C}$  de l'espèce B en fonction du  $\delta^{13}\text{C}$  de l'espèce A et du fractionnement de B par rapport à A :

$$(V.9) \alpha_{B/A} = \frac{R_B}{R_A} + 1 = \frac{^{13}\text{R}_B}{^{13}\text{R}_A} = \frac{^{13}\text{R}_{\text{Pee Dee Belemnite}} * (1 + \Delta^{13}\text{C}_B)}{^{13}\text{R}_{\text{Pee Dee Belemnite}} * (1 + \Delta^{13}\text{C}_A)} \text{ soit}$$

$$(V.10) \delta^{13}\text{C}_B = \delta^{13}\text{C}_A + \varepsilon_{B/A} + \delta^{13}\text{C}_A * \varepsilon_{B/A}$$

Le terme  $\delta^{13}\text{C}_A * \varepsilon_{B/A}$  est de l'ordre de  $10^{-6}$  et, pour cette raison il est souvent négligé. Cette négligence est toutefois incorrecte et peut nuire à une détermination fine des  $\delta^{13}\text{C}$ .

### V.A.1.3. Le $\delta^{13}\text{C}$ des différentes espèces du système calco-carbonique

Pour une température donnée conditionnant les valeurs du fractionnement entre les espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques, il est possible de calculer le  $\delta^{13}\text{C}$  de chaque espèce à partir de la mesure, ou de l'estimation d'une seule valeur de  $\delta^{13}\text{C}$ . Nous prendrons comme point de départ logique le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ .

Le  $\text{CO}_2$  peut avoir cinq origines, et présenter de ce fait cinq valeurs différentes de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  :

- 1] le  $\text{CO}_2$  atmosphérique dont le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  a varié au cours du temps. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  était estimé à  $-6,4\text{‰}$  par FRIEDLI *et al.* (1986) tandis que CERLING *et al.* mesurent une valeur de  $-8\text{‰}$  en 1991 et MATTEY *et al.* mesurent  $-9,6\text{‰}$  en 2010 arguant d'un appauvrissement suite à l'utilisation d'une importante quantité de combustible fossile très appauvri. La Figure V.2 combine les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'atmosphère ainsi que la  $\text{pCO}_2$  de l'atmosphère depuis les années 1830. Nous garderons comme référence la mesure la plus récente réalisée par MATTEY *et al.* (2010) soit  $-9,6\text{‰}$ .

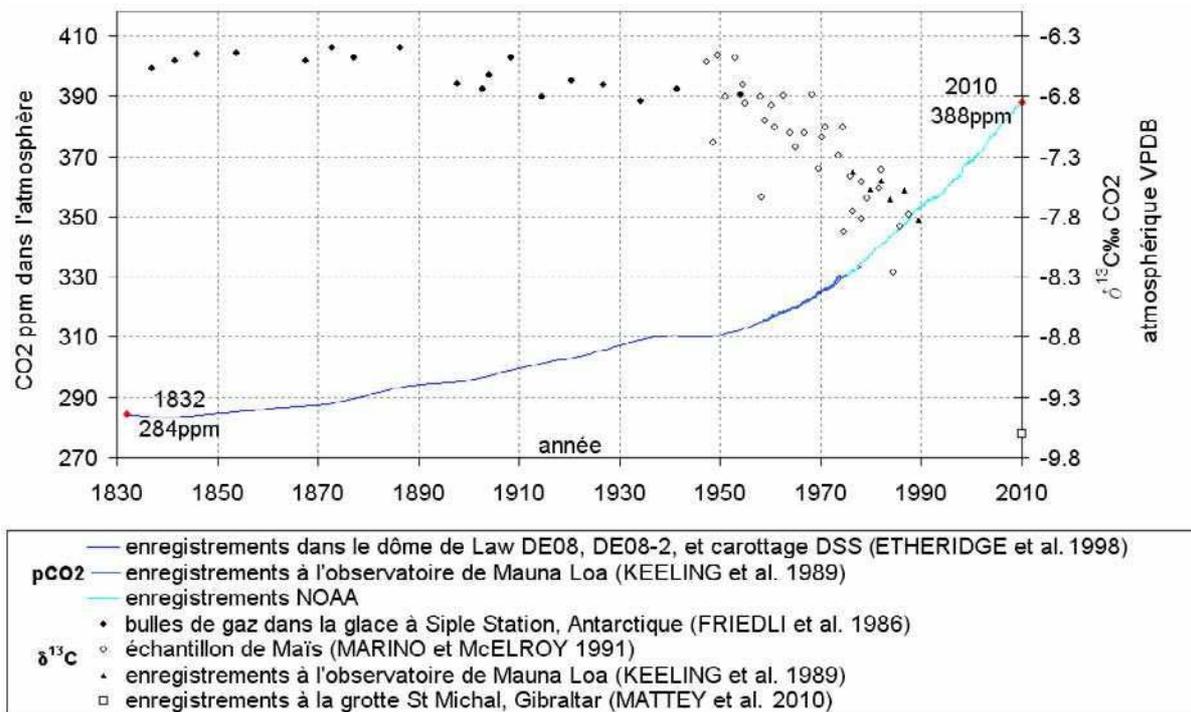


Figure V.2 : Variation de  $\text{pCO}_2$  et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  atmosphérique

- 2] le  $\text{CO}_2$  d'origine profonde dont le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  est estimé entre  $-5\text{‰}$  et  $-8\text{‰}$ . (CLARK et FRITZ, 1997)

- 3] le CO<sub>2</sub> dégazé lors de l'éclatement des gouttes issues des stalactites. Le fractionnement cinétique mis en jeu favoriserait la production d'un CO<sub>2</sub> très appauvri pouvant atteindre -50‰ à -60‰ (SPÖTL et al. 2005). Ces valeurs théoriques calculées n'ont jamais été mesurées,
- 4] le CO<sub>2</sub> du sol issu de la dégradation de la matière organique. L'activité bactérienne produit un CO<sub>2</sub> dont le  $\delta^{13}\text{C}$  est sensiblement égal à celui des matières dégradées (ŠANTRCKOVA *et al.* 2000). Le  $\delta^{13}\text{C}$  est quant à lui très variable selon le couvert végétal d'une part et d'autre part selon la partie de la plante dont est issue la matière organique. Une valeur de -25‰ semble une approximation correcte (MARIOTTI, 1991 ; SCHWEIZER, 1999 ; LUO *et al.* 2009 ; UNGER, 2010)
- 5] le CO<sub>2</sub> du sol issu de la respiration des plantes. On distingue trois types de plantes produisant des valeurs différentes de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et présentées dans le Tableau V.2.

-27‰	<b>C3</b> : cycle de Calvin à 3 carbones 85% des espèces végétales régions tempérées et hautes latitudes le $\delta^{13}\text{C}$ varie de -24‰ à -30‰
-12.5‰	<b>C4</b> : cycle de Calvin à 4 carbones 5% des espèces végétales régions tropicales et certaines parties des régions tempérées le $\delta^{13}\text{C}$ varie de -10‰ à -16‰
-27‰ le jour -12.5‰ la nuit	<b>CAM</b> (Crassulacean Acid Metabolism) 10% des espèces végétales régions désertiques, alternance d'un comportement C3 le jour et C4 la nuit le $\delta^{13}\text{C}$ recoupe les deux précédents

**Tableau V.2 : Valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  produit par les plantes mesurées par VOGEL (1993)**

MARIOTTI (1991) propose une synthèse très complète des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  produit par les plantes C3 sous diverses conditions locales pouvant influencer le fractionnement isotopique. Il précise en outre que la quasi-totalité des plantes des pays tempérés et froids ainsi que tous les arbres emploient le cycle C3.

La production de CO<sub>2</sub> par les plantes est considérée comme majoritaire et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du sol lui est très lié. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du sol est enrichi par rapport à celui produit par les plantes en conséquence de coefficients de diffusion différents pour le <sup>12</sup>C et le <sup>13</sup>C (CERLING et al. 1991). Cet enrichissement a été estimé à 4‰ par DÖRR et MUNICH (1986), 4,4‰ par CERLING et al. (1991) et entre 4‰ et 5‰ par DAVIDSON (1995). CLARK et FRITZ (1997) proposent alors une valeur moyenne de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du sol égale à -23‰. Cependant les mesures effectuées par EMBLANCH (1997) puis par BATIOU (2002) sont plus proches de -22‰. LOPEZ (2009) mesure -22,05‰ dans les sols sur le site de la grotte de Lascaux.

Considérant une température de 20°C et un  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du sol égal à -22‰, nous pouvons construire la Figure V.3. La valeur  $\delta^{13}\text{C}_i$  d'une des formes impliquées dans les équilibres calco-carboniques est calculée à partir de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et de  $\varepsilon_{i/\text{CO}_2}$  selon l'équation (V.11):

$$(V.11) \delta^{13}\text{C}_i = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} + \varepsilon_{i/\text{CO}_2} + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} * \varepsilon_{i/\text{CO}_2} \quad \text{avec } i = \{\text{H}_2\text{CO}_3; \text{HCO}_3; \text{CO}_3\}$$

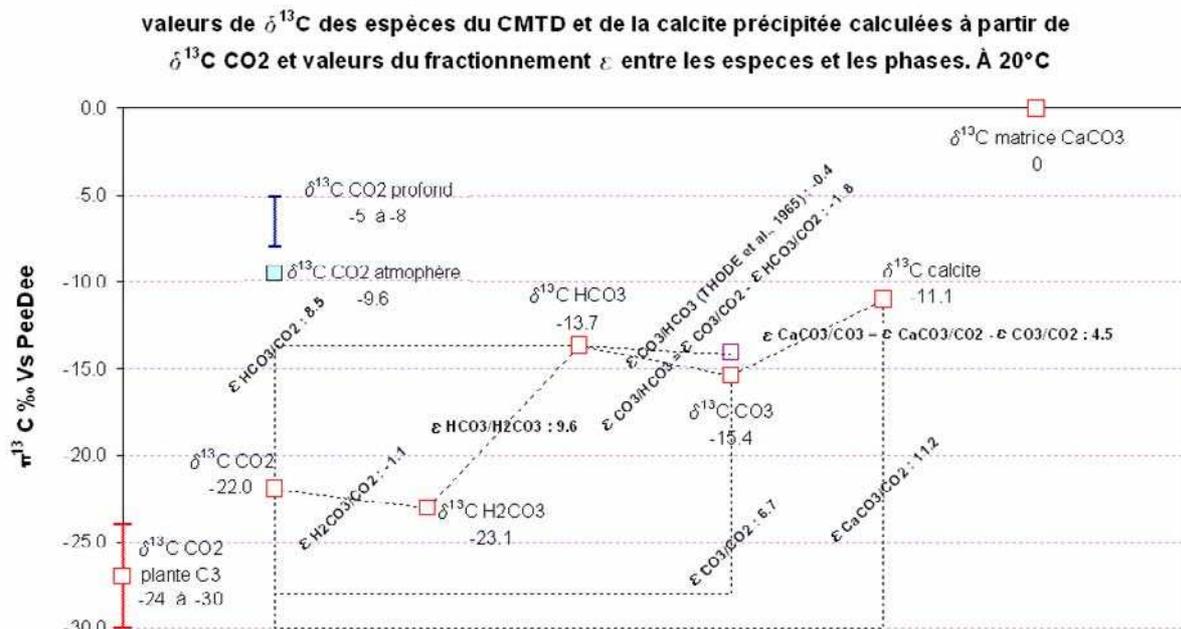


Figure V.3 : Bilan des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  des espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques. Les  $\delta^{13}\text{C}$  des formes du CMTD et de la calcite précipitée sont calculés à partir de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  pris à -22‰. Les  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> atmosphérique, d'origine profonde et produit par les plantes C3 sont également présentés. Les valeurs des fractionnements isotopiques  $\varepsilon$  sont calculées à 20°C conformément aux expressions du Tableau V.1.

On constate que la valeur de fractionnement  $\varepsilon_{\text{CO}_3/\text{HCO}_3}$  calculée à partir de l'expression proposée par THODE *et al.* (1965) ne permet pas de retrouver le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$  issu d'un fractionnement  $\varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2}$  tel qu'il est calculé à partir de l'expression proposée par DEINES *et al.* (1974). Nous avons donc choisi de calculer la valeur de  $\varepsilon_{\text{CO}_3/\text{HCO}_3}$  telle que  $\varepsilon_{\text{CO}_3/\text{HCO}_3} = \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2} - \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2}$  en utilisant les expressions proposées par MOOK *et al.* (1974) et DEINES *et al.* (1974).

La calcite formée lors de la précipitation présente un  $\delta^{13}\text{C}$  calculé à -11.1‰ et appauvri par rapport au  $\delta^{13}\text{C}$  de la matrice carbonatée voisin de zéro. Des valeurs négatives sont mesurées sur les spéléothèmes récents et anciens par plusieurs auteurs. Les valeurs varient de -3‰ à -13‰ selon les études présentées dans le Tableau V.3:

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$ mesurées dans les spéléothèmes	référence
-10‰ à -11‰	GENTY et MASSAULT, 1999
-8‰ à -10‰ jusqu'à -10 000 ans -5‰ vers -16 000 ans	GENTY <i>et al.</i> 2006
-8‰ à -13‰, voire -5‰ sous certaines conditions	MICKLER <i>et al.</i> 2006
-10‰ à -13 ‰	MATTEY <i>et al.</i> 2010
-3‰ à -11‰, médiane à -8‰	WAINER <i>et al.</i> 2011

**Tableau V.3 : Valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$  mesurées dans les spéléothèmes en Europe, Afrique du Nord, Chine, Afrique du Sud et Nouvelle Zélande**

#### V.A.1.4. Le $\Delta^{13}C$ du CMTD

Le  $\Delta^{13}C$  du CMTD est la résultante des  $\Delta^{13}C$  des espèces carbonatées pondérées par leur participation au CMTD (équation (V.12)).

$$(V.12) \delta^{13}C_{CMTD} = a_0 * \delta^{13}C_{H_2CO_3} + a_1 * \delta^{13}C_{HCO_3} + a_2 * \delta^{13}C_{CO_3}$$

avec  $a_0 = \frac{H_2CO_3}{CMTD}$  et  $a_1 = \frac{HCO_3}{CMTD}$  et  $a_2 = \frac{CO_3}{CMTD}$  (cf. équations (IV.10) à (IV.12))

Deux paramètres peuvent faire varier le  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  : la température et le pH. Pour illustrer ce comportement nous prendrons deux exemples : pour une température variable puis un pH variable. Les variations de  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  sont présentées en système ouvert sur le  $CO_2$ .

À une température variable nous considérons une eau dont la concentration en bicarbonate est fixée arbitrairement à 320mg/L et à saturation vis-à-vis de la calcite (ISc=0). Le pHm et la pCO2eq sont calculés à partir de ces contraintes. Le  $\Delta^{13}C_{CO_2}$  est constant à -22‰.

La valeur de  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  ainsi que celles de  $\Delta^{13}C_{H_2CO_3}$ ,  $\Delta^{13}C_{HCO_3}$ ,  $\Delta^{13}C_{CO_3}$  et  $\Delta^{13}C_{CaCO_3}$  vont varier en fonction de la température comme présenté sur la Figure V.4. Le  $\Delta^{13}C_{H_2CO_3}$  varie peu en fonction de la température contrairement aux autres formes du CMTD et à la calcite. Les formes  $\Delta^{13}C_{HCO_3}$ ,  $\Delta^{13}C_{CO_3}$  et  $\Delta^{13}C_{CaCO_3}$  montrent des variations plus importantes à basse température et  $\Delta^{13}C_{CO_3}$  tend à se stabiliser pour les températures élevées.  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  semble diminuer linéairement à mesure que la température augmente.

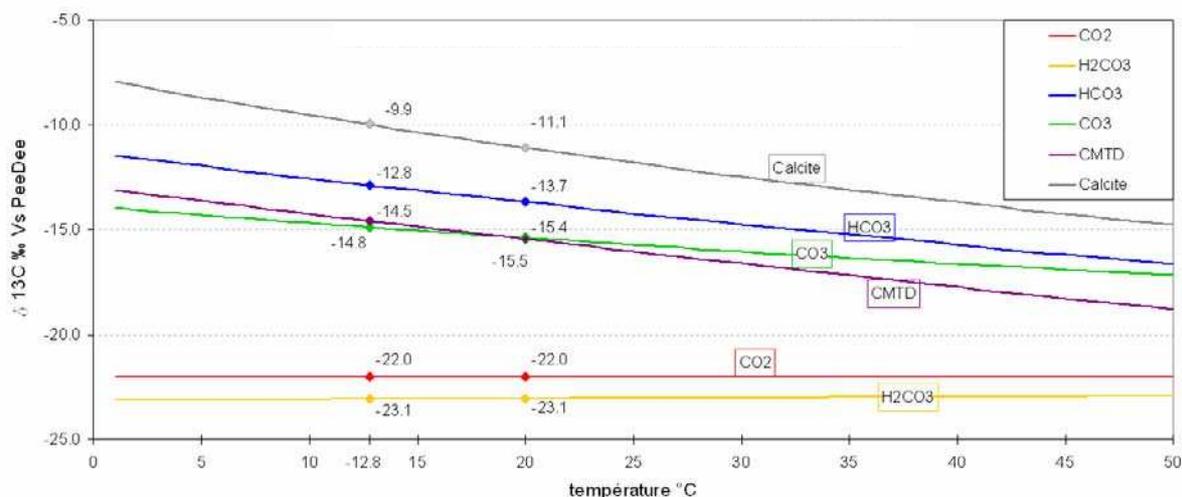


Figure V.4 : Évolution pour une température variable des  $\Delta^{13}C$  de CMTD, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, HCO<sub>3</sub>, CO<sub>3</sub> et CaCO<sub>3</sub>. Cas d'une eau toujours à saturation vis-à-vis de la calcite (HCO<sub>3</sub>=320 mg/L et ISc=0) et à l'équilibre avec un CO<sub>2</sub> constant en pCO<sub>2</sub> (3,1%) et  $\Delta^{13}C_{CO_2}$  (-22‰). Les valeurs à 12,8°C et 20°C sont précisées.

Pour un pH variable et une température constante de 20°C, nous considérons maintenant une eau dont le CMTD est arbitrairement fixé à 6.5 mmol/L. Les proportions  $a_0$ ,  $a_1$  et  $a_2$  de même que la  $pCO_{2eq}$  et l'indice de saturation sont variables en fonction du pH dont nous faisons varier la valeur. Le  $\Delta^{13}C_{CO_2}$  est constant à -22‰. La valeur de  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  va varier en fonction de la proportion des différentes formes du CMTD comme présenté sur la Figure V.5.

Sur la Figure V.5 les valeurs de  $\Delta^{13}C_{H_2CO_3}$ ,  $\Delta^{13}C_{HCO_3}$ ,  $\Delta^{13}C_{CO_3}$  et  $\Delta^{13}C_{CaCO_3}$  sont constantes pour une température constante et correspondent à celles présentées dans la Figure V.3. Le  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  varie entre trois pôles correspondant aux  $\Delta^{13}C$  des trois formes du CMTD. Pour  $ISc=0$  à 20°C le pH est de 6,98 et  $HCO_3$  représente 81% du CMTD. Le  $\Delta^{13}C_{CMTD}$  est égal à -15,5‰.

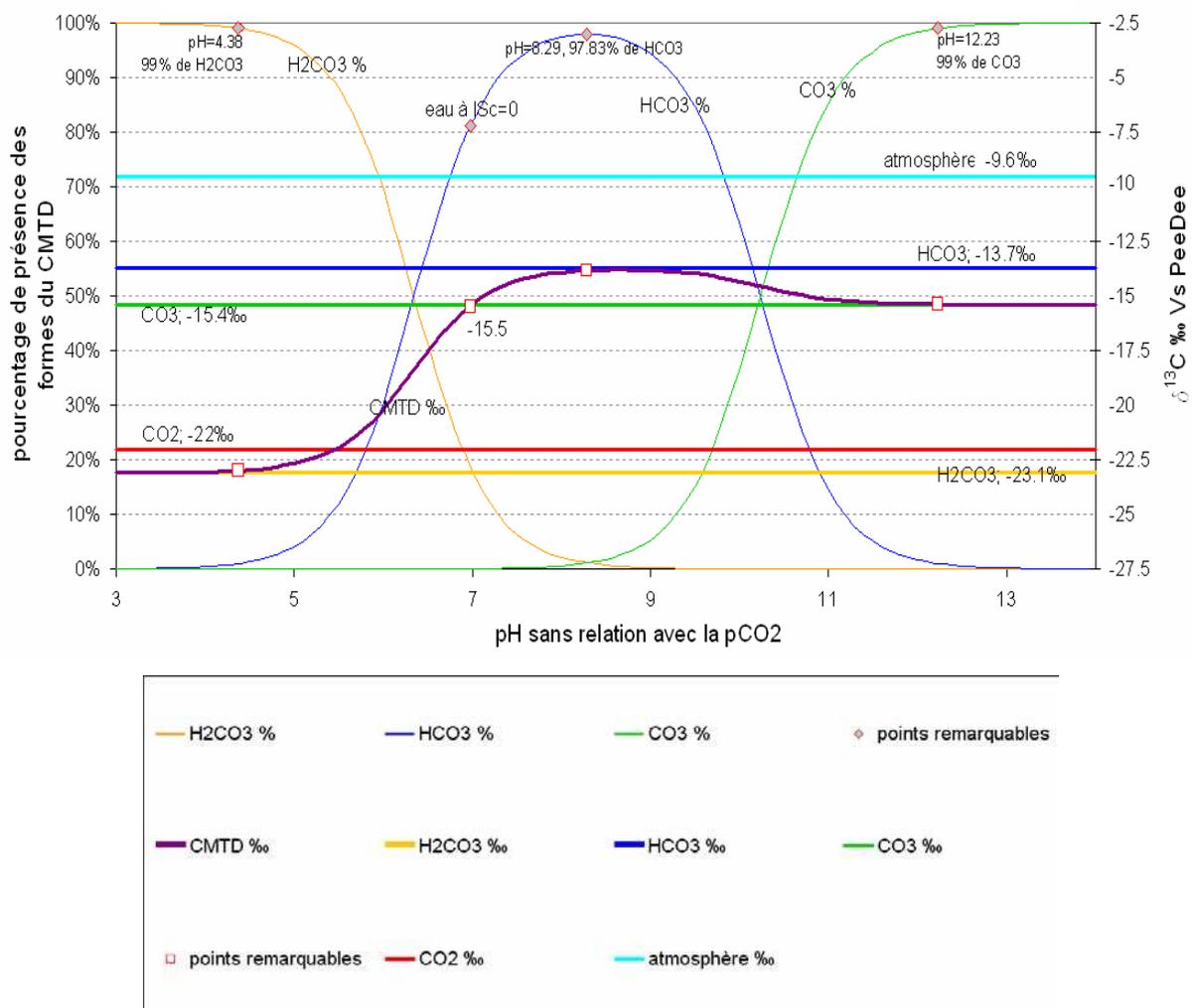


Figure V.5 : Évolution pour un pH variable des pourcentages de présence des formes du CMTD et conséquences de cette évolution sur le  $\Delta^{13}C_{CMTD}$ . Cas d'une eau dont le CMTD est constant à 6,5 mmol/L et en relation avec un air dont la  $pCO_2$  est 3,1% et  $\Delta^{13}C_{CO_2}$  est -22‰ pour une température constante de 20°C.

## V.A.2. Prélèvements et analyses de $\delta^{13}\text{C}$ dans l'air de la grotte et dans les eaux du système

### V.A.2.1. Mesures dans l'air

Au cours de la période d'étude, 32 mesures ont été effectuées du 12 décembre 2007 jusqu'au 20 mai 2009 au rythme moyen de deux mesures mensuelles. L'air est prélevé par aspiration dans des ampoules en verre mises sous vide. Le prélèvement est réalisé au même point dans la cavité, au niveau du puits à 50 m, à bout de bras et avec une perturbation minimum par la respiration des intervenants.

Les analyses sont réalisées au spectromètre de masse après séparation du  $\text{CO}_2$  et de la vapeur d'eau. Seules 24 mesures se sont révélées exploitables à cause de la contamination de certaines ampoules, d'erreurs de mesures ou de bris de verre. L'incertitude moyenne sur ces mesures est de 0,11‰.

Les mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  effectuées sur le  $\text{CO}_2$  dans l'air de la grotte de Cussac (ci après nommé  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ ) au cours des cycles 2003-2004 et 2008-2009 sont marquées par des variations annuelles. Les valeurs les plus appauvries sont mesurées en été ( $-23,79 \pm 0,01\text{‰}$  en moyenne) et les plus enrichies en hiver ( $-21,14 \pm 0,31\text{‰}$  en moyenne). Une valeur moyenne non représentative de ces variations serait de  $-22,18 \pm 1,06\text{‰}$  sur l'ensemble des mesures. Il existe une relation forte entre la  $\text{pCO}_2$  dans la cavité (ou  $\text{pCO}_2_{\text{cavité}}$ ) et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  comme le montre la Figure V.6.

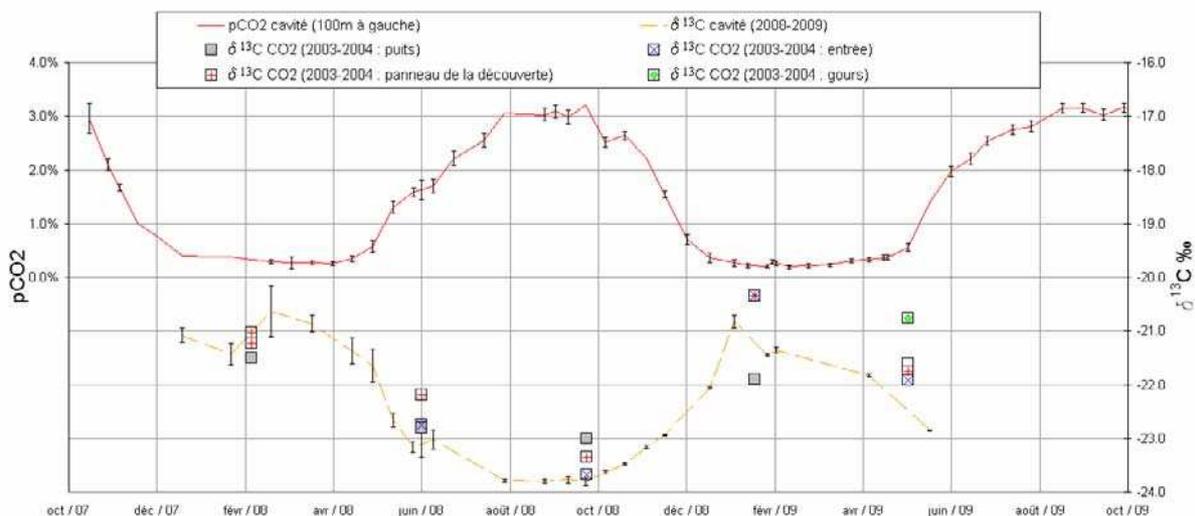


Figure V.6 : Variations de la  $\text{pCO}_2$  et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  dans la grotte de Cussac au cours des cycles 2003-2004 et 2008-2009. L'incertitude sur la  $\text{pCO}_2$  correspond à l'écart-type entre les quatre sondes de  $\text{CO}_2$  dans la cavité.

À ces prélèvements s'ajoutent 17 mesures effectuées occasionnellement entre février 2003 et mai 2004 en divers points de la cavité (puits, entrée, gours et panneau de la découverte). Elles tendent à montrer une reproductibilité du cycle de variation de  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  et sont superposées au cycle 2008-2009 sur la Figure V.6.

#### V.A.2.2. Mesures dans les eaux du système

Les prélèvements destinés aux analyses des isotopes du carbone sont filtrés à  $0,45\mu\text{m}$  et conditionnés en flacon de verre ambré à bouchon à septum hermétique (LOPEZ 2009). Afin d'éviter un développement bactérien et empêcher la formation d'un dépôt de calcite, les eaux sont acidifiées par quelques millilitres d'acide chlorhydrique à 1 mol/L. Cette précaution abaisse le pH d'environ une à deux unités. Lors de l'analyse, le carbone dissout passe intégralement sous forme gazeuse sous l'action de l'acide phosphorique. L'incertitude moyenne sur les 104 mesures disponibles est de 0,05%.

La Figure V.7 présente les résultats des analyses isotopiques sur les échantillons testés. L'ensemble des prélèvements n'a pu bénéficier d'analyses isotopiques. Celles-ci sont concentrées sur les points d'eau principaux (sources Farfal et puits dans la cavité). Un suivi d'un an a été mené sur les eaux des gours côté ouest. Enfin les écoulements non pérennes (source épikarstique, source du talweg, gours est) ont fait l'objet d'un suivi occasionnel afin de déterminer un comportement moyen sans chercher à définir de variations fines.

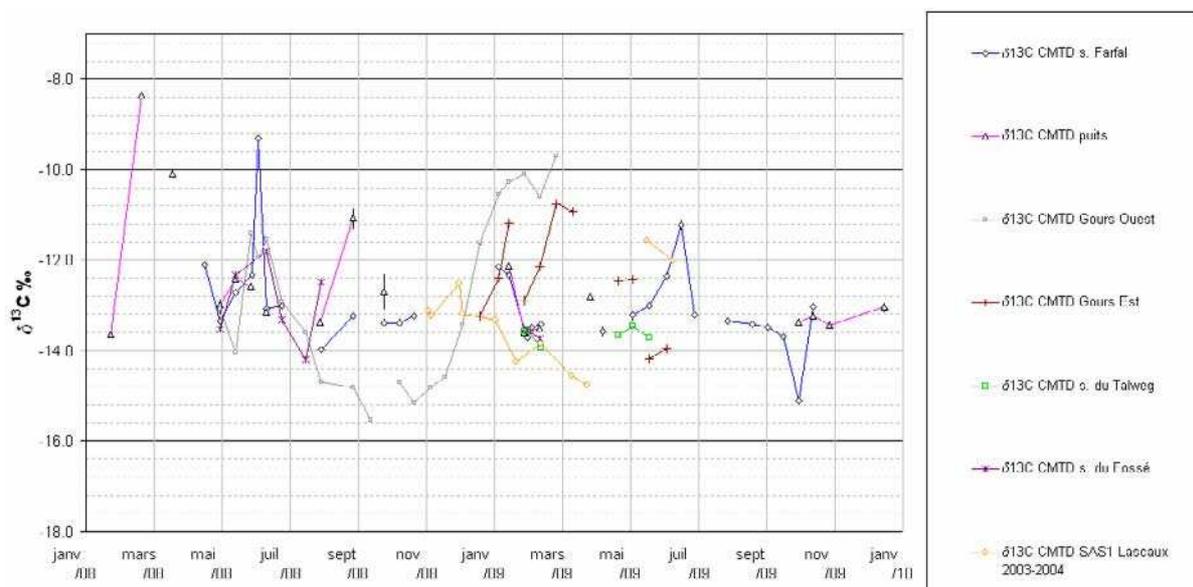


Figure V.7 : Mesures du  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux du système de Cussac. Les eaux de Lascaux mesurées au cours du cycle 2003-2004 sont ramenées au cycle 2008-2009 pour comparaison.

## **V.B. Les mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ dans l'air de la grotte de Cussac**

Dans le cadre de l'étude des relations aérologiques entre la grotte de Cussac, l'atmosphère extérieure et l'air de la zone non saturée, le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  est un traceur de l'origine du  $\text{CO}_2$  dans la cavité. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air d'une cavité varie entre deux influences : l'entrée de  $\text{CO}_2$  enrichi depuis l'atmosphère extérieure et l'arrivée de  $\text{CO}_2$  appauvri depuis le massif. Nous proposons une nouvelle approche de l'équation de mélange entre ces deux masses d'air pour déterminer le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la grotte de Cussac en précisant les limites et les possibilités de la méthode. Parmi ces possibilités, nous pouvons estimer une valeur  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  appauvri provenant du massif. Cette valeur est par la suite utilisée pour reconstituer le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air d'une cavité à partir de mesures de  $\text{pCO}_2$ .

### **V.B.1. L'étude du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ en cavité**

La  $\text{pCO}_2$  de l'air de la zone non saturée, et en particulier la  $\text{pCO}_2$  de l'air des cavités, est considérée comme la résultante d'un mélange entre l'atmosphère extérieure et une atmosphère riche en  $\text{CO}_2$ . Keeling propose dès 1958 une méthode pour prendre en compte ce mélange et son influence sur le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air des cavités.

Cette méthode est toujours utilisée dans des études récentes pour déterminer l'origine du  $\text{CO}_2$  des cavités.

#### *V.B.1.1. Le repère ( $1/\text{pCO}_2$ ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) proposé par KEELING en 1958*

La méthode de KEELING (1958) fut développée pour définir le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de la  $\text{pCO}_2$  mesurée dans les sols, cependant elle peut être étendue à l'ensemble de la zone non saturée et aux cavités en particulier. La méthode se base sur une régression linéaire réalisée sur les mesures directes de couples de valeurs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et  $\text{pCO}_2$  projetés dans le repère ( $1/\text{pCO}_2$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ).

La régression linéaire se présente sous la forme de l'équation (V.13) :

$$(V.13) \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = M * \frac{1}{\text{pCO}_2} + I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$$

avec M la pente de la droite dans le repère ( $1/\text{pCO}_2$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ )

et  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  l'ordonnée à l'origine dont une interprétation est proposée ultérieurement.

La régression est réalisée sous contrainte : elle passe par le point caractéristique de l'atmosphère extérieure dont les coordonnées en 2011 sont (1/0,0388% ; -9,6‰). La position d'une mesure sur la droite définie par l'équation (V.13) peut s'interpréter comme le résultat du mélange de deux membres extrêmes :

- l'atmosphère extérieure (1/0,0388% ; -9,6‰) qui est riche en isotope lourd,
- une atmosphère non définie à forte pCO<sub>2</sub> et pauvre en isotope lourd.

Le second membre extrême est appelé « membre léger » en référence à sa teneur supposée faible en atomes <sup>13</sup>C. Nous parlerons par la suite de :

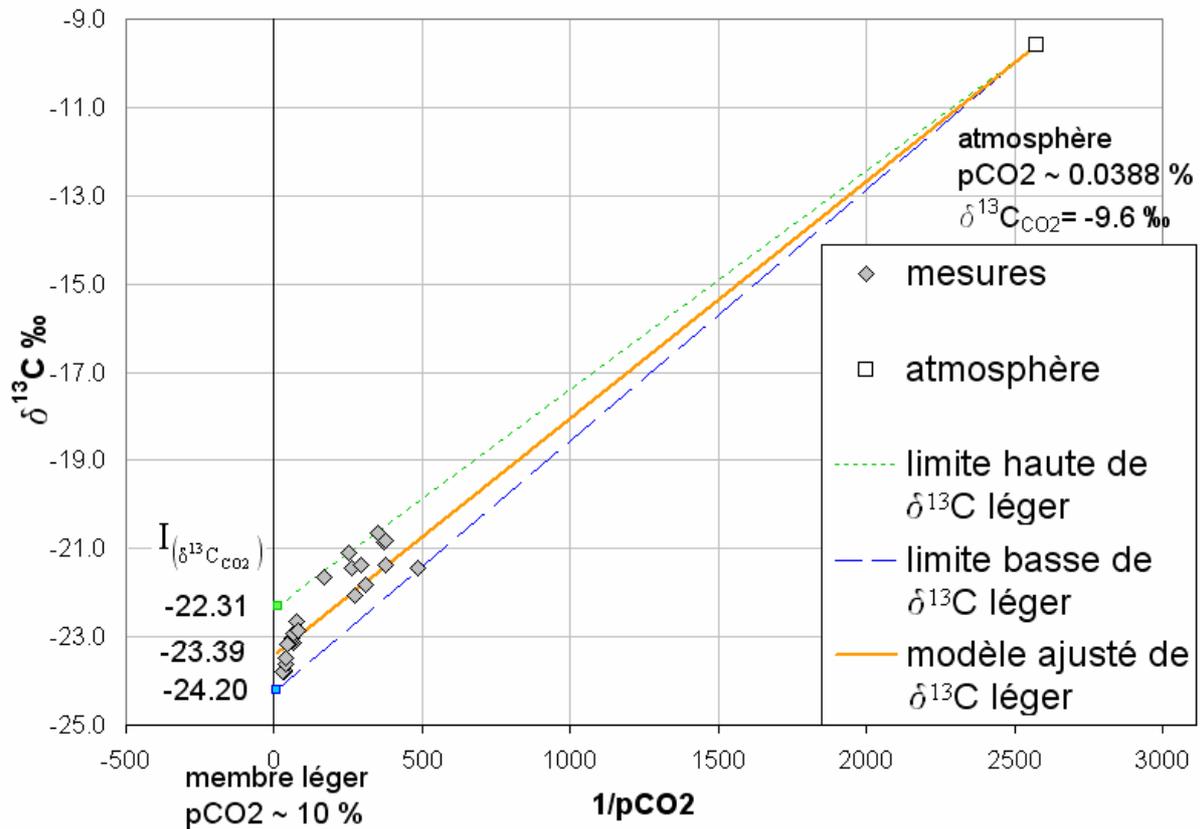
- l'air du membre léger caractérisé par pCO<sub>2</sub><sub>léger</sub> et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ ,
- l'atmosphère extérieure caractérisée par pCO<sub>2</sub>atm et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-atm}}$ ,
- l'air de la cavité caractérisé par pCO<sub>2</sub><sub>cavité</sub> et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ .

Il est délicat à ce stade de donner au membre léger une localisation dans la zone non saturée. Nous reviendrons en V.B.2.4 sur la localisation du membre léger dans la zone non saturée.

Le terme  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  dans l'équation (V.13) est une fonction de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ , cependant cette fonction n'est pas définie. Pour des valeurs élevées de pCO<sub>2</sub>, 1/pCO<sub>2</sub> tend vers zéro et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  tend vers  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$ .

Des valeurs élevées de pCO<sub>2</sub> correspondent à pCO<sub>2</sub><sub>léger</sub>, ainsi quand pCO<sub>2</sub><sub>cavité</sub> se rapproche de pCO<sub>2</sub><sub>léger</sub>,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  se rapproche de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}} \approx I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$ .

La Figure V.8 présente la projection des mesures de pCO<sub>2</sub> et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  réalisées dans l'air de la grotte de Cussac entre 2007 et 2009 et présentées dans la Figure V.6. Sur la Figure V.8 est également projeté le point caractéristique de l'atmosphère extérieure.



**Figure V.8 : Projection des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  réalisées dans l'air de la grotte de Cussac dans le repère ( $1/p\text{CO}_2$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ). La  $p\text{CO}_2$  du membre léger est supposée égale à 10% en première approximation et  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  est compris dans un intervalle défini par la dispersion du nuage de points.**

L'application sur les mesures réalisées à Cussac de la méthode de KEELING (1958) pour l'estimation de  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  peut se faire selon deux approches :

- ajustement d'une droite de régression par la méthode des moindres carrés ; elle définit une valeur moyenne de  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  de -23,39‰
- ajustement d'une droite de régression pour chacun des points, chaque droite définit une valeur de  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  comprise à Cussac entre un maximum de -22,31‰ et un minimum de -24,20‰.

Les variations temporelles de  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  seront exposées ultérieurement, en V.B.2.3.

### V.B.1.2. Les équations de mélanges utilisées dans la littérature

Pour une droite définie par l'équation (V.13) il est possible d'exprimer l'ordonnée à l'origine par l'équation (V.14) :

$$(V.14) I_{(\delta^{13}C_{CO_2})} = \delta^{13}C_{CO_2atm} - \frac{\delta^{13}C_{CO_2cavité} - \delta^{13}C_{CO_2atm}}{\frac{1}{pCO_{2cavité}} - \frac{1}{pCO_{2atm}}} * \frac{1}{pCO_{2atm}}$$

À partir des travaux de KEELING (1958) et de l'équation (V.14) qui en découle, SPÖTL *et al.* (2005) proposent une équation de mélange entre les deux membres extrêmes, c'est-à-dire l'atmosphère extérieure et le membre léger. Cette équation est définie par les équations (V.15) et (V.16) :

$$(V.15) I_{(\delta^{13}C_{CO_2})} \approx \delta^{13}C_{CO_2léger} = \frac{\delta^{13}C_{CO_2cavité} - \delta^{13}C_{CO_2atm} * F}{1 - F} \text{ soit}$$

$$(V.16) \delta^{13}C_{CO_2cavité} = \delta^{13}C_{CO_2atm} * F + \delta^{13}C_{CO_2léger} * (1 - F) \text{ avec } F = pCO_{2atm} / pCO_{2cavité}$$

F est un taux de mélange entre  $\delta^{13}C_{CO_2atm}$  et  $\delta^{13}C_{CO_2léger}$ , c'est-à-dire un mélange entre des rapports isotopiques rapportés à un rapport de référence ( $\delta^{13}C_{PecDee}$ , équation (V.6) en V.A.1.1). Le taux de mélange F correspond au rapport de la pCO<sub>2</sub> de l'atmosphère extérieure sur la pCO<sub>2</sub> de l'air de la cavité.

Cette équation de mélange permet de mieux appréhender la relation entre l'air des cavités, l'atmosphère extérieure et l'air du membre léger. Le membre léger est assimilé à l'air de la zone non saturée et au CO<sub>2</sub> dégazé par l'eau émergeant dans la cavité (SPÖTL *et al.* 2005).

De façon similaire MATTEY *et al.* (2009) présentent une utilisation du repère (1/pCO<sub>2</sub> ;  $\delta^{13}C_{CO_2}$ ) pour déterminer  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger. Les valeurs de  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger qu'ils trouvent à -22‰ sont attribuées à une combinaison de l'influence du CO<sub>2</sub> du sol, dont le  $\delta^{13}C_{CO_2}$  est mesuré de -12‰ à -22‰ et une influence du CO<sub>2</sub> dégazé par les eaux émergeant dans la cavité dont le  $\delta^{13}C_{CO_2}$  est estimé à -23‰.

Le principe d'un apport de CO<sub>2</sub> très appauvri provenant du dégazage participant à l'existence d'un membre léger proposé par SPÖTL *et al.* (2005) est également développé par FRISIA *et al.* (2011).

## V.B.2. Équation de mélange à trois membres pour l'étude du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ en cavité

Il apparaît de prime abord incorrect de mélanger des rapports isotopiques pour reconstituer  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité. En toute rigueur, l'équation de mélange doit prendre en compte séparément les isotopes du carbone. En procédant ainsi, et sous certaines hypothèses, nous proposons dans une première partie de déterminer  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité en fonction de  $\text{pCO}_2$ -cavité et des caractéristiques du membre léger participant au mélange :  $\text{pCO}_2$ -léger et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger. Dans une seconde partie, les limites et les avantages de la méthode proposée sont abordés, notamment la possibilité d'estimer  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité. Cette estimation aboutit en troisième partie à la reconstitution des variations temporelles de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger.

### V.B.2.1. Théorie du mélange d'air

Le mélange des masses d'air aboutissant à l'air de la cavité doit en toute rigueur prendre en compte séparément  $^{13}\text{C}$ ,  $^{12}\text{C}$  et  $^{\text{total}}\text{C}$  ce qui équivaut à la quantité totale de  $\text{CO}_2$  ( $^{13}\text{CO}_2 + ^{12}\text{CO}_2$ ). Une écriture tout à fait rigoureuse imposerait d'écrire ces valeurs sous la forme générale «  $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité » puisqu'il s'agit des atomes de carbone 13 du  $\text{CO}_2$  de l'air de la cavité ; cependant, pour ne pas alourdir les équations ultérieures nous utiliserons, par abus de langage la dénomination  $^{13}\text{C}_{\text{cavité}}$ . Nous gardons néanmoins les notations  $\text{pCO}_2$ -cavité et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité déjà évoquées. Ces notations sont appliquées aux autres composantes des équations de mélange.

Le mélange fait intervenir les équations (V.17) à (V.19):

$$(V.17) \quad ^{13}\text{C}_{\text{cavité}} = ^{13}\text{C}_{\text{atm}} * N + ^{13}\text{C}_{\text{léger}} * (1 - N)$$

$$(V.18) \quad ^{12}\text{C}_{\text{cavité}} = ^{12}\text{C}_{\text{atm}} * N + ^{12}\text{C}_{\text{léger}} * (1 - N)$$

$$(V.19) \quad \text{pCO}_2\text{-cavité} = \text{pCO}_2\text{-atm} * N + \text{pCO}_2\text{-léger} * (1 - N)$$

Le système ainsi défini repose sur quatre inconnues :

- $^{13}\text{C}_{\text{léger}}$  en mol/L,
- $^{12}\text{C}_{\text{léger}}$  en mol/L,
- $\text{pCO}_2\text{-léger}$  en atmosphère,
- N le taux de mélange, identique par hypothèse pour  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  et  $^{\text{total}}\text{C}$ .

Rappelons la relation entre la quantité de carbone dans un litre d'air et la pCO<sub>2</sub> (équation (V.20)) :

$$(V.20) \left( {}^{total}C \right)_{\text{mol/Litre}} = (CO_2)_{\text{mol/Litre}} = pCO_2 * \frac{\text{masse volumique du CO}_2}{\text{masse molaire du CO}_2}$$

Pour le CO<sub>2</sub>, masse volumique = 1,87 kg/dm<sup>3</sup> et masse molaire = 44,0095±0,0014 g/mol

L'utilisation de cette formulation de l'équation de mélange suppose une estimation de l'un des paramètres inconnus. La pCO<sub>2</sub> est un paramètre aisé à mesurer ou à estimer dans les différentes parties de la zone non saturée (chapitre IV). De ce fait, pCO<sub>2, léger</sub> est le paramètre retenu pour être estimé.

À travers ces mélanges terme par terme, le  $\delta^{13}C_{CO_2\text{-cavité}}$  peut être ensuite déterminé avec l'équation (V.21) :

$$(V.21) \delta^{13}C_{CO_2\text{cavité}} = \frac{{}^{13}C_{\text{cavité}}}{{}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{cavité}}} - 1 = \frac{{}^{13}C_{\text{atm}} * N + {}^{13}C_{\text{léger}} * (1-N)}{{}^{13}R_{\text{PeeDee}} * ({}^{12}C_{\text{atm}} * N + {}^{12}C_{\text{léger}} * (1-N))} - 1$$

À partir de l'estimation de pCO<sub>2, léger</sub> il est possible d'exprimer le taux de mélange N en fonction de valeurs connues (équation (V.22)).

$$(V.22) N = \frac{pCO_{2\text{cavité}} - pCO_{2\text{léger}}}{pCO_{2\text{atm}} - pCO_{2\text{léger}}}$$

Le taux de mélange N, qui est différent du taux de mélange F proposé par SPÖTL *et al.* (2005), représente la proportion de l'atmosphère extérieure dans le mélange, c'est-à-dire dans l'air de la cavité. Il est égal à 100% si pCO<sub>2,cavité</sub>=pCO<sub>2,atm</sub> et à 0% si pCO<sub>2,cavité</sub>=pCO<sub>2, léger</sub>. De plus pCO<sub>2, léger</sub> ne peut être égal à pCO<sub>2,atm</sub>.

En combinant les équations (V.21) et (V.22),  $\delta^{13}C_{CO_2\text{-cavité}}$  peut s'exprimer selon l'équation (V.23) en fonction des caractéristiques des deux membres extrêmes et de la pCO<sub>2</sub> de l'air de la cavité.

(V.23)

$$\delta^{13}C_{CO_2\text{cavité}} = \frac{pCO_{2\text{cavité}} * \left[ {}^{13}C_{\text{atm}} - {}^{13}C_{\text{léger}} - {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * \left( {}^{12}C_{\text{atm}} - {}^{12}C_{\text{léger}} \right) \right] + pCO_{2\text{atm}} * \left( {}^{13}C_{\text{léger}} - {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{léger}} \right) - pCO_{2\text{léger}} * \left( {}^{13}C_{\text{atm}} - {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{atm}} \right)}{pCO_{2\text{cavité}} * {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * \left( {}^{12}C_{\text{atm}} - {}^{12}C_{\text{léger}} \right) + pCO_{2\text{atm}} * {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{léger}} - pCO_{2\text{léger}} * {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{atm}}}$$

Cette expression se présente sous la forme simplifiée suivante (équation (V.24)) :

$$(V.24) \delta^{13}C_{CO_2 \text{ cavité}} = \frac{pCO_{2 \text{ cavité}} * (A - B) + D - C - E + F}{pCO_{2 \text{ cavité}} * B + E - F}$$

Les ordres de grandeur des paramètres A à F sont donnés dans le Tableau V.4. Le calcul est dans cet exemple basé sur les hypothèses suivantes :

- atmosphère :  $pCO_{2 \text{ atm}}=0,0388\%$  et  $\delta^{13}C_{CO_2 \text{ -atm}}=-9,6\text{‰}$
- membre léger :  $pCO_{2 \text{ léger}}=7\%$  et  $\delta^{13}C_{CO_2 \text{ -léger}}=-23\text{‰}$

Les valeurs de  $pCO_{2 \text{ léger}}$  et  $\delta^{13}C_{CO_2 \text{ -léger}}$  sont choisies pour cet exemple de façon arbitraire. La valeur de  $\delta^{13}C_{CO_2 \text{ -léger}}$  est plus appauvrie que le  $\delta^{13}C_{CO_2}$  mesuré dans les sols à Lascaux. Elle correspond à la valeur proposée par CLARK et FRITZ (1997). Cette valeur, choisie ici pour illustrer le cas théorique, se rapproche de la valeur calculée à partir des mesures qui sera présentée ultérieurement en V.B.3.

paramètre	expression	Ordre de grandeur
A	$^{13}C_{\text{atm}} - ^{13}C_{\text{léger}}$	$\approx -3,21 * 10^{-5}$
B	$^{13}R_{\text{PeeDec}} * (^{12}C_{\text{atm}} - ^{12}C_{\text{léger}})$	$\approx -3,29 * 10^{-5}$
C	$pCO_{2 \text{ léger}} * ^{13}C_{\text{atm}}$	$\approx +1,27 * 10^{-8}$
D	$pCO_{2 \text{ atm}} * ^{13}C_{\text{léger}}$	$\approx +1,25 * 10^{-8}$
E	$^{13}R_{\text{PeeDec}} * pCO_{2 \text{ atm}} * ^{13}C_{\text{léger}}$	$\approx +1,2827 * 10^{-8}$
F	$^{13}R_{\text{PeeDec}} * pCO_{2 \text{ léger}} * ^{13}C_{\text{atm}}$	$\approx +1,2826 * 10^{-8}$
A-B		$\approx +7.6 * 10^{-7}$
E-F		$\approx +1.9 * 10^{-12}$
G=D-C		$\approx -1.9 * 10^{-10}$

**Tableau V.4 : Expressions et ordre de grandeur des paramètres impliqués dans le calcul de  $\delta^{13}C_{CO_2 \text{ -cavité}}$  à partir du mélange entre l'atmosphère extérieure (0,0388% ; -9.6‰) et un membre léger (7% ; -23‰)**

Prenons pour illustration un exemple dans lequel la  $pCO_2$  de l'air de la cavité serait de 2%. En appliquant les coefficients décrits dans le Tableau V.4 on peut calculer  $\delta^{13}C_{CO_2 \text{ -cavité}}$  par l'équation (V.25) :

$$(V.25) \delta^{13}C_{CO_2 \text{ cavité}} = \frac{2\% * (7.6 * 10^{-7}) + (-1.9 * 10^{-10}) - (1.9 * 10^{-12})}{2\% * (-3.29 * 10^{-5}) + (1.9 * 10^{-12})} = -22.81\text{‰}$$

Dans cet exemple, le taux de mélange N est de 71,7% c'est-à-dire que 71,7% de l'air de la cavité vient de l'atmosphère extérieure et 28,3% vient du membre léger.

### V.B.2.2. Limites de la théorie du mélange

\*  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  tend vers  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  pour de faibles taux de mélange

La réalisation des calculs par l'équation (V.23) impose une estimation de  $p\text{CO}_2\text{léger}$ , à défaut d'une mesure réelle. Cependant cette estimation est bornée :

- au dessus de 3,15%, c'est à dire la valeur maximale de  $p\text{CO}_2\text{cavité}$  atteinte en moyenne au cours des années 2005 à 2009 (II.C.1.1),
- au dessus de [3,0% 5,2%], c'est-à-dire la borne minimum déterminée par  $p\text{CO}_2\text{sat}$  des eaux de la source de l'épikarst (IV.C),
- vraisemblablement inférieure à 10% pour une zone tempérée telle que le Périgord.

La Figure V.9 permet d'obtenir la  $p\text{CO}_2$  dans la cavité ( $p\text{CO}_2\text{cavité}$ ) et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  pour un taux de mélange N choisi et en fonction de l'estimation de  $p\text{CO}_2$  du membre léger ( $p\text{CO}_2\text{léger}$ ). La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  est fixée à  $-23\text{‰}$ .

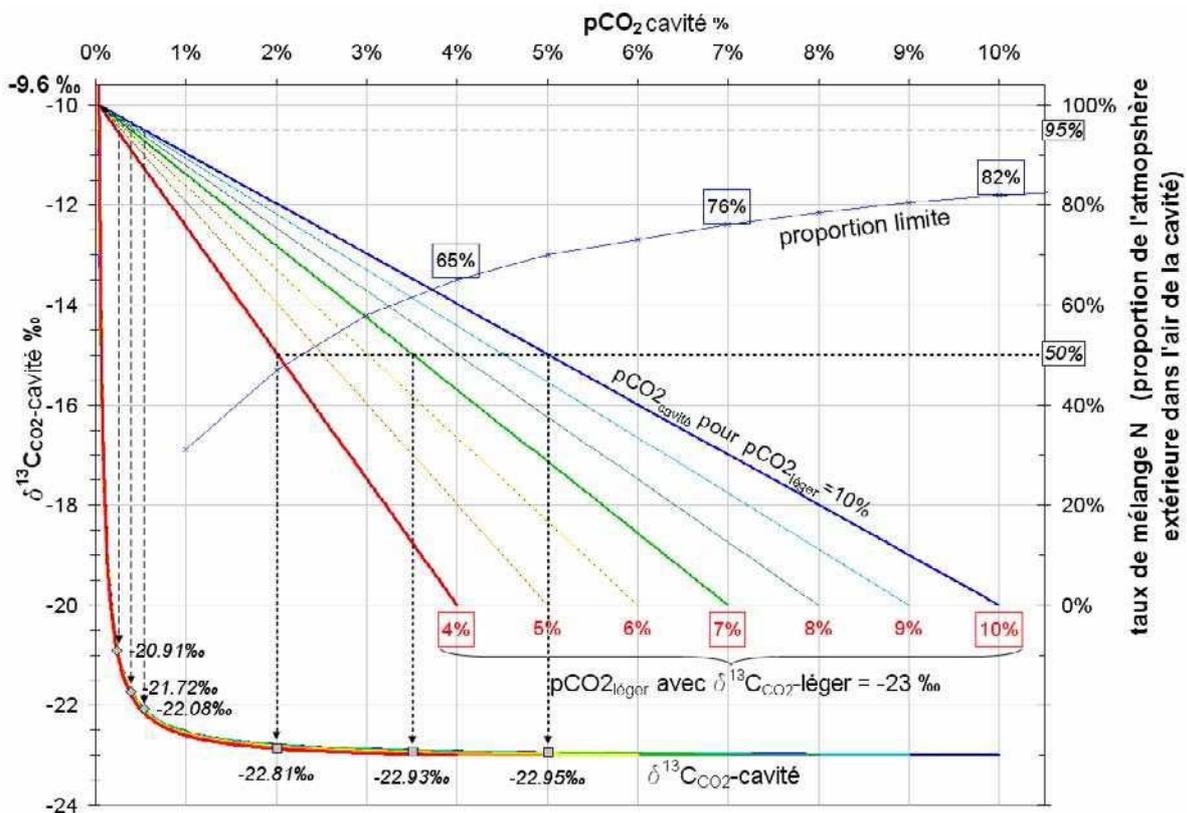


Figure V.9 : Variations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  (droite avec points) et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  (courbe pleine) conditionnées par le taux de mélange N et en fonction de l'estimation de  $p\text{CO}_2\text{léger}$ .  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  est fixé à  $-23\text{‰}$ . Deux exemples sont détaillés, pour un taux de mélange de 95% et de 50%.

On constate une rapide stabilisation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  qui tend vers  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  à  $-23\text{‰}$  à partir d'une  $p\text{CO}_2\text{cavité}$  environ supérieure à 2%.

Prenons deux exemples de détermination de  $p\text{CO}_2_{\text{cavité}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  pour un taux de mélange de 95% et 50%, c'est-à-dire une proportion de l'atmosphère extérieure de 95% ou de 50% dans l'air de la cavité. Ces deux exemples sont présentés sur la Figure V.9 et les résultats sont présentés dans le Tableau V.5.

taux de mélange		95%	A
$p\text{CO}_2_{\text{léger}}$	$p\text{CO}_2_{\text{cavité}}$		$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$
4.0%	0.2%		-20.91 ‰
7.0%	0.4%		-21.72 ‰
10.0%	0.5%		-22.08 ‰

taux de mélange		50%	B
$p\text{CO}_2_{\text{léger}}$	$p\text{CO}_2_{\text{cavité}}$		$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$
4.0%	2.0%		-22.87 ‰
7.0%	3.5%		-22.93 ‰
10.0%	5.0%		-22.95 ‰

**Tableau V.5 : Estimations de  $p\text{CO}_2_{\text{cavité}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  en fonction de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$  pour un taux de mélange de 95% (tableau A) et de 50% (tableau B).**

On remarque que la dispersion des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ , en fonction de l'estimation de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$ , est plus faible pour un taux de mélange de 50% que pour un taux de mélange de 95%. Il existe un taux limite, c'est-à-dire une proportion d'atmosphère extérieure dans l'air de la cavité, en dessous duquel  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  peut être assimilé à  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ .

Fixons comme critère limitant un écart relatif entre  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  de 1%. Le taux limite est variable en fonction de l'estimation de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$ , ainsi l'écart relatif entre  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  sera inférieur à 1% dès que la proportion de l'atmosphère extérieure dans l'air de la cavité sera inférieure à :

- 82% si l'on estime  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}=10\%$
- 76% si l'on estime  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}=7\%$
- 65% si l'on estime  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}=4\%$

Ces valeurs sont présentées sur la Figure V.9 et rappelées sur la Figure V.10

Quel que soit le taux de mélange en dessous du taux limite,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  sera assimilé à  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ .

\* Le taux de mélange dans la cavité

Le taux de mélange dans la cavité est calculé à partir des valeurs de  $p\text{CO}_2_{\text{cavité}}$  présentées sur la Figure V.6. Trois hypothèses sont envisagées correspondant à une estimation de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$  de 4%, 7% et 10% et présentées sur la Figure V.10. La figure rappelle également les taux limites de mélange en dessous desquels  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  sera assimilé à  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  pour chacune des trois hypothèses.

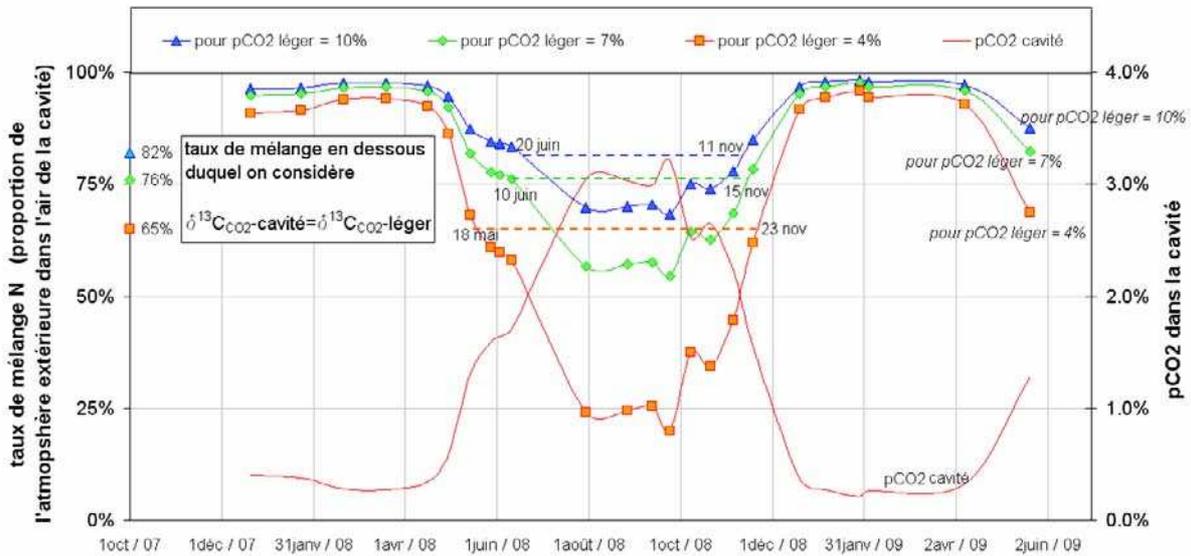


Figure V.10 : Variation du taux de mélange dans l'air de la grotte de Cussac pour une  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$  estimée à 4%, 7% et 10%.

En période hivernale le taux de mélange est élevé et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  peut être différent de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ . En période estivale le taux de mélange devient inférieur au taux limite et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  peut être assimilé à  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  puisque leur écart relatif est inférieur à 1%. Les bornes de cette période sont variables en fonction de l'estimation de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$ . On constate sur la Figure V.10 que pour l'année 2008 ces bornes varient selon l'estimation de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$  :

- pour  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}=4\%$  la période s'étend du 18 mai au 23 novembre,
- pour  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}=7\%$  la période s'étend du 10 juin au 15 novembre,
- pour  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}=10\%$  la période s'étend du 20 juin au 11 novembre.

Les différentes estimations de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$  modifient peu les estimations des dates de début et de fin de la période pendant laquelle  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  peut être assimilé à  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$ .

**L'estimation du taux de mélange est très fortement influencée par l'estimation de la valeur de  $p\text{CO}_2_{\text{léger}}$ .**

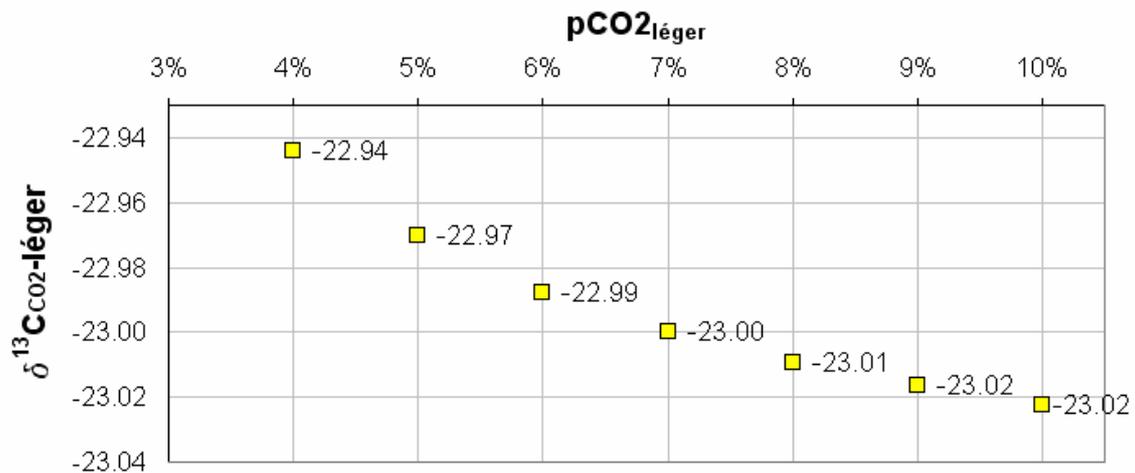
En corollaire du Tableau V.5 prenons un exemple d'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  pour une  $\text{pCO}_2\text{cavité}$  de 2% et en fonction des estimations de  $\text{pCO}_2\text{léger}$ . Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  calculées selon ces hypothèses sont présentées dans le Tableau V.6. Pour une  $\text{pCO}_2\text{léger}$  à 7%, on retrouve le résultat de l'équation (V.25) de l'exemple présenté en V.B.2.1.

$\text{pCO}_2\text{cavité}$ 2%		
$\text{pCO}_2\text{léger}$	taux de mélange	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$
4.0%	50%	-22.90 ‰
7.0%	72%	-22.81 ‰
10.0%	82%	-22.77 ‰

**Tableau V.6 : Estimations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  en fonction de  $\text{pCO}_2\text{léger}$  variable.  $\text{pCO}_2\text{cavité}$  est égal à 2% et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  est égal à -23‰.**

\* La variation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  est faible quelle que soit la variation de  $\text{pCO}_2\text{léger}$

Par un raisonnement inverse, l'équation (V.23) permet de reconstituer  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  et d'une estimation de  $\text{pCO}_2\text{léger}$ . La Figure V.11 reprend le résultat de l'exemple présenté en V.B.2.1, c'est-à-dire  $\text{pCO}_2\text{cavité}=2\%$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}=-22.81\%$ , pour recalculer  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  en fonction de l'estimation de  $\text{pCO}_2\text{léger}$ .



**Figure V.11 : Estimations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  en fonction de  $\text{pCO}_2\text{léger}$  pour  $\text{pCO}_2\text{cavité}=2\%$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}=-22.81\%$ .**

Pour une estimation de  $\text{pCO}_2\text{léger}$  à 7% on retrouve effectivement la valeur de départ de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  à -23‰. L'écart par rapport à cette valeur de -23‰ est très faible, compris entre +0,06‰ et -0,02‰, si l'on fait varier la valeur de  $\text{pCO}_2\text{léger}$  de 4% à 10%.

**L'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  est faiblement influencée par l'estimation de  $\text{pCO}_2\text{léger}$  dans cette gamme de valeurs de  $\text{pCO}_2$ .**

### V.B.2.3. Estimation du $\Delta^{13}C$ du membre léger

\* La relation entre les paramètres de l'équation de KEELING (1958) et les concentrations molaires des isotopes du carbone

Nous avons rappelé en V.B.1.1 l'équation (V.13) définie par KEELING (1958) et qui détermine  $\delta^{13}C_{CO_2}$  en fonction de  $pCO_2$ . Nous avons vu également que le terme  $I_{(\delta^{13}C_{CO_2})}$  est une fonction de  $^{13}C_{CO_2}$ -léger. Cette fonction tend vers  $^{13}C_{CO_2}$ -léger lorsque  $pCO_{2\text{léger}}$  est élevée.

Le Tableau V.4 montre que le terme (E-F) peut être négligé dans l'équation (V.24) et a fortiori dans l'équation (V.23). Il devient alors possible d'identifier les correspondances terme à terme entre les équations (V.23), (V.24) et (V.13) et de définir les équations (V.26) et (V.27):

$$(V.26) \quad M = \frac{B}{D-C} = \frac{{}^{13}R_{\text{PeeDee}} * ({}^{12}C_{\text{atm}} - {}^{12}C_{\text{léger}})}{pCO_{2\text{atm}} * {}^{13}C_{\text{léger}} - pCO_{2\text{léger}} * {}^{13}C_{\text{atm}}}$$

$$(V.27) \quad I(^{13}C) = \frac{(A-B)}{B} = \frac{{}^{13}C_{\text{atm}} - {}^{13}C_{\text{léger}} - {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * ({}^{12}C_{\text{atm}} - {}^{12}C_{\text{léger}})}{{}^{13}R_{\text{PeeDee}} * ({}^{12}C_{\text{atm}} - {}^{12}C_{\text{léger}})}$$

$$= \frac{-{}^{13}C_{\text{léger}} + {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{léger}} + {}^{13}C_{\text{atm}} - {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{atm}}}{-{}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{léger}} + {}^{13}R_{\text{PeeDee}} * {}^{12}C_{\text{atm}}}$$

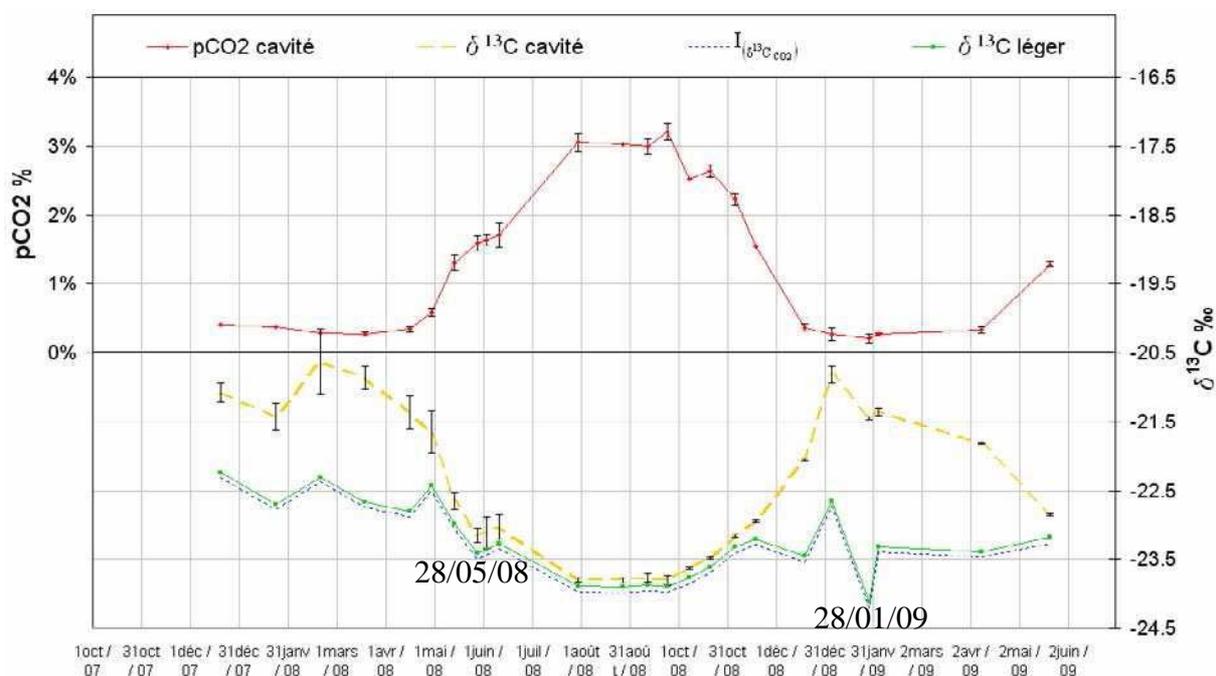
Les valeurs issues de la régression par moindres carrés trouvent ici une expression physique basée sur les concentrations isotopiques des deux membres extrêmes participant au mélange. L'écart entre une valeur connue de  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger de -22‰ et  $I_{(\delta^{13}C_{CO_2})}$  est de 0,06‰ quel que soit la valeur de  $pCO_{2\text{léger}}$  prise en compte. Cet écart doit être mis en perspective avec l'écart sur l'estimation  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger de +0,06‰ à -0,02‰ en fonction des hypothèses sur  $pCO_{2\text{léger}}$  pour l'exemple détaillée en dernière partie du V.B.2.2.

Ainsi l'estimation de  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger proposée par KEELING (1958) et reprise par SPÖTL *et al.* (2005) basée sur le mélange des ratios isotopiques est proche de l'estimation à partir du mélange des concentrations molaires des isotopes du carbone. Cette proximité est d'autant plus grande que  $pCO_{2\text{léger}}$  est élevée.

Cependant, même dans le cas le plus extrême, c'est-à-dire pour de faibles valeurs de  $p\text{CO}_2^{\text{léger}}$  (3,21%, la limite imposée par les mesures dans la cavité Cussac qui atteignent cette valeur le 24 septembre 2008, Figure V.6) associées à de faibles valeurs de  $p\text{CO}_2^{\text{cavité}}$  (0,21% le 28 janvier 2009 à Cussac) cet écart ne dépasse pas 0,18‰.

\* Les variations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$

Les valeurs calculées de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  en fonction de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  et pour  $p\text{CO}_2^{\text{léger}}$  estimé à 7% sont présentées sur la Figure V.12. La Figure V.12 montre aussi les valeurs de  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  de même que les mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  et  $p\text{CO}_2^{\text{cavité}}$  de 2007 à 2009.



**Figure V.12 : Variations  $I_{(\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2})}$  et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  calculé en fonction des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  mesurés. La valeur de  $p\text{CO}_2^{\text{léger}}$  est fixée à 7%.**

La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  n'est pas une constante. Elle présente une cyclicité similaire à celle de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  et  $p\text{CO}_2^{\text{cavité}}$  avec un comportement estival ( $-23,86 \pm 0,02\text{‰}$ ) et un comportement hivernal plus riche ( $-22,49 \pm 0,21\text{‰}$  en 2007-2008 et  $-23,27 \pm 0,11\text{‰}$  en 2008-2009). En corollaire des conclusions du paragraphe précédent, l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-léger}}$  est plus fluctuante pour les faibles valeurs de  $p\text{CO}_2^{\text{cavité}}$  c'est à dire les plus fortes proportions d'air de l'atmosphère extérieure. Ainsi la valeur légèrement plus faible de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ , le 28 janvier 2009, pendant une période de faible  $p\text{CO}_2^{\text{cavité}}$  conduit à une

estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger très négative (-24,08‰). Une valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -cavité présentant une baisse équivalente mais pendant une période de plus fortes  $\text{pCO}_2$  cavité (28 mai 2008) ne se traduit pas par une baisse importante de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger (-23,37‰).

#### V.B.2.4. Synthèse sur la localisation et les variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ du membre léger

La localisation dans le système karstique du membre léger est difficile à réaliser. Cependant il paraît intuitif de localiser le membre léger à proximité de la zone de production du  $\text{CO}_2$  appauvri pour laquelle deux origines sont envisagées :

- une production par dégazage cinétique des eaux lors de l'éclatement au sol de la goutte d'eau issue des stalactites. Cette hypothèse est proposée par SPÖTL *et al.* (2005), MUHLINGHAUS *et al.* (2007 et 2009), MATTEY *et al.* 2010, et FRISIA *et al.* (2011). Ceci amène SPÖTL *et al.* (2005) à considérer, en raison des faibles  $\text{pCO}_2$  dans les cavités étudiées, un  $\text{CO}_2$  appauvri jusqu'à -50‰,
- une production par les végétaux et l'activité bactérienne.

Il est probable que les deux origines participent à la création du membre léger. Compte tenu des dimensions de la grotte de Cussac, il est difficile d'envisager une forte proportion de  $\text{CO}_2$  issue du dégazage des eaux des stalactites. De plus une mesure du volume d'eau égoutté par les stalactites serait nécessaire pour estimer cette proportion.

À Cussac la localisation du membre léger à proximité des végétaux et de la matière organique est plus facilement envisageable. Le sol, s'il présente des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  appauvris ne pourrait justifier des  $\text{pCO}_2$  jusqu'à 3,15% dans la cavité du fait de mesure de  $\text{pCO}_2$  ne dépassant pas 2% dans les sols sur le site d'étude. Une origine logique serait l'épikarst compte tenu des fortes valeurs de  $\text{pCO}_2$  dans ce milieu (cf. chapitre IV) et de la proximité des végétaux et de la matière organique.

Les causes de la variation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger sont encore aujourd'hui assez mal identifiées. Considérant une production de  $\text{CO}_2$  appauvri principalement par les plantes, la variabilité annuelle de cette production doit être prise en compte. Relativement faible en hiver, elle augmente au printemps lors de la reprise de l'activité biologique (photosynthèse, croissance, respiration). Bien que l'appauvrissement du  $\text{CO}_2$  produit par les plantes soit toujours le même quelle que soit la quantité de  $\text{CO}_2$  émise, le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air du membre léger approvisionné

par ce CO<sub>2</sub> végétal respiré va être influencé par la quantité de CO<sub>2</sub> appauvri qui lui est apporté.

Au delà de la saisonnalité on remarque une tendance nette à l'appauvrissement lors des événements pluvieux intenses. Celle-ci fait écho à l'augmentation de CO<sub>2</sub> enregistrée dans la cavité lors de ces événements. L'infiltration de l'eau de pluie dans la porosité du sol pousse l'air du sol appauvri en <sup>13</sup>C vers le reste du massif, y compris l'épikarst riche en CO<sub>2</sub>, puis vers la cavité. La rapidité de la réponse tant en terme de pCO<sub>2</sub> que de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  à un événement pluvieux (dans la limite de la réalisation des prélèvements) souligne la bonne connexion entre la cavité et les couches superficielles de l'épikarst (cf. II.C.1.1).

### ***V.B.3. Reconstitution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'air dans la cavité à partir des mesures de pCO<sub>2</sub> dans la cavité***

La mesure de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  exige un protocole coûteux et lourd à mettre en œuvre. Au contraire la pCO<sub>2</sub> est un paramètre relativement facile à mesurer ponctuellement ou en continu. La relation entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et la pCO<sub>2</sub> doit permettre une estimation acceptable de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  pour une utilisation ultérieure, par exemple dans des équations de mélange de masse d'air. Nous proposons deux méthodes pour l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ . L'une est spécifique à la grotte de Cussac, elle est basée sur l'ajustement d'une relation logarithmique. L'autre est basée sur un mélange de masse d'air tel que décrit précédemment (V.B.2.1). Cette seconde méthode peut être appliquée à Cussac et à plusieurs autres grottes régionales.

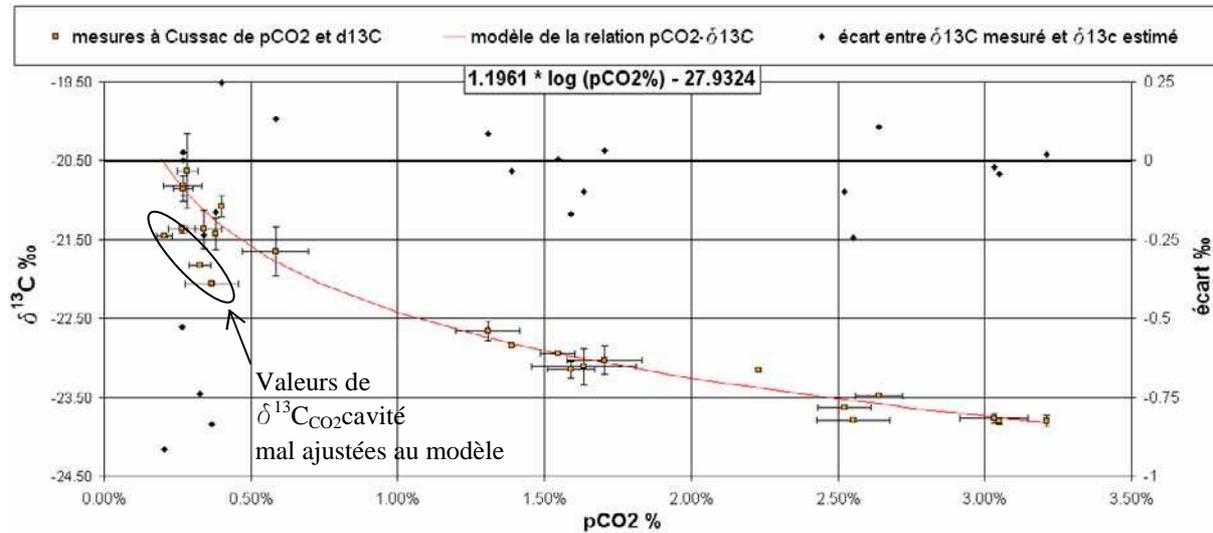
#### *V.B.3.1. Ajustement d'une relation logarithmique spécifique à la grotte de Cussac*

Pour les mesures réalisées à Cussac la relation entre pCO<sub>2,cavité</sub> et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$  est approchée par l'ajustement d'une équation logarithmique (équation (V.28)).

$$(V.28) \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = a * \log(\text{pCO}_2) + b$$

avec pCO<sub>2</sub> en % et a= -1.1961 et b= -27.9324.

La Figure V.13 illustre cette relation ainsi que l'écart entre la mesure et l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ . Le coefficient de corrélation est de 96% et seules quatre valeurs, parmi les faibles valeurs de pCO<sub>2,cavité</sub>, ne s'ajustent pas sur le modèle sans que ne puisse être mise en avant de raison particulière. Pour ces valeurs l'écart entre la mesure et le modèle est compris entre -0,5‰ et -0,9‰.



**Figure V.13 : Relation logarithmique entre la pCO<sub>2</sub> et δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> à la grotte de Cussac. La pCO<sub>2</sub> est celle mesurée à 100m à gauche, l'incertitude sur cette mesure correspond à l'écart type entre les quatre sondes de CO<sub>2</sub> dans la cavité. Seules les mesures du cycle 2008-2009 sont présentées.**

### V.B.3.2. Estimation à Cussac du δ<sup>13</sup>C de la cavité par l'équation de mélange

L'équation (V.23) peut être utilisée comme un moyen de reconstitution de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-cavité</sub> à partir des mesures simples de pCO<sub>2-cavité</sub> et d'une connaissance à priori de la pCO<sub>2</sub> du membre léger bien que, comme nous l'avons vu l'incertitude sur celle-ci n'altère pas beaucoup la qualité de la modélisation.

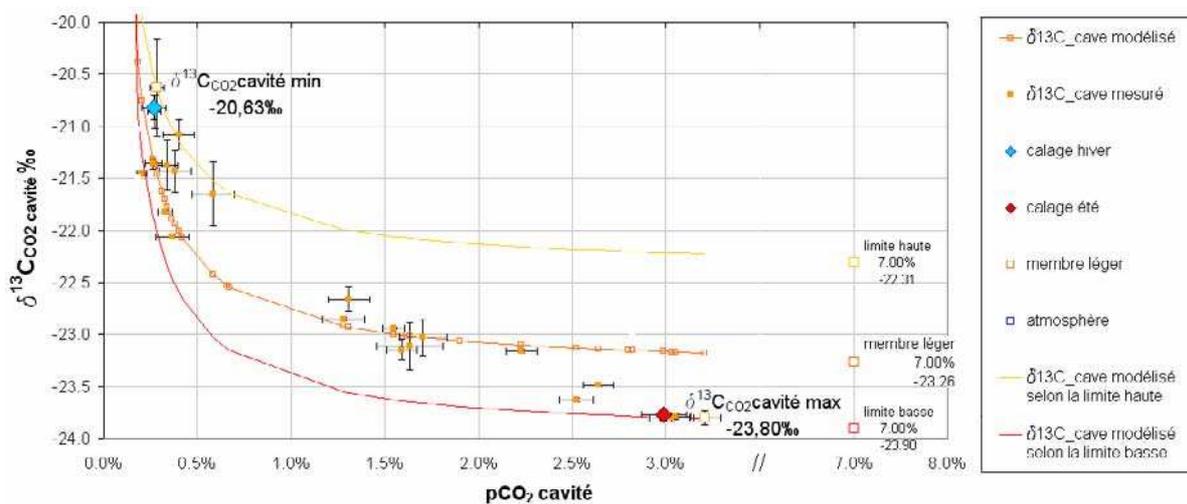
En application sur le site de Cussac, la pCO<sub>2-léger</sub> du membre léger est estimée à 7%. Cette valeur correspond à une première estimation qui sera redéfinie ultérieurement en appui sur les mesures isotopiques réalisées dans les eaux du massif de Cussac. Il est théoriquement possible de déterminer δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-léger</sub> à partir d'une seule mesure de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-cavité</sub> et pCO<sub>2-cavité</sub>. Cependant la variabilité saisonnière observée sur δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-cavité</sub> incite à calculer δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-léger</sub> par une moyenne des valeurs issues de deux estimations : l'une en hiver et l'autre en été.

La Figure V.14 présente les résultats de l'estimation de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-cavité</sub> en fonction des hypothèses retenues pour l'estimation de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-léger</sub> :

- une limite haute correspondant à une estimation basée sur le point de coordonnées (pCO<sub>2-cavité</sub> ; δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-cavité</sub>) le plus enrichi, mesuré à -20,63‰ le 20 février 2008. Il permet d'estimer δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>-léger</sub> à -22,31‰,

- une limite basse correspondant à une estimation basée sur le point de coordonnées ( $pCO_{2cavité}$  ;  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$ ) le plus appauvri, mesuré à -23,80‰ le 27 août 2008. Il permet d'estimer  $\delta^{13}C_{CO_2-léger}$  à -23,90‰,
- une moyenne correspondant à la minimisation de l'écart entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées ; basée sur deux points (12 septembre 2008 et 5 janvier 2009).

Cette dernière hypothèse aboutit à l'estimation de  $\delta^{13}C_{CO_2-léger}$  à -23,26‰.



**Figure V.14 : Modélisation de  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$ . Le membre léger est défini par une  $pCO_2$  égale à 7% et un  $\delta^{13}C_{CO_2}$  estimé à partir d'un ou de deux couple(s) de valeur  $pCO_{2cavité}$  ;  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$ .**

La Figure V.14 met en lumière la difficulté d'estimer par une équation de mélange à la fois les valeurs enrichies et appauvries. En comparaison, la relation logarithmique présentée sur la Figure V.13 permet une estimation acceptable de  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$  sur l'ensemble de la gamme de valeurs. L'ajustement d'une relation logarithmique est spécifique à la cavité étudiée et peut en décrire les variations plus fidèlement. L'estimation de  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$  à partir d'une équation de mélange ne permet pas d'atteindre ce degré de fidélité.

Cependant, et contrairement à l'estimation de  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$  par ajustement d'une relation logarithmique avec  $pCO_{2cavité}$ , l'estimation basée sur un mélange d'air peut être exportée vers d'autres systèmes. De plus, l'estimation de  $\delta^{13}C_{CO_2-cavité}$  à partir d'une équation de mélange peut être réalisée avec un petit nombre de mesures réparties au cours de l'année, contrairement à l'ajustement d'une relation logarithmique qui nécessite un nombre de mesures plus important afin de minimiser l'incertitude.

### V.B.3.3. Estimation régionale du $\Delta^{13}C_{CO_2}$ -léger par l'équation de mélange

La Figure V.15 présente les valeurs de couples  $pCO_2$ cavité et  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -cavité pour les grottes de Cussac, Les Combarelles, Font de Gaume et Lascaux., toutes situées en Dordogne dans un même contexte hydroclimatique.

Les caractéristiques du membre léger sont déterminées comme suit :

- $pCO_2$ léger doit être supérieure à  $pCO_2$ cavité maximale enregistrée. Nous avons conservé une  $pCO_2$  de 7%,
- $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger résulte de la minimisation de l'écart entre  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -cavité mesuré et  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -cavité calculé en prenant en compte l'ensemble des valeurs.

La valeur de  $\delta^{13}C_{CO_2}$ -léger est de -23,29‰, calculée à partir de l'ensemble des mesures sur les quatre grottes. Elle est très proche de celle calculée à partir des mesures de la grotte de Cussac seule (-23,26‰). Cette valeur pourrait être assimilée à une tendance régionale. D'autres mesures devraient être testées en provenance d'autres cavités, notamment en dehors du Périgord afin de valider le modèle. Plus encore, des mesures concernant les faibles  $pCO_2$  (inférieures à 0,3%) devraient permettre d'affiner la modélisation.

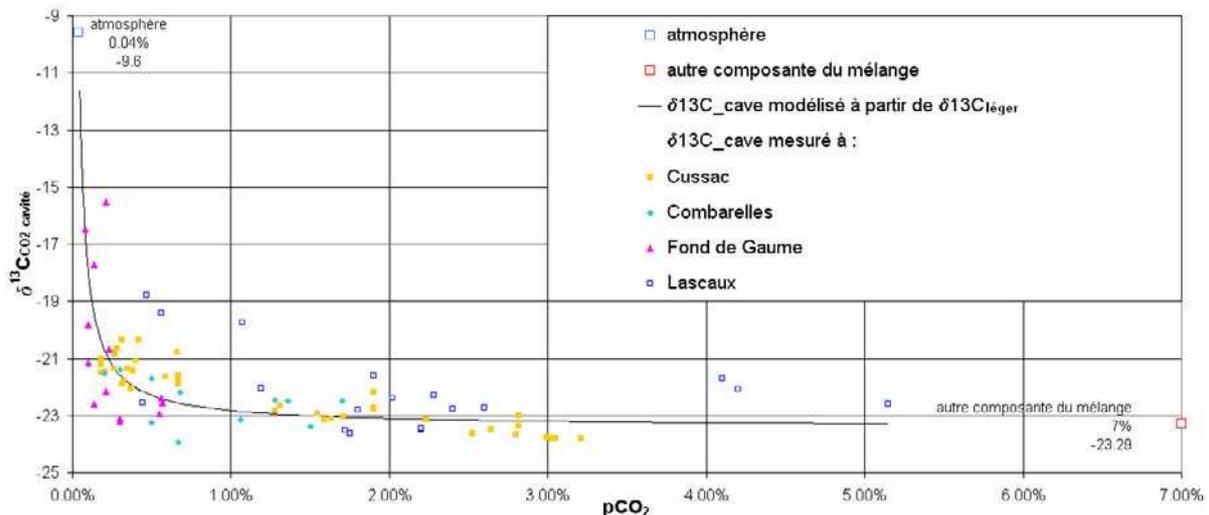


Figure V.15 : Ajustement d'une signature isotopique régionale de l'air des cavités.

## **V.C. Utilisation des mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ dans les eaux karstiques pour l'estimation de la pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst**

L'objectif de cette partie de l'étude est d'améliorer l'estimation de la pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst proposée en IV.B.3.1 par l'utilisation du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux ayant séjournées dans l'épikarst.

Nous proposons une méthode pour la prise en compte des effets, sur le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ , de la variation du CMTD de l'eau au cours de son transit dans les différents compartiments du karst. Ces variations sont dues aux processus de dégazage et de précipitation qui ont été décrits au chapitre IV. La méthode permet de reconstituer le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst qui est comparé au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger défini et calculé en V.B.2.3 pour aboutir, sous certaines hypothèses, à une estimation de la pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst.

La méthode développée peut être également appliquée aux eaux qui subissent des processus de dégazage et de précipitation à l'exutoire (effet de site) afin d'améliorer la représentativité de la mesure du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ .

### **V.C.1. Formulaire**

Les expressions fondamentales utilisées dans cette partie de l'étude sont rassemblées ici pour offrir une vision d'ensemble. L'équation de distillation de Rayleigh communément utilisée dans le cadre des échanges calco-carboniques est également rappelée. Les expressions proposées permettent de mieux appréhender la méthode proposée dans le développement ultérieur de ce chapitre.

#### *V.C.1.1. L'équation de distillation de Rayleigh*

La variation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  est jusqu'à présent estimée au moyen de l'équation de distillation de Rayleigh présentée par équation (V.29). Certaines équipes ont publié à de nombreuses reprises les résultats de leurs modélisations fondées sur l'équation de distillation (MICKLER et al. 2006 ; DREYBRODT, 2008 ; ROMANOV et al. 2008 ; MUHLINGHAUS et al. 2007, 2009 ; SCHOLZ et al. 2009). Cette équation est par ailleurs utilisée par le logiciel PHREEQC. L'équation de RAYLEIGH (SALOMONS et MOOK, 1986) se présente sous la forme de l'équation (V.29) :

$$(V.29) \Delta^{13}C_{\text{CMTD}(t)} = \Delta^{13}C_{\text{CMTD}(t_0)} * \left( \frac{\text{HCO}_3(t)}{\text{HCO}_3(t_0)} \right)^{-1}$$

$$\text{avec } \bar{\alpha} = \frac{1}{2} * \left( \alpha_{\text{CaCO}_3/\text{HCO}_3} + \alpha_{\text{CO}_2/\text{HCO}_3} \right)$$

L'équation de Rayleigh permet d'estimer le  $\delta^{13}C_{\text{CMTD}}$  avant les processus de dégazage et de précipitation aboutissant au  $\delta^{13}C_{\text{CMTD}}$  mesuré en considérant la variation de bicarbonate. Elle comporte cependant deux défauts.

Premièrement cette formulation repose sur une hypothèse forte :  $\delta^{13}C_{\text{CMTD}} = \delta^{13}C_{\text{HCO}_3}$  pour un pH proche de 8 pour lequel  $\text{HCO}_3$  représente près de 97% du CMTD. Cette hypothèse devient de plus en plus contestable à mesure que la gamme de pH des eaux dans leur état initial (avant dégazage et précipitation) s'éloigne de pH=8 (cf. Figure V.5).

Deuxièmement l'estimation de la variation de  $\delta^{13}C_{\text{CMTD}}$  repose presque exclusivement sur le paramètre  $\bar{\alpha}$ . Le calcul de  $\bar{\alpha}$  suppose que la diminution de la concentration en bicarbonate est causée à parts égales par le dégazage et la précipitation.

L'équation de Rayleigh est bien adaptée à une estimation rapide du signal isotopique de l'eau avant qu'elle n'ait subi des processus de dégazage et de précipitation, car elle considère l'ensemble du processus sans hypothèse sur l'état de saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite. Cette équation ne permet pas de retrouver avec précision le  $\delta^{13}C$  d'eaux dégazées n'ayant pas subi de phénomène de précipitation tels que nous avons pu les observer dans le système de Cussac. Enfin, cette approche manque de finesse quant à la qualification des variations des  $\delta^{13}C$  des différentes formes du CMTD.

#### *V.C.1.2. Expressions de $\delta^{13}C$ des espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques*

Les mesures correspondent au  $\Delta^{13}C_{\text{CMTD}}$  des eaux. Celui-ci est fonction des  $\Delta^{13}C$  des formes du CMTD comme exposé dans l'équation (V.30):

$$(V.30) \delta^{13}C_{\text{CMTD}} = a_0 * \delta^{13}C_{\text{H}_2\text{CO}_3} + a_1 * \delta^{13}C_{\text{HCO}_3} + a_2 * \delta^{13}C_{\text{CO}_3}$$

$$\text{avec } a_0 = \frac{\text{H}_2\text{CO}_3}{\text{CMTD}} \text{ et } a_1 = \frac{\text{HCO}_3}{\text{CMTD}} \text{ et } a_2 = \frac{\text{CO}_3}{\text{CMTD}}$$

Il est possible avec l'équation (V.11) d'exprimer  $\Delta^{13}\text{C}$  de chaque forme du CMTD en fonction de  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ . Auquel cas  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  est calculé par l'équation (V.31).

$$(V.31) \delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}} = a_0 * \left[ \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} + \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2} + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} * \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2} \right] \\ + a_1 * \left[ \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} + \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2} + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} * \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2} \right] \\ + a_2 * \left[ \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} + \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2} + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} * \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2} \right]$$

Cette expression aboutit au calcul direct par l'équation (V.32) de  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  en fonction de  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$

$$(V.32) \delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} * \left[ a_0 * (1 + \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2}) + a_1 * (1 + \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2}) + a_2 * (1 + \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2}) \right] \\ + a_0 * \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2} + a_1 * \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2} + a_2 * \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2}$$

et inversement au calcul de  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  en fonction de  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  par l'équation (V.33):

$$(V.33) \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}} - a_0 * \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2} - a_1 * \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2} - a_2 * \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2}}{a_0 * (1 + \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2}) + a_1 * (1 + \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2}) + a_2 * (1 + \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2})}$$

Depuis cette forme, si l'on exprime  $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  en fonction d'une des espèces du CMTD avec l'équation (V.34) issue de l'équation (V.11).

$$(V.34) \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \frac{\delta^{13}\text{C}_i - \varepsilon_{i/\text{CO}_2}}{1 + \varepsilon_{i/\text{CO}_2}} \text{ avec } i = \{\text{H}_2\text{CO}_3 ; \text{HCO}_3 ; \text{CO}_3\}$$

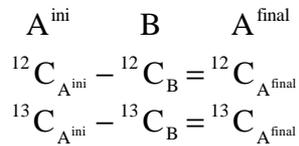
Ainsi le calcul de  $\Delta^{13}\text{C}_i$  pour chacune des espèces du CMTD peut se faire par l'équation (V.35).

$$(V.35) \delta^{13}\text{C}_i = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}} * (1 + \varepsilon_{j/\text{CO}_2}) + \varepsilon_{j/\text{CO}_2} * (a_j + a_k) - a_j * \varepsilon_{j/\text{CO}_2} - a_k * \varepsilon_{k/\text{CO}_2}}{a_0 * (1 + \varepsilon_{\text{H}_2\text{CO}_3/\text{CO}_2}) + a_1 * (1 + \varepsilon_{\text{HCO}_3/\text{CO}_2}) + a_2 * (1 + \varepsilon_{\text{CO}_3/\text{CO}_2})}$$

Avec j et k se rapportant aux termes des deux autres formes du CMTD (par exemple si  $i=\text{H}_2\text{CO}_3$  alors  $j=\text{HCO}_3$  et  $a_j=a_1$  et  $k=\text{CO}_3$  et  $a_k=a_2$ )

V.C.1.3. Calcul des  $\delta^{13}\text{C}$  consécutifs à la formation d'une espèce B à partir d'une espèce A

Lors de la création d'une espèce B à partir d'une partie d'une espèce A, le rapport isotopique n'est pas conservé et un fractionnement isotopique intervient pour favoriser ou défavoriser le départ de  $^{13}\text{C}$ . Le fractionnement d'une partie d'une espèce A vers une espèce B est schématisé tel que :



En combinant les équations (V.4) et (V.5) on aboutit à l'équation (V.36).

$$(V.36) \quad \varepsilon_{\text{B/A}} + 1 = \alpha_{\text{B/A}} = \frac{\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}\right)_{\text{B}}}{\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}}\right)_{\text{A}^{\text{ini}}}} = \frac{{}^{13}\text{C}_{\text{B}} * {}^{12}\text{C}_{\text{A}^{\text{ini}}}}{{}^{13}\text{C}_{\text{A}^{\text{ini}}} * {}^{12}\text{C}_{\text{B}}}$$

En considérant que la quantité totale de carbone  ${}^t\text{C}$  est telle que  ${}^t\text{C} = {}^{12}\text{C} + {}^{13}\text{C}$  on peut écrire les équations (V.37) et (V.38):

$$(V.37) \quad {}^{13}\text{C}_{\text{B}} = \frac{{}^t\text{C}_{\text{B}} * {}^{13}\text{C}_{\text{A}^{\text{ini}}} * \left(1 + \varepsilon_{\text{B/A}}\right)}{{}^t\text{C}_{\text{A}^{\text{ini}}} + {}^{13}\text{C}_{\text{A}^{\text{ini}}} * \varepsilon_{\text{B/A}}}$$

et

$$(V.38) \quad {}^{12}\text{C}_{\text{B}} = {}^t\text{C}_{\text{B}} - {}^{13}\text{C}_{\text{B}}$$

Avec en corollaire le calcul des quantités d'isotope  $^{12}\text{C}$  et  $^{13}\text{C}$  dans A à partir des équations (V.39) et (V.40):

$$(V.39) \quad {}^{13}\text{C}_{\text{A}^{\text{final}}} = {}^{13}\text{C}_{\text{A}^{\text{ini}}} - {}^{13}\text{C}_{\text{B}}$$

et

$$(V.40) \quad {}^{12}\text{C}_{\text{A}^{\text{final}}} = {}^t\text{C}_{\text{A}^{\text{final}}} - {}^{13}\text{C}_{\text{A}^{\text{final}}}$$

## **V.C.2. Conséquences des variations du CMTD sur la signature isotopique des eaux**

Une eau mesurée à une émergence karstique peut avoir dégazé en amont du point de prélèvement. En effet la configuration de l'émergence ne permet pas toujours de prélever les eaux avant leur dégazage à l'air libre. De plus un dégazage voire un regazage peut intervenir au sein même du massif en fonction des pCO<sub>2</sub> rencontrées par l'eau comme nous l'avons vu au chapitre précédent. À la suite du dégazage, voire simultanément, les eaux peuvent aussi précipiter du carbonate solide. Ces variations du CMTD vont influencer la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  qui ne sera plus représentative des conditions existant à l'intérieur du massif.

Cette partie de l'étude expose les corrections appliquées aux mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  dans le cadre des variations dues au dégazage et à la précipitation. Cependant, nous n'aborderons pas le cas de la dissolution de carbonate.

Les modifications de la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  par mélange de masse d'eau de différentes origines ne sont pas abordées dans cette première phase de recherche, elles pourront l'être à l'issue de ce travail.

En lien avec les « chemins » de l'eau dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc) décrits en IV.A.3.1, nous présenterons les conséquences des conditions de dégazage et précipitation sur la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ .

Les conditions d'écoulement dans le massif, précédant l'émergence des eaux, peuvent modifier la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  notamment dans le cadre d'un regazage. Ce cas de figure est également abordé sur certaines mesures réalisées à la source Farfal.

### *V.C.2.1. Cadre générale d'application*

La Figure V.16 présente un cas théorique général simplifié d'une eau ayant subi un dégazage puis une précipitation de calcite. La température est fixée à 12,8°C. Sont présents sur cette figure 4 points caractéristiques correspondant aux états successifs de l'eau considérée dans cet exemple au cours d'un transit dans la zone non saturée. Ces points sont, dans l'ordre :

- le point (S) correspondant à l'état de saturation vis-à-vis de la calcite antérieure au processus de dégazage et précipitation, la pCO<sub>2</sub>sat est de 7,21%, ISc est égale à 0 et la concentration en HCO<sub>3</sub> est de 500 mg/L,
- Le point (D) correspondant à l'état dégazé maximum dans un nouveau milieu à plus faible pCO<sub>2</sub> et en l'absence de précipitation intermédiaire, la pCO<sub>2</sub> est de 1,77%, ISc est maximum et égale à 0,61 et la concentration en HCO<sub>3</sub> est toujours de 500 mg/L,

- Le point (P) correspondant à un nouvel état d'équilibre entre les phases gazeuse, liquide et solide après précipitation de calcite, la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  est de 1,77%,  $I\text{Sc}$  est égale à 0 et la concentration en  $\text{HCO}_3$  est de 300 mg/L,

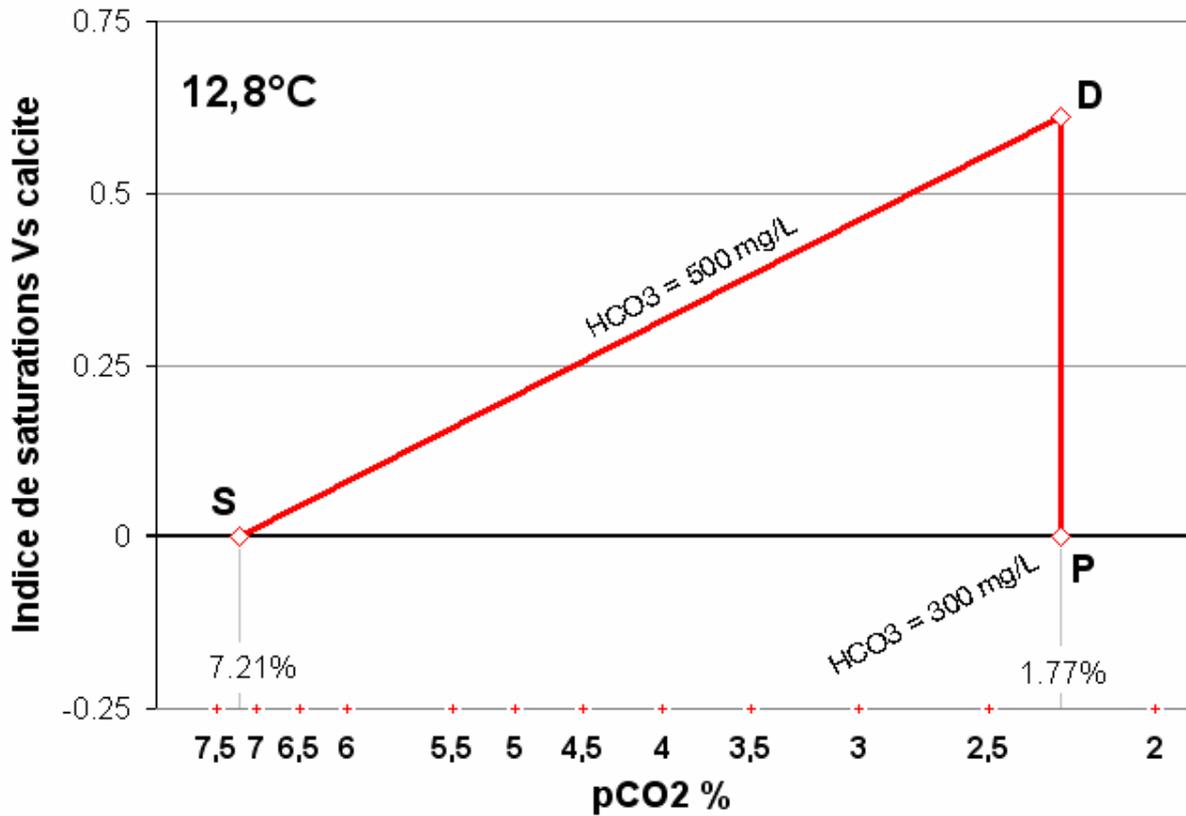


Figure V.16 : Cas théorique général simplifié d'une eau à 12,8°C transitant entre deux milieux à  $p\text{CO}_2$  égale à 7,21% puis 1,77%.

Les coefficients  $a_0$ ,  $a_1$  et  $a_2$  doivent être calculés aux points (S), (D), (P) à partir des équations (IV.10) à (IV.12). On remarque que le calcul des coefficients  $a_0$ ,  $a_1$  et  $a_2$  fait appel aux coefficients d'activité ionique  $\gamma_{\text{HCO}_3}$  et  $\gamma_{\text{CO}_3}$ . Ceux-ci sont dépendants de la force ionique elle-même influencée par la concentration en  $\text{CO}_3$  déterminée par le coefficient  $a_2$ . La référence circulaire ainsi engendrée est résolue par itération.

Les coefficients  $a_0$ ,  $a_1$  et  $a_2$  permettent pour (S), (D), et (P) de calculer les concentrations des différentes formes du CMTD. Les équations (V.41) à (V.44) présentent ces calculs pour le point (S) :

$$(V.41) \text{H}_2\text{CO}_3_{(s)} = K_0 * p\text{CO}_2_{(s)}$$

$$(V.42) \text{CMTD}_{(s)} = \frac{\text{H}_2\text{CO}_3_{(s)}}{a_0(s)}$$

$$(V.43) \text{HCO}_3(s) = \text{CMTD}(s) * a_1(s)$$

$$(V.44) \text{CO}_3(s) = \text{CMTD}(s) * a_2(s)$$

Dans l'exemple théorique général simplifié d'une eau ayant subi un dégazage puis une précipitation de calcite présenté dans la Figure V.16, nous prenons comme point de départ un air dont la pCO<sub>2</sub> est égale à 7,21% et δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> est égal à -23‰ pour une température de 12,8°C. La valeur de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> correspond à δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub>(s)}</sub> c'est-à-dire le δ<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> de l'air en équilibre avec l'eau au point (S) lorsque ISc est égal à 0. Le δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD(s)}</sub> est égale à -16,97‰, il est calculé par l'équation (V.32). Les δ<sup>13</sup>C des formes du CMTD sont calculés par l'équation (V.35) et sont telles que δ<sup>13</sup>CH<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = -24,09‰, δ<sup>13</sup>CHCO<sub>3</sub> = -13,90‰ et δ<sup>13</sup>CCO<sub>3</sub> = -15,90‰.

Les parties V.C.2.2 et V.C.2.3 traitent particulièrement des conséquences du dégazage et de la précipitation sur le calcul de δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD</sub>. Elles s'appuient sur la Figure V.17 qui présente l'évolution du δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD</sub> au cours de l'évolution de l'eau de l'exemple de la Figure V.16. La Figure V.17 présente également les valeurs de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> de l'air avec lequel l'eau est en équilibre. Ces valeurs ne sont données que pour des états d'équilibre vis-à-vis de la calcite. De même les points représentant les δ<sup>13</sup>C des formes du CMTD ne sont présentés que pour des états d'équilibre vis-à-vis de la calcite. Le CO<sub>2</sub> néoformé correspond au CO<sub>2</sub> dégazé par l'eau.

Les conséquences d'un regazage en l'absence de dissolution de calcite, c'est-à-dire une sous saturation vis-à-vis de la calcite lorsque augmente la pCO<sub>2</sub> de l'air avec lequel l'eau est en équilibre, est abordé en V.C.2.4. Ce processus n'est pas présenté sur la Figure V.16 ni sur la Figure V.17.

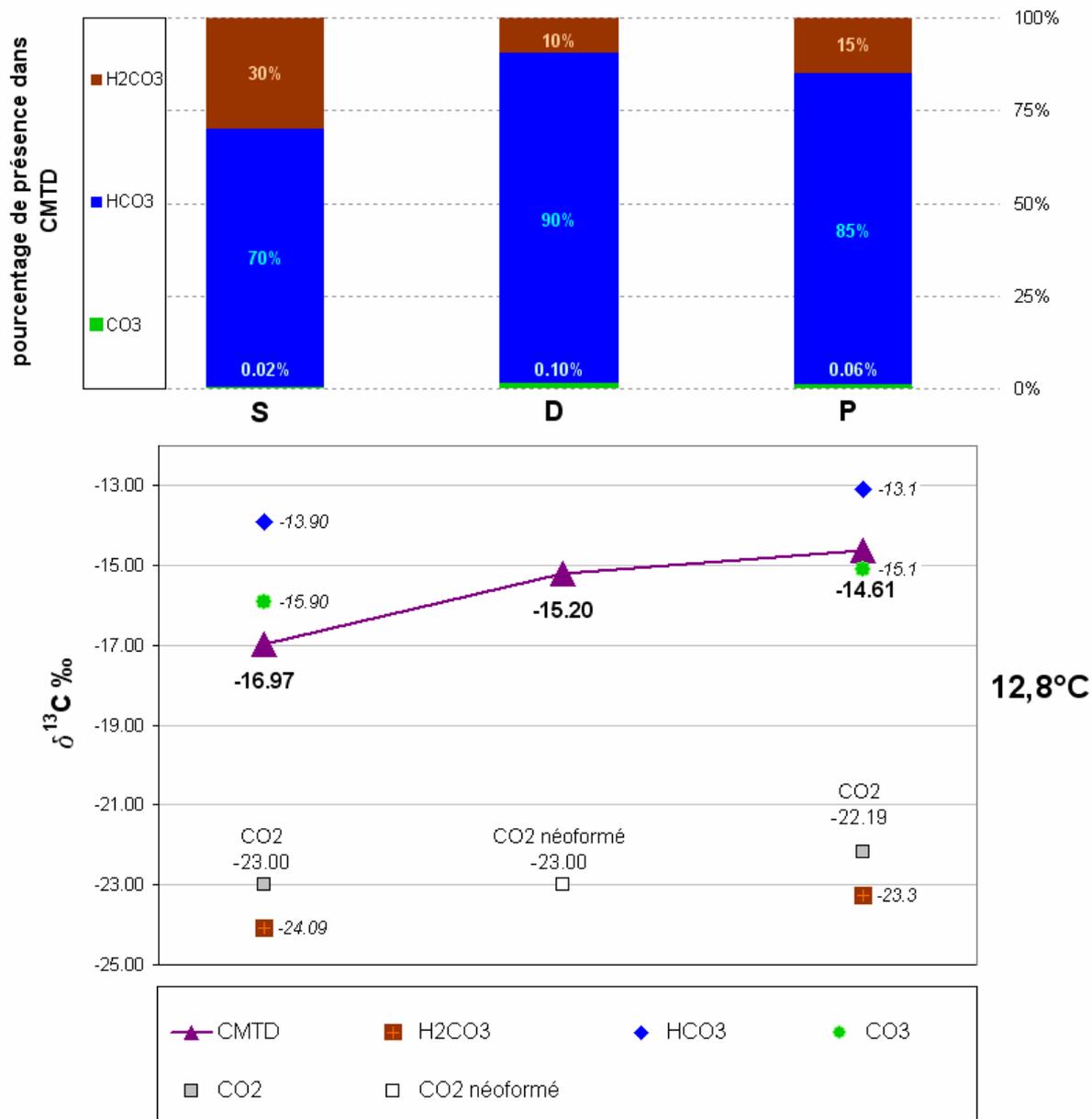


Figure V.17 : Cas théorique général simplifié des possibilités de modification du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  au cours d'une évolution décrite dans la Figure V.16. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  de l'air en équilibre avec l'eau et les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  des formes du CMTD ne sont données que pour des états de saturation vis-à-vis de la calcite.

### V.C.2.2. Conséquences d'un dégazage de CO<sub>2</sub>

Le dégazage (S→D) implique un export de matière sous forme de CO<sub>2</sub> depuis la phase liquide vers la phase gazeuse. La baisse du CMTD correspond au CO<sub>2</sub><sub>néoformé</sub> depuis H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (équation (V.45)) :

$$(V.45) \Delta CMTD = CMTD_{(D)} - CMTD_{(S)} = CO_{2\text{néoformé}}$$

Le CO<sub>2</sub><sub>néoformé</sub> est créé depuis la forme H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> lors du dégazage, ainsi les concentrations de <sup>13</sup>C<sub>néoformé</sub> et <sup>12</sup>C<sub>néoformé</sub> sont calculées avec les équations (V.37) et (V.38) en faisant intervenir ε<sub>CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></sub>. Le δ<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub><sub>néoformé</sub> est identique au δ<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> de l'air avec lequel l'eau était en équilibre au point (S), soit -23‰.

Le δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD</sub> est modifié par la création de CO<sub>2</sub><sub>néoformé</sub> et les équations (V.39) et (V.40) donnent les concentrations de <sup>13</sup>C<sub>CMTD (D)</sub> et <sup>12</sup>C<sub>CMTD (D)</sub> à partir desquelles est calculé δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD (D)</sub>. La valeur de δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD (D)</sub> est égale à -15,20‰, elle est moins négative que δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD (S)</sub> égal à -16,97‰ : le dégazage se traduit par un enrichissement du δ<sup>13</sup>C<sub>CMTD</sub> comme présenté sur la Figure V.17.

À l'issue du dégazage le H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> restant dans le CMTD est appauvri (cf. Figure V.1 en V.A.1.2). Cependant, comme cela est présenté dans la Figure V.5, l'augmentation du pH a pour conséquence une modification des proportions des formes du CMTD. La forme riche en <sup>13</sup>C du CMTD, c'est-à-dire la forme HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, devient prépondérante et représente 90% du CMTD (Figure V.17). La forme la plus pauvre en <sup>13</sup>C, c'est-à-dire H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, ne représente plus que 10% du CMTD.

**L'enrichissement du CMTD à l'issue du dégazage est dû à une nouvelle répartition des formes du CMTD.**

Il est possible de calculer une valeur de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub> (D)</sub>, cependant celle-ci ne représente pas le δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub> de l'air avec lequel les eaux sont en équilibre ; il s'agit d'une valeur transitoire pour une eau en déséquilibre vis-à-vis de la calcite.

### V.C.2.3. Conséquences d'une précipitation de calcite

La baisse de pH au cours de la précipitation (D→P) ne provoque pas de variations importantes de la répartition des formes du CMTD (Figure V.17) et la forme HCO<sub>3</sub> représente toujours 85% du CMTD. La précipitation intervient à pCO<sub>2</sub> constante donc pour une concentration de H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> constante. La variation de la concentration de CMTD correspond à la baisse des concentrations de CO<sub>3</sub> et de HCO<sub>3</sub> (équation (V.46)) :

$$\begin{aligned} \text{(V.46)} \quad \Delta\text{CMTD} &= \text{CMTD}_{(P)} - \text{CMTD}_{(D)} = \Delta\text{HCO}_3 + \Delta\text{CO}_3 \\ &= \text{HCO}_3_{(P)} - \text{HCO}_3_{(D)} + \text{CO}_3_{(P)} - \text{CO}_3_{(D)} \end{aligned}$$

La perte de <sup>13</sup>C depuis la phase liquide vers la phase solide correspond à la somme de :

- la perte de <sup>13</sup>C depuis CO<sub>3</sub> vers CaCO<sub>3</sub>, calculée avec l'équation (V.37) pour  $\varepsilon_{\text{CaCO}_3/\text{CO}_3}$ ,
- la perte de <sup>13</sup>C depuis HCO<sub>3</sub> vers CO<sub>3</sub>, calculée avec l'équation (V.37) pour  $\varepsilon_{\text{CO}_3/\text{HCO}_3}$ . Dans le modèle développé nous considérons que le CO<sub>3</sub> néoformé depuis HCO<sub>3</sub> est entièrement précipité en CaCO<sub>3</sub>, il n'y a donc pas lieu de tenir compte d'un second fractionnement.

Le modèle de précipitation est centré sur les variations des concentrations isotopiques de l'eau, il ne permet pas de déterminer le  $\delta^{13}\text{C}$  de la calcite précipitée.

La concentration <sup>13</sup>C<sub>CMTD (P)</sub> est calculée par l'équation (V.47):

$$\text{(V.47)} \quad {}^{13}\text{C}_{\text{CMTD (P)}} = {}^{13}\text{C}_{\text{CMTD (D)}} - {}^{13}\text{C}_{\text{perdu depuis CO}_3} - {}^{13}\text{C}_{\text{perdu depuis HCO}_3}$$

De façon similaire est calculée la concentration <sup>12</sup>C<sub>CMTD (P)</sub> pour aboutir au calcul de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD (P)}}$ . La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD (P)}}$  est égale à -14,61‰ elle est moins négative que  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD (D)}}$  égal à -15,20‰ : la précipitation de calcite se traduit par un enrichissement du <sup>13</sup>C<sub>CMTD</sub> comme présenté sur la Figure V.17.

À l'issue de la précipitation de calcite le HCO<sub>3</sub> restant dans le CMTD est enrichi et représente toujours 85% du CMTD.

**L'enrichissement du CMTD à l'issue de la précipitation de calcite est du à un enrichissement de la forme la plus présente.**

Pour un nouvel état de saturation vis-à-vis de la calcite, nous pouvons calculer par l'équation (V.32) le  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  de l'air avec lequel l'eau est en équilibre ainsi que, par l'équation (V.35), les  $\delta^{13}\text{C}$  des formes du CMTD. Ces résultats sont présentés sur la Figure V.17. La  $p\text{CO}_2$  de l'air au point (P) est de 1,77%, elle ont diminuée par rapport à la  $p\text{CO}_2$  de l'air au point (S) qui était de 7,21% et, parallèlement,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 (P)}$  est de -22,19‰, une valeur moins négative que  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 (S)}$  qui était de -23‰.

Les valeurs des  $\delta^{13}\text{C}$  des formes du CMTD sont elles aussi enrichies par rapport aux valeurs calculées au point (S). Elle sont telles que  $\delta^{13}\text{CH}_2\text{CO}_3 = -24,09\%$ ,  $\delta^{13}\text{CHCO}_3 = -13,90\%$  et  $\delta^{13}\text{CCO}_3 = -15,90\%$ .

Dans l'exemple illustré sur la Figure V.16 et sur la Figure V.17, l'eau évolue dans un système ouvert sur le  $\text{CO}_2$ , les valeurs des  $\delta^{13}\text{C}$  des formes du CMTD au point (P) sont liées à la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 (P)}$  par les coefficients de fractionnement comme cela est illustré sur la Figure V.3. Les coefficients présentés sur la Figure V.3 sont donnés à 20°C, ils sont thermo-dépendants et doivent être recalculés à 12,8°C comme le montre la Figure V.4.

#### *V.C.2.4. Conséquences d'un regazage*

À l'issue de la précipitation de calcite menant au point P sur la Figure V.17 pour une  $p\text{CO}_2$  égale à 1,77%, l'eau peut transiter vers un milieu dont la  $p\text{CO}_2$  est plus élevée, par exemple 3,00%. En l'absence de dissolution de calcite l'eau devient sous saturée vis-à-vis de la calcite avec un  $\text{Isc}$  égal à -0,23 (calculée pour une  $p\text{CO}_2\text{eq}$  de 3,00% et une concentration en bicarbonate de 300 mg/L).

Dans le cadre d'un regazage, les équations présentées ne peuvent s'appliquer directement car une variation de CMTD négative apparaît dans l'équation (V.45). Il faut alors prendre en compte le  $\delta^{13}\text{C}$  de l'air dans lequel évolue l'eau lors des échanges conduisant au regazage que nous écrivons  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ regazage}}$ . L'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ regazage}}$  repose sur l'hypothèse d'une baisse de la  $p\text{CO}_2$  par mélange avec l'atmosphère extérieure. Les méthodes exposées en V.B.2.1 sont appliquées pour calculer  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ regazage}}$  en fonction du taux de mélange entre l'atmosphère extérieure et l'air dont la  $p\text{CO}_2$  est égale à 3,00% dans lequel évoluent les eaux. Le regazage a pour conséquence un appauvrissement du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  qui est égal à -15,49‰.

#### V.C.2.5. Mise en œuvre de la méthode

La méthode vise à déterminer les caractéristiques du CO<sub>2</sub> de l'air (pCO<sub>2</sub> et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) avec lequel une eau était en équilibre avant les processus de gazage ou dégazage et de précipitation et en l'absence de processus de dissolution de carbonate ou de mélange avec une autre eau. Il s'agit d'une méthode d'inversion pour estimer les conditions de départ d'un processus dont les caractéristiques finales sont connues.

Prenons pour exemple la mesure de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  effectuée sur une eau à l'équilibre vis-à-vis de la calcite pour laquelle sont connus  $\text{HCO}_3(\text{P})$ ,  $\text{pH}(\text{P})$ ,  $\text{pCO}_2\text{eq}(\text{P})$  et  $\text{ISc}(\text{P})$

La méthode se déroule en 5 étapes :

- 1) à partir d'une valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{S})}$ , les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD et de ses trois formes sont calculées au point (S),
- 2) pour un dégazage depuis  $\text{pCO}_2(\text{S})$  jusqu'à  $\text{pCO}_2(\text{D})$  avec  $\text{HCO}_3$  constant, la répartition des formes du CMTD est recalculée de même que les quantités de  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$  perdues par le CMTD,
- 3) les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD et de ses trois formes sont calculées au point (D),
- 4) pour une précipitation de calcite depuis  $\text{HCO}_3(\text{D})$  jusqu'à  $\text{HCO}_3(\text{P})$  avec  $\text{pCO}_2$  constant, la répartition des formes du CMTD est recalculée de même que les quantités de  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$  perdues par le CMTD,
- 5) les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD et de ses trois formes sont calculées au point (P).

La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  au point (P) calculée est comparée à la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  mesurée.

La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{S})}$  est modifiée par itération jusqu'à obtenir une égalité entre  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}(\text{P})}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  mesurée.

#### V.C.2.6. Les effets de la variation de $pCO_2$ et $I_{Sc}$ par une succession d'incrément

Dans le cadre d'un dégazage suivi d'une précipitation de calcite, nous avons jusqu'à présent considéré l'hypothèse d'un dégazage puis d'une précipitation en une seule étape. Cependant nous avons établi au chapitre IV que le processus de dégazage-précipitation peut être considéré comme une multitude d'incrément successifs. Les possibilités de variations de l'indice de saturation dans le repère ( $-\log(pCO_2)$ ;  $I_{Sc}$ ) en fonction des hypothèses de variation du pH et de la concentration en bicarbonate sont toujours nommés « chemin » (IV.A.3.1).

La Figure V.18 présente certains de ces chemins. L'estimation de  $\delta^{13}C_{CO_2(s)}$  telle que définie en V.C.2.2 et V.C.2.3 est influencée par les hypothèses proposées pour établir ces chemins, notamment à travers le calcul de la concentration en  $^{13}C$  à l'issue du dégazage et de la précipitation. Il est possible de faire varier les chemins entre les points S et P sur la partie A de la Figure V.18 en fonction de deux paramètres :

- le nombre d'incrément, c'est-à-dire d'étapes de dégazage et précipitation successives entre les points S et P
- la quantité de calcite précipitée au cours de chaque incrément. Nous fixons pour cela une baisse constante de la  $pCO_2$  entre chaque incrément

Nous prenons comme conditions initiales des valeurs arbitraires inspirées des résultats obtenus aux gours ouest : une eau en partie précipitée depuis un état initial correspondant aux valeurs moyennes observées en période estivale. Nous prenons comme critère une valeur à atteindre de  $\delta^{13}C_{CMTD(P)}$  égale à -10.28‰.

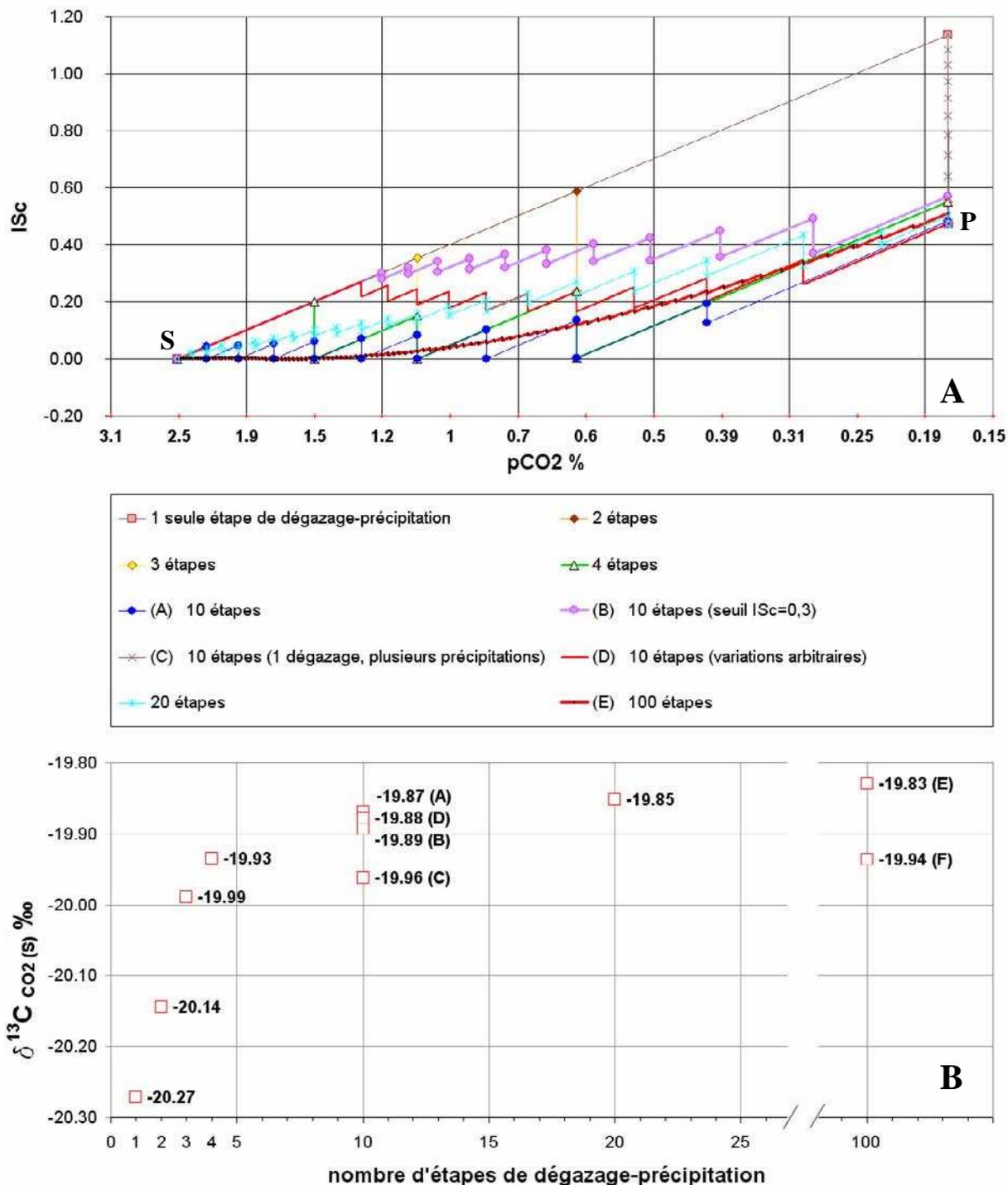


Figure V.18 : Conséquences sur le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{s})}$  des hypothèses envisagées pour la réalisation du processus de dégazage et de précipitation depuis un point (S) en équilibre vis-à-vis de la calcite vers un point (P) sursaturé.

Partie A : variations de ISC en fonction de la pCO<sub>2</sub> et de la concentration en bicarbonate. Les conditions de départ sont ISC=zéro pour 342mg/L et celles d'arrivée sont ISC=0.47 pour 198 mg/L et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}=-10.28\%$ .

Partie B : estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{s})}$ . A= retour à ISC=0, B=seuil ISC=0,3, C= dégazage unique et multiples précipitations, D=variations arbitraires, E=100 étapes, F=dégazage unique, 100 précipitations (F n'est pas présenté en partie A).

La partie B de la Figure V.18 illustre les conséquences de ces choix sur l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{s})}$  pour un nombre croissant d'incrément de 1 à 4 avec un retour à  $\text{ISc}=0$  à chaque incrément. De plus, pour 10 incréments nous avons considéré quatre hypothèses :

- un retour à  $\text{ISc}=0$  à chaque incrément (cas A),
- un démarrage de la précipitation conditionnée au dépassement d'une valeur seuil de 0,3 pour l' $\text{ISc}$  (cas B),
- un dégazage total et instantané suivi de plusieurs étapes de précipitation (cas C),
- un chemin hautement improbable déterminé arbitrairement (cas D).

Trois autres hypothèses ont été éprouvées à titre d'exemple pour illustrer la variété des chemins possibles. L'une avec 20 incréments de précipitations déterminés pour former une droite moyenne entre l'état initial et l'état final. La seconde et la troisième font intervenir 100 incréments :

- un dégazage et une précipitation de 1% de la valeur totale à chaque incrément (cas E),
- un dégazage total et instantané suivi de plusieurs étapes de précipitation (cas F).

On observe une stabilisation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{s})}$  autour d'une valeur de  $-19,87 \pm 0,03$  ‰ (pour les hypothèses de départ décrites sur la Figure V.18) dès 10 incréments. La quantité de calcite précipitée à chaque incrément influe peu sur l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{s})}$ .

De plus l'écart entre une estimation basée sur une seule itération et une estimation basée sur 100 itérations n'est que de 0,44‰.

Nous avons souligné au chapitre précédent la difficulté voire l'impossibilité de connaître le chemin de l'eau dans le repère ( $-\log(\text{pCO}_2\text{eq})$  ;  $\text{ISc}$ ). Le nombre d'étapes de dégazage et de précipitation avec un retour possible à l'équilibre vis à vis de la calcite ne peut lui non plus être connu avec certitude.

Toutefois le dégazage et la précipitation subis par l'eau entre deux états connus peuvent être résumés à une « étape unique équivalente » ne faisant intervenir qu'un dégazage total et une précipitation totale. L'erreur générée par cette hypothèse simplificatrice nécessaire est une minoration de la valeur estimée de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{s})}$  pouvant atteindre 0,44‰. Cet écart doit être mis en perspective avec l'incertitude sur la mesure de  $\delta^{13}\text{C}$ .

### ***V.C.3. Application de la méthode pour l'estimation de l'évolution de l'eau et de l'air dans les différents compartiments du karst***

À l'instar de la  $p\text{CO}_2$  qui a été définie pour les différents compartiments de la zone non saturée, il est possible de déterminer les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  pour certains de ces compartiments par la méthode d'inversion du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  développée en V.C.2. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst sont estimées à partir de deux types d'émergences : les eaux provenant directement du compartiment épikarstique et les eaux provenant de la zone de transmission dont l'évolution dans la zone non saturée a été décrite au chapitre IV.

Cependant l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  ne peut être réalisée que pour des valeurs de  $p\text{CO}_{2\text{sat}}$  (cf. V.C.2.3). De ce fait, seules les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et de l'air de la partie amont de la zone de transmission sont calculées à partir des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  mesurées. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  dans ces deux compartiments sont comparées pour vérifier le potentiel de ce paramètre pour la discrimination de l'origine des écoulements.

Les variations temporelles de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  font apparaître un comportement spécifique lors des crues. Plusieurs hypothèses sont envisageables pour déterminer les causes de ces variations. Elles s'appuient sur une comparaison des variations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  avec les variations de l'indice de saturation et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-cavité}}$ .

#### *V.C.3.1. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ dans l'épikarst et la zone de transmission*

\* Estimation  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'épikarst à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux issues du compartiment épikarstique

Les eaux de la source épikarstique sur le site de Cussac subissent un dégazage important avant de pouvoir être prélevées. Les eaux de l'écoulement du SAS1 de la grotte de Lascaux présentent un cas de figure similaire (LOPEZ, 2009).

Nous avons exposé en V.C.2.2 les conséquences d'un dégazage sur le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ . Ainsi les mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  réalisées dans les eaux de la source épikarstique ou de l'écoulement du SAS1 ne sont pas directement représentatives des conditions d'écoulement à l'intérieur du massif. Il faut donc corriger l'influence du dégazage pour déterminer les caractéristiques isotopiques initiales de l'eau et de l'air dans lequel elle circule. L'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst doit prendre en compte les effets du dégazage à l'émergence.

Le tableau présente les valeurs statistiques de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst calculées à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux sur le site de Cussac au cours du cycle 2008-2009 (source épikarstique, 8 mesures) et sur le site de Lascaux au cours du cycle 2003-2004 (écoulement du SAS1, 11 mesures) et rappelle les valeurs de  $\text{pCO}_2\text{sat}$ .

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} \text{‰}$	source épikarstique de Cussac	écoulement du SAS1 de Lascaux
minimum	-22.70	-22.50
moyenne	-20.97	-20.72
maximum	-18.88	-18.98
C.V.	- 0.057	- 0.051
$\text{pCO}_2\text{sat}$ modèle %	3.93%	4.76%

**Tableau V.7 : Caractéristiques statistiques des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et de  $\text{pCO}_2\text{sat}$  de l'air de l'épikarst sur les sites de Cussac et Lascaux.**

Les deux émergences ont des valeurs statistiques très proches malgré leur éloignement spatial et temporel. Cette proximité peut être expliquée par la similitude des contextes hydrogéologiques et climatiques entre ces deux émergences. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst est de  $-20,85 \pm 0,13 \text{‰}$  en moyenne sur les sites de Cussac et Lascaux. Il varie dans une gamme très étendue de  $-22,70 \text{‰}$  à  $-18,88 \text{‰}$ , soit  $3,62 \text{‰}$ .

\* L'estimation  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'épikarst à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source Farfal provenant de la zone de transmission

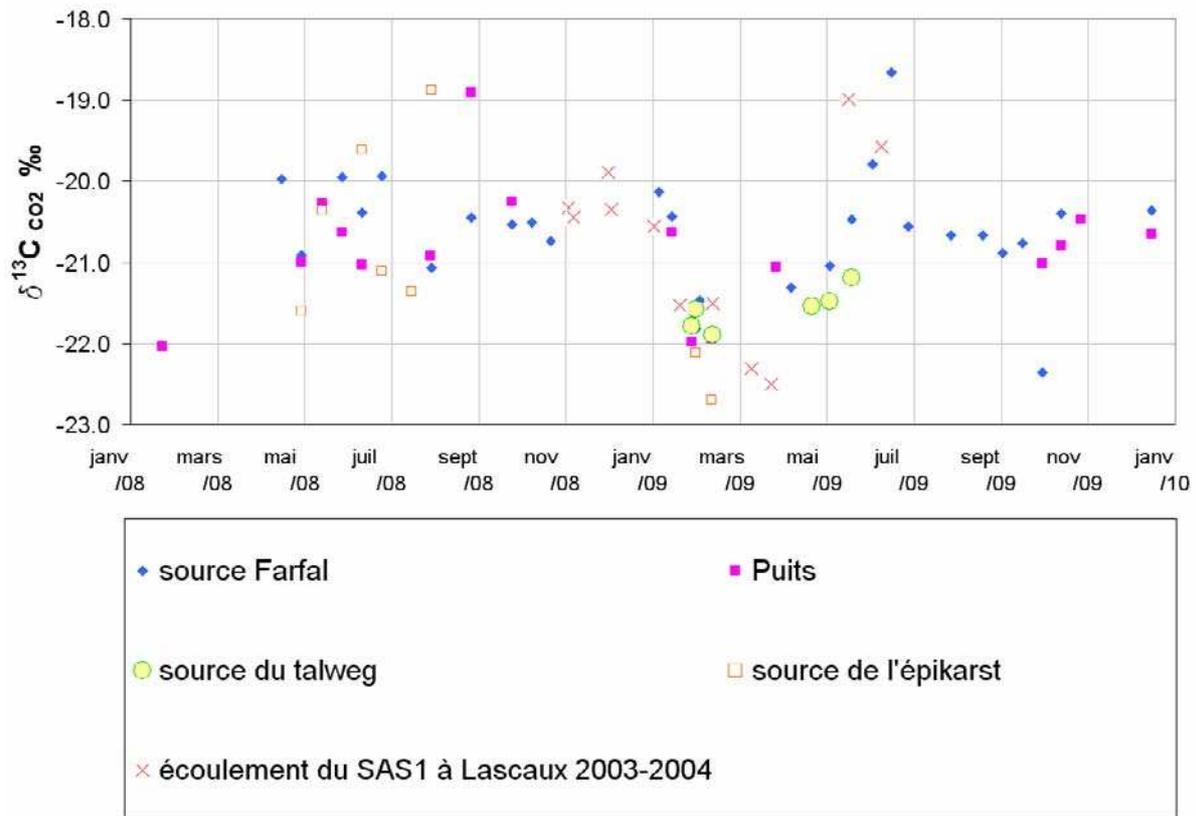
Le chapitre IV a proposé un schéma de l'évolution des eaux aboutissant au puits et à la source Farfal. Ce schéma suppose l'acquisition d'une concentration en bicarbonate dans l'épikarst sous l'effet d'une  $\text{pCO}_2$  élevée jusqu'à un équilibre vis-à-vis de la calcite, puis un dégazage et la précipitation de calcite dans la partie amont de la zone de transmission jusqu'à un nouvel équilibre vis-à-vis de la calcite. Enfin, un dégazage ou un regazage intervient en partie aval de la zone de transmission. Ce schéma est repris dans l'exemple présenté sur la Figure V.16 et sur la Figure V.17.

À partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source Farfal et du puits il est également possible de recalculer le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst.

Le calcul se base sur une estimation de la concentration en bicarbonate, qui aurait été celle de l'eau de la source Farfal dans l'épikarst, avant l'étape de dégazage et précipitation dans la partie amont de la zone de transmission. Les valeurs intrinsèques des eaux de la source épikarstique de Cussac ont été directement reprises :  $pCO_{2sat} \text{ modèle} = 3,93\%$  et  $HCO_3^- \text{ modèle} = 400 \text{ mg/L}$ .

Conformément à la méthode présentée en V.C.2 les conséquences du dégazage et de la précipitation dans la partie amont de la zone de transmission sur la valeur de  $\delta^{13}C_{MTD}$  sont prises en compte. Le second dégazage, voire le regazage pour certaines mesures de la source Farfal, est également pris en compte.

Les valeurs de  $\delta^{13}C_{CO_2}$  de l'air de l'épikarst calculées à partir des eaux de la source de l'épikarst de Cussac, de la source Farfal de Cussac et du puits de la grotte de Cussac et de l'écoulement du SAS1 de la grotte de Lascaux sont présentées dans la Figure V.19. Notons que la mesure du 3 juin 2008 n'est pas prise en compte et semble liée à une erreur de mesure. Les valeurs de  $\delta^{13}C_{CO_2}$  de l'air de l'épikarst calculées à partir des eaux de la source du talweg de Cussac ont été ajoutées. Elles sont calculées en ne prenant en compte qu'un dégazage à l'émergence.



**Figure V.19 : Estimation du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'épikarst en fonction des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  au puits dans la cavité, à la source Farfal, et aux sources du talweg et de l'épikarst. Les mesures de l'écoulement du SAS1 de Lascaux de 2003 et 2004 sont ramenées en 2008 pour comparaison.**

L'ensemble des estimations converge vers une valeur moyenne de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst de  $-20,82\text{‰}$ . Les valeurs varient de  $18,663\text{‰}$  à  $-22,70\text{‰}$  pour un écart type de  $0,86\text{‰}$ . Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst calculées à partir de mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  d'eaux provenant de l'épikarst et qui ont transité par la zone de transmission sont similaires aux valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst calculées à partir de mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  d'eaux provenant directement l'épikarst.

Les valeurs sont relativement stables au cours de l'année et ne semblent pas montrer de variations saisonnières. Les faibles valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst de fin janvier 2009 à début mars 2009 pourraient être dues à un comportement particulier lors de la crue de janvier 2009 qui sera détaillé en V.C.3.3. Les mesures issues des prélèvements réalisés à Lascaux de 2003 à 2004 ne sont pas concernées par cette crue. Ils présentent pourtant eux aussi des valeurs plus faibles de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst. La tendance plus négative au printemps 2009 n'est pas visible au printemps 2008

\* Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission

Les eaux de la source Farfal et du puits atteignent un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite dans la partie amont de la zone de transmission. À partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source Farfal et du puits il est possible de connaître le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission.

Il n'est toutefois pas possible d'estimer le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de la partie aval de la zone de transmission en l'absence d'état d'équilibre vis-à-vis de la calcite dans cette partie.

Le tableau présente les caractéristiques statistiques des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission, obtenues sur le site de Cussac au cours du cycle 2008-2009 à partir de la source Farfal (30 mesures) et du puits (16 valeurs).

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ‰	source Farfal de Cussac	puits dans la grotte de Cussac
minimum	-22.12	-21.72
moyenne	-20.44	-20.60
maximum	-18.43	-18.73
C.V.	- 0.048	- 0.034
pCO <sub>2</sub> sat modèle %	2.47%	2.50%

**Tableau V.8 : Caractéristiques statistiques des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et de pCO<sub>2</sub>sat de l'air de la partie amont de la zone de transmission sur le site de Cussac.**

Les moyennes des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission sont similaires d'une émergence à l'autre. La gamme de variation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la partie amont de la zone de transmission s'étend -22,12‰ à -18,73, soit 3,39‰. Elle est presque aussi étendue que la gamme de variation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst.

V.C.3.2. Comparaison de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air dans l'épikarst et dans la partie amont de la zone de transmission.

La partie V.C.3.1 a présenté les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et de la partie amont de la zone de transmission. Ces valeurs sont calculées à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source Farfal et des hypothèses sur les conditions d'écoulement de ces eaux dans le massif de Cussac. La Figure V.20 présente ces résultats au cours du cycle 2008-2009. Les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst calculées à partir du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source de l'épikarst ne sont pas présentées sur la Figure V.20, elles sont similaires à celles calculées à partir du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source Farfal comme l'a montré la Figure V.19.

Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  des différentes parties de la zone non saturée sont assez proches les unes des autres. L'influence de l'évolution de l'eau dans ces différentes atmosphères se révèle donc assez minime.

Sur le site de Cussac, l'origine et les conditions d'écoulements des eaux de la source de l'épikarst et de la source Farfal sont connus à la suite des travaux présentés aux chapitres II, III et IV. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la zone non saturée n'est pas assez variable d'un compartiment à l'autre pour permettre une discrimination de l'origine d'une eau dont les conditions d'écoulement ne sont pas parfaitement connues.

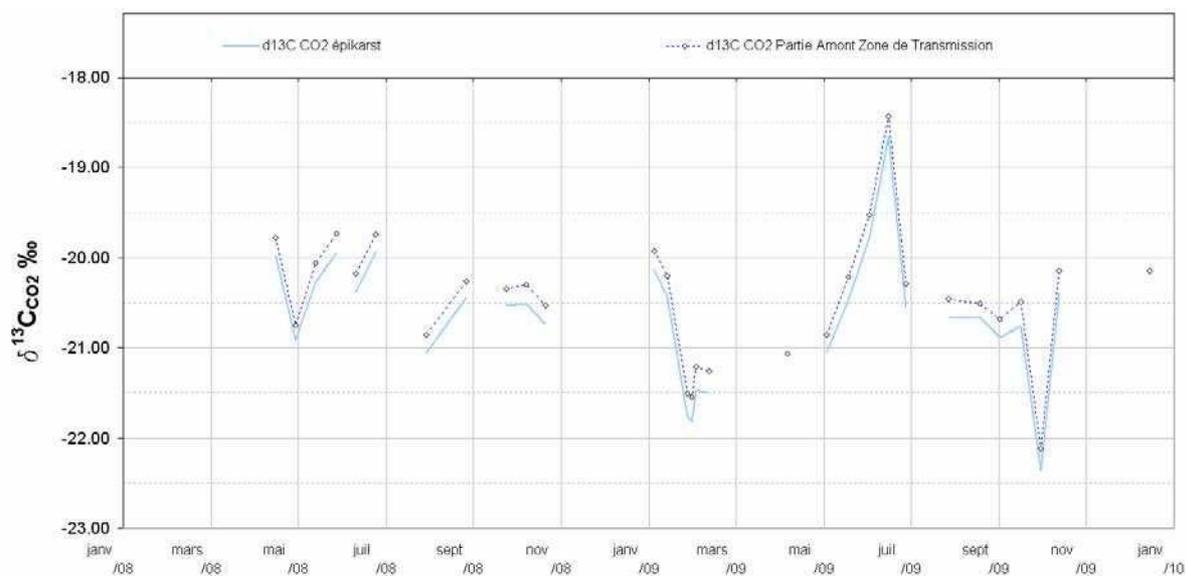


Figure V.20 : Variations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  dans les différentes parties de la zone non saturée. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  sont calculées à partir des valeurs mesurées de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  dans des eaux de la source Farfal.

### V.C.3.3. Variations dans le temps et au cours des crues de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'air de l'épikarst

La reconstitution de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst à partir de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  mesuré à la source Farfal prend en considération à la fois l'état de saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite et la concentration en bicarbonate de l'eau. La Figure V.21 compare les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  de la source Farfal et les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst estimées à partir des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ . L'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air n'est pas une simple transposition des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ .

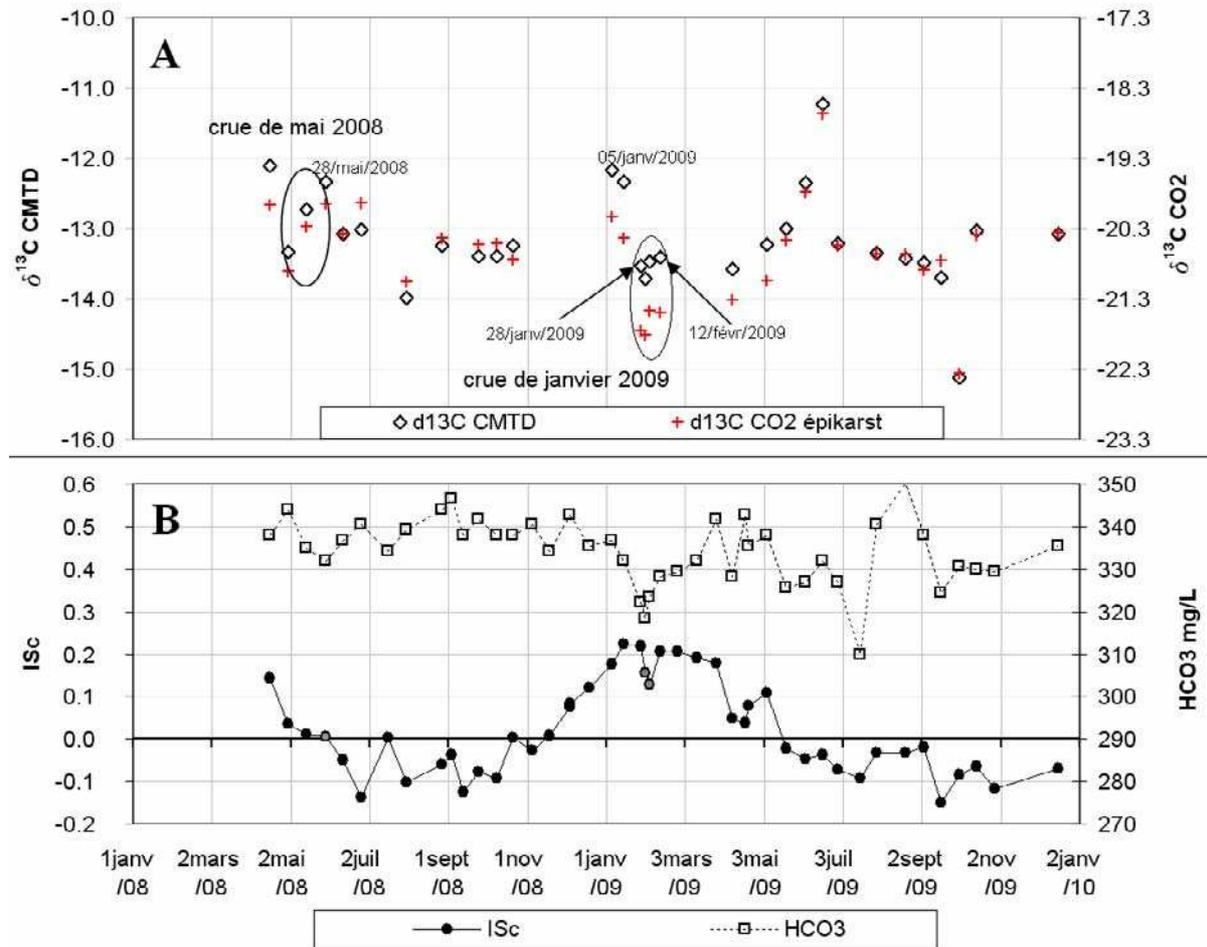


Figure V.21 : Partie A : comparaison de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  mesuré à la source Farfal et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'épikarst estimé (partie haute). Partie B : valeurs de l'Isc et de la concentration en bicarbonate sur lesquelles se base l'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'épikarst.

La crue de fin janvier 2009 fait apparaître une baisse de la valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ .

De début janvier à début avril les eaux de la source Farfal ont un Isc élevé, proche de 0,2 et témoignent d'un dégazage important dans la partie aval de la zone de transmission. Ce dégazage se traduit le 5 et le 14 janvier par un enrichissement du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  qui passe à -12,16‰ le 5 janvier au lieu de -13,2‰ le 21 octobre (la mesure précédente). Au contraire les

valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  du 28 janvier au 12 février sont dans la gamme de -13,5‰ et montrent un appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  par rapport aux valeurs précédentes. Cet enrichissement peut être interprété comme :

- une participation d'eaux plus appauvries venant de l'épikarst,
- une conséquence d'un air plus appauvri dans l'épikarst.

LOPEZ (2009) observe un signal équivalent dans les eaux de l'écoulement du SAS1 de la grotte de Lascaux et l'interprète par une influence plus grande, lors des crues, des eaux issues de l'épikarst en système ouvert sur le  $\text{CO}_2$ . Au contraire, les valeurs plus élevées de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  observées lors des premiers écoulements seraient la conséquence d'une évolution longue en milieu fermé. Il n'est pas possible de transposer cette interprétation au système de Cussac considéré complètement ouvert sur le  $\text{CO}_2$ .

En l'absence de preuves d'un mélange depuis des eaux issues d'un compartiment épikarstique, la baisse de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  serait, à Cussac, imputable à une baisse de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  dans l'épikarst. Les mécanismes aboutissant à une telle baisse ne sont pas connus de façon certaine. Les mesures réalisées dans la cavité (V.B.2.3) montrent pour le 28 janvier une baisse importante de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger qui se mélange à l'atmosphère extérieure pour former l'air de la cavité (Figure V.12). Cette baisse a été interprétée (V.B.2.3) comme une chasse d'air appauvri lors de l'entrée des eaux de pluies dans le système karstique. L'air appauvri ainsi déplacé peut influencer l'air de l'épikarst et imprimer rapidement à une eau déjà minéralisée un marquage isotopique plus négatif par le biais d'un échange gaz-liquide. Ces eaux évoluent par la suite dans le reste du massif comme cela a été décrit jusqu'à maintenant.

Une telle hypothèse implique de considérer un temps de séjour en partie amont de la zone de transmission assez court. Au cours de la crue de janvier, les pluies intenses débutent le 22 du mois et des eaux appauvries sont mesurées dès le 28. Les chroniques disponibles sont trop peu nombreuses et avec une résolution trop faible pour confirmer cette hypothèse.

Par ailleurs les mesures effectuées lors de la crue de fin mai 2008 ne montrent pas de variations significatives de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ . Cette différence de comportement n'est pas expliquée et peut être la conséquence de la conjonction de plusieurs dissemblances :

- une RFU moins rechargée en mai qu'en janvier (68% au lieu de 88%) témoignant d'un système moins réactif.
- un ISc égal à zéro le 28 mai au lieu de 0,2 en janvier.
- une baisse moins importante du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger en mai (Figure V.12).

#### **V.C.4. Comparaison des valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ du membre léger et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'air de l'épikarst**

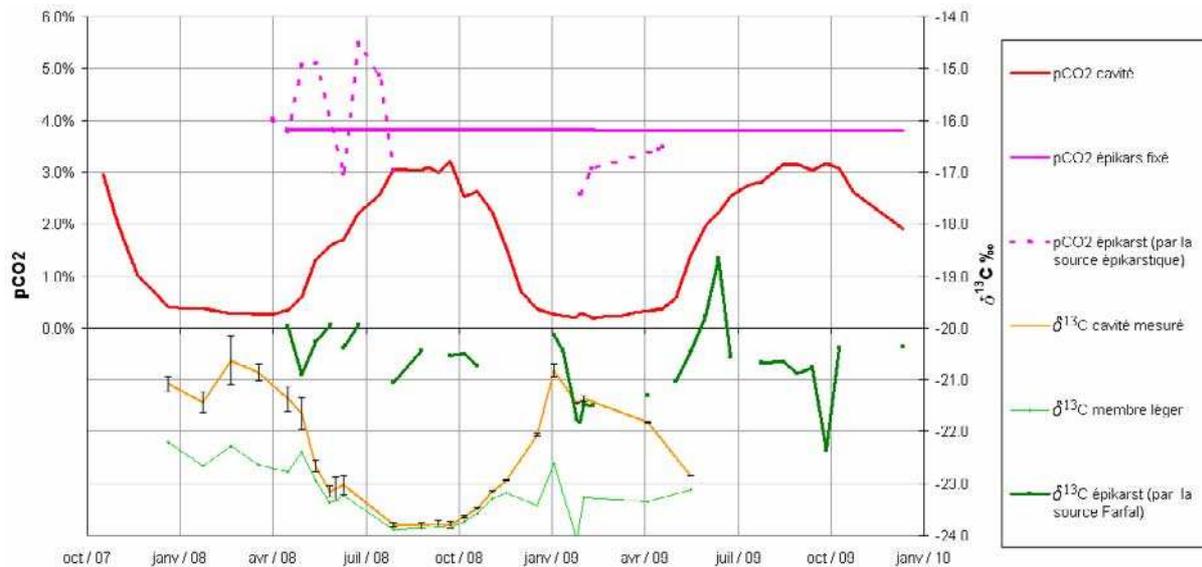
Le membre léger mélangé avec l'atmosphère extérieure pour aboutir à l'air de la grotte de Cussac n'est pas localisé avec certitude dans le système karstique. Le  $\text{CO}_2$  appauvri étant produit par la respiration des plantes et par l'activité bactérienne, il paraît intuitif de localiser le membre léger dans le sol de couverture, voire dans l'épikarst. Cette hypothèse appelle la comparaison des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger calculées en V.B.2.3 par rapport aux valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst calculées en V.C.3.1.

L'écart entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger peut être réduit en ajustant la valeur de la  $\text{pCO}_2\text{eq}$  de départ des eaux dégazées des émergences issues de l'épikarst. Cette valeur de  $\text{pCO}_2\text{eq}$  permet d'améliorer l'estimation, au chapitre IV, de la  $\text{pCO}_2$  de l'air de l'épikarst effectuée par la  $\text{pCO}_2\text{sat}$ , la borne minimum des  $\text{pCO}_2$  rencontrées par les eaux au cours de leur évolution dans le massif.

##### *V.C.4.1. L'écart entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de l'air de l'épikarst et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ du membre léger*

La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger a été calculée en V.B.2.3 à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la cavité. Le calcul est basé sur l'estimation de la  $\text{pCO}_2$  du membre léger. Toutefois une estimation grossière est suffisante et l'imprécision sur la  $\text{pCO}_2$  du membre léger influe peu sur  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger. Nous reprenons dans la Figure V.22 les valeurs de la Figure V.12 calculées pour une  $\text{pCO}_2$  du membre léger de 7%. La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger est variable au cours de l'année.

La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst a été calculée en V.C.3.1 à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source Farfal. Le calcul fait intervenir une étape de dégazage et de précipitation des eaux dans la partie amont de la zone de transmission depuis des valeurs en équilibre vis-à-vis de la calcite dans l'épikarst pour une  $\text{pCO}_2\text{sat}$  de 3,93%. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst sont aussi calculées directement à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de la source de l'épikarst de Cussac et des eaux de l'écoulement du SAS1 de Lascaux. Le calcul fait intervenir uniquement un dégazage depuis  $\text{pCO}_2\text{sat}$ . La valeur de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst est relativement stable au cours de l'année.



**Figure V.22 : Valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst estimées à partir de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux de l'écoulement du SAS1 de Lascaux, de la source épikarstique de Cussac et de la source Farfal de Cussac, comparées aux valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger estimées à partir de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la grotte de Cussac pour une pCO2 du membre léger de 7%.**

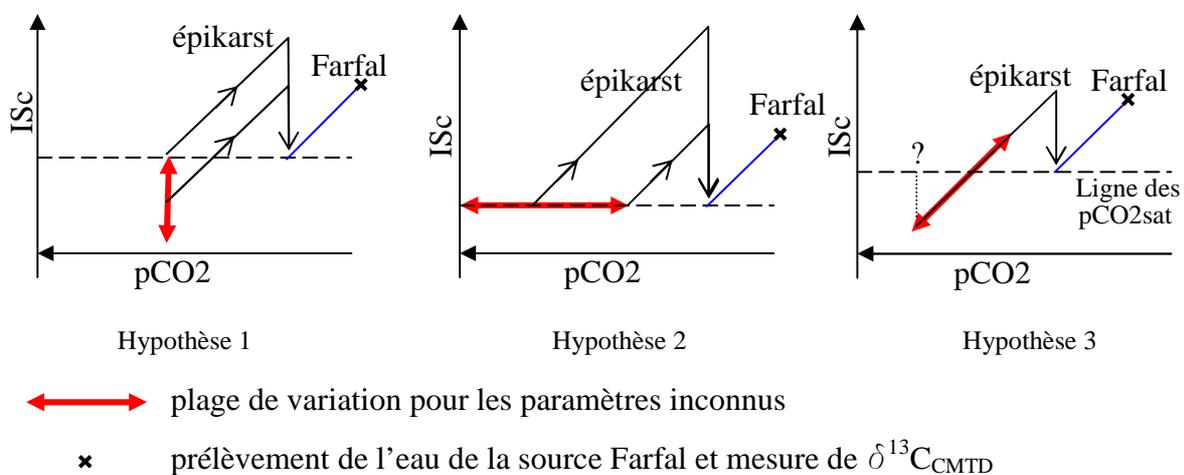
L'écart entre les estimations du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger varie de 2‰ à 3‰.

Cet écart est lié aux hypothèses nécessaires au calcul de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  à partir des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ . Prenons l'exemple d'une eau qui séjourne dans l'épikarst où elle acquiert une certaine concentration en bicarbonate. Elle transite ensuite par la partie amont de la zone de transmission, où elle dégaze et précipite de la calcite jusqu'à atteindre un état d'équilibre vis-à-vis de la calcite sous l'effet de la pCO2sat modèle de la source Farfal de 2,47% et une concentration HCO3 modèle de 341 mg/L. Elle transite dans la partie aval de la zone de transmission, où elle dégaze, puis elle émerge à la source Farfal.

Trois hypothèses sont envisageables et sont décrites par la Figure V.23 pour son état d'équilibre vis-à-vis de la calcite lors de son séjour dans l'épikarst :

- hypothèse 1 : la pCO2 de l'air de l'épikarst est connue. la concentration en bicarbonate de l'eau et son état de saturation vis-à-vis de la calcite sont inconnus. L'eau peut être sous saturée car elle n'a pas épuisé tout son potentiel de karstification,

- hypothèse 2 : l'eau dans l'épikarst est en équilibre vis-à-vis de la calcite. La concentration en bicarbonate de cette eau et la  $pCO_{2sat}$  associée à cette concentration sont inconnues. La valeur de la concentration en bicarbonate de l'eau dans l'épikarst détermine l'ampleur du dégazage et de la précipitation jusqu'à l'état d'équilibre vis-à-vis de la calcite jusqu'à la  $pCO_{2sat}$  modèle de la source Farfal,
- hypothèse 3 : la concentration en bicarbonate de l'eau dans l'épikarst est connue. La  $pCO_{2eq}$  de l'eau et son état de saturation vis-à-vis de la calcite sont inconnus, l'eau peut être sous saturée car elle n'a pas épuisé tout son potentiel de karstification pour une  $pCO_{2eq}$  correspondant à la  $pCO_2$  de l'air de l'épikarst.



**Figure V.23 : hypothèses sur l'état d'équilibre d'une eau dans l'épikarst et qui évolue dans les différents compartiments du karst vers la source Farfal. Hypothèse 1, la  $pCO_2$  de l'air l'épikarst est connue,  $HCO_3$  et l'état de saturation de l'eau vis-à-vis de la calcite sont inconnus. Hypothèse 2, l'eau est à l'équilibre vis-à-vis de la calcite,  $HCO_3$  et  $pCO_{2sat}$  de l'eau dans l'épikarst sont inconnues. Hypothèse 3,  $HCO_3$  de l'eau dans l'épikarst est connue, la  $pCO_{2eq}$  et l'état de saturation de l'eau dans l'épikarst sont inconnus.**

L'hypothèse 1 n'est pas envisagée à Cussac dans la mesure où la  $pCO_2$  de l'air de l'épikarst est le paramètre recherché.

Nous nous sommes basés, en V.C.3, sur l'hypothèse 2 que nous avons précisée grâce aux mesures réalisées à la source de l'épikarst présentée au chapitre IV. L'eau est supposée à l'équilibre vis-à-vis de la calcite, pour une  $pCO_{2sat}$  de 3,93% et une concentration en bicarbonate  $HCO_3$  modèle de 400 mg/L (cf. Tableau IV.2). Ces valeurs conduisent, par la méthode d'inversion présentée en V.C.2.5, et pour l'hypothèse 2, à un écart non négligeable entre le  $\delta^{13}C_{CO_2}$  de l'air de l'épikarst et le  $\delta^{13}C_{CO_2}$  du membre léger.

Toutefois, la  $p\text{CO}_2^{\text{sat}}$  de l'eau de la source de l'épikarst est la borne minimum de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst. Il est possible de minimiser l'écart entre les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  en considérant des eaux à l'équilibre vis-à-vis de la calcite pour des  $p\text{CO}_2^{\text{sat}}$  plus élevées. Ce calcul aboutit cependant à une aberration puisque la  $p\text{CO}_2^{\text{sat}}$  de l'eau de la source de l'épikarst devrait être de 160%, avec une concentration en bicarbonate de 1600 mg/L, pour que le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst soit égal au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger.

Il est possible de minimiser l'écart entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger en se basant sur l'hypothèse 3, pour une concentration en bicarbonate dans l'eau de la source de l'épikarst égale à  $\text{HCO}_3$  modèle, soit 400 mg/L. Considérer des eaux sous-saturées dans l'épikarst permet d'affiner l'estimation de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst.

#### *V.C.4.2. Estimation de la $p\text{CO}_2$ dans l'épikarst à partir des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ selon l'hypothèse 3*

La  $p\text{CO}_2^{\text{sat}}$  est la borne minimum des  $p\text{CO}_2$  rencontrées par une eau avant que ne débutent les processus de dégazage et de précipitation. La  $p\text{CO}_2$  nécessaire à une égalité entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger, que nous pouvons nommer  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$ , est une estimation de la  $p\text{CO}_2$  dans l'épikarst.

La  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$  correspond à la  $p\text{CO}_2^{\text{eq}}$  des eaux dans l'épikarst. La différence entre cette valeur et  $p\text{CO}_2^{\text{sat}}$  de la source Farfal (2,47%) détermine l'ampleur du dégazage à prendre en compte à l'étape 2 de la méthode présentée en V.C.2.5.

Dans le cadre de l'hypothèse 3, la concentration en bicarbonate de l'eau dans l'épikarst est supposée égale à  $\text{HCO}_3$  modèle, soit 400 mg/L. La différence entre cette concentration et la concentration en bicarbonate de l'eau de la source Farfal ( $\text{HCO}_3$  modèle égale 341 mg/L à la source Farfal) détermine l'ampleur de la précipitation à prendre en compte à l'étape 4 de la méthode présentée en V.C.2.5.

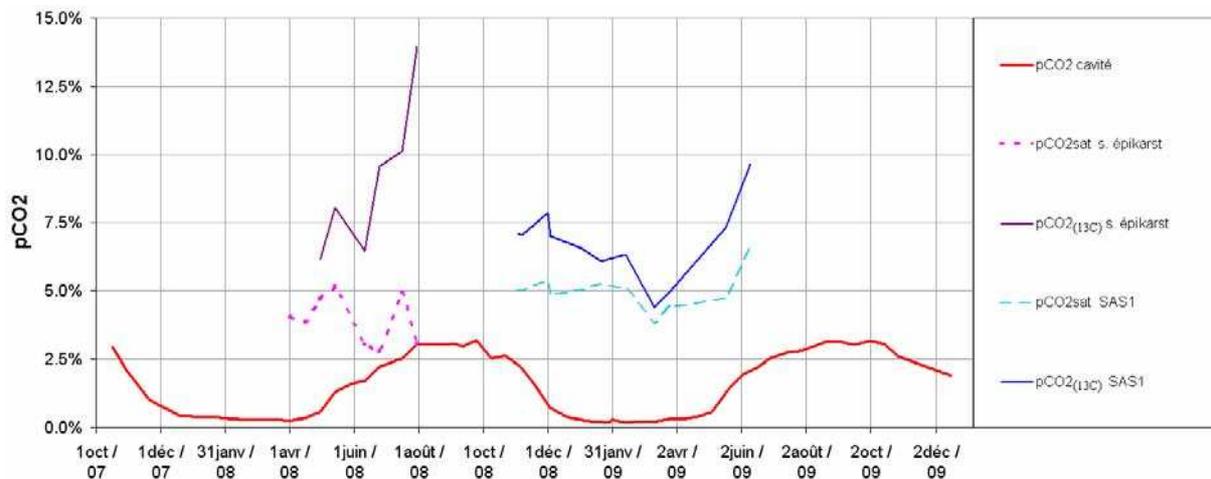
La  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$  est modifiée par itération jusqu'à obtenir :

- égalité entre  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  mesuré et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  calculé, (conformément au principe de la méthode présentée en V.C.2.5),
- égalité entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger

Les valeurs de  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$  varient fortement, de 6,2% à 14,0% à Cussac et de 4,5% à 9,6% à Lascaux. Les valeurs sont plus élevées en été et plus faibles en hiver.

Les eaux sont sous saturées vis-à-vis de la calcite avec un  $\text{ISc}$  variant de -0,12 à -0,65 à la source de l'épikarst de Cussac et de -0,05 à -0,19 à l'écoulement du SAS1 à Lascaux.

La Figure V.24 présente les valeurs de la  $p\text{CO}_2\text{sat}$  et de la  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$  pour les eaux de la source de l'épikarst de Cussac et les eaux de l'écoulement du SAS1 de Cussac (mesurées au cours du cycle 2004-2005 et rapporté au cycle 2008-2009). La  $p\text{CO}_2$  de l'air de la cavité est également présentée à titre de comparaison.



**Figure V.24 : Valeurs de  $p\text{CO}_2\text{sat}$  et  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$  pour les eaux de la source de l'épikarst de Cussac et de l'écoulement du SAS1 de Lascaux (mesures de 2003-2004 rapportées au cycle 2008-2009)**

Des valeurs autour de 10% ne sont pas exceptionnelles dans un épikarst sous couvert forestier (FORD et WILLIAMS, 2007). De plus des valeurs élevées de  $p\text{CO}_2$ , jusqu'à 9%, ont été mesurées sur le site de Lascaux, dans les remplissages sédimentaires et dans la cavité (LOPEZ, 2009). Les estimations de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst par  $p\text{CO}_2_{(13\text{C})}$  se situent dans cette gamme, à l'exception de la mesure du 30 juillet 2008 à la source de l'épikarst qui montre une  $p\text{CO}_2$  à 14%.

## V.D. Conclusions sur l'estimation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ à partir des mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ .

Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la grotte de Cussac permet de confirmer l'entrée de l'atmosphère extérieure riche en  $^{13}\text{C}$  pendant la période hivernale. Pour une estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  et de la  $\text{pCO}_2$  du membre léger (tel qu'il a été défini en V.B.1.1), les équations de mélange permettent de modéliser l'air d'une cavité à partir de mesures de  $\text{pCO}_2$ . Appliquée à Cussac, la méthode permet une bonne restitution des valeurs mesurées de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ . La combinaison des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de plusieurs cavités présentes à proximité de la grotte de Cussac (grottes de Font de Gaume, des Combarelles, de Lascaux) permet l'estimation d'une valeur régionale de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -léger à -23,29‰.

Les mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  réalisées aux émergences sont influencées par les variations du CMTD dues à l'évolution de l'eau dans le massif ou à l'émergence. Le dégazage induit un enrichissement relatif en  $^{13}\text{C}$  du CMTD du fait de la modification de la répartition des formes du CMTD. La précipitation de calcite se traduit par un enrichissement général du CMTD et de chacune de ses formes. L'influence d'un regazage intervenant avant l'émergence de l'eau hors du système karstique se traduit par un appauvrissement du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$ . Ces variations doivent être corrigées pour une estimation des caractéristiques isotopiques réelles des eaux au sein du massif karstique. Ces corrections conditionnent l'utilisation ultérieure des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  dans les modèles de mélange de masses d'eau.

Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la zone non saturée déterminé à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  montre une relative constance de ce paramètre dans l'épikarst et dans la partie amont de la zone de transmission. Les variations observées lors des événements pluvieux semblent indiquer des déplacements de masses d'air au sein de la zone non saturée.

La reconstitution du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de la zone non saturée à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  est complémentaire des estimations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger. La combinaison de ces deux estimations permet une amélioration de la définition de la  $\text{pCO}_2$  de l'air de l'épikarst :

- Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger est assimilé au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst.  
L'estimation de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  du membre léger à partir des mesures de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de

la cavité (méthode développée en V.B.2.3) est peu influencée par l'incertitude sur la pCO<sub>2</sub> du membre léger,

- La pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst est reconstituée à partir des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMTD}}$  des eaux issues de l'épikarst et des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de l'air de l'épikarst dans l'hypothèse d'une sous saturation des eaux dans l'épikarst.

La borne minimum de la pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst a été déterminée entre 3,0% et 5,2% à l'issue du chapitre IV (Figure IV.19). Le chapitre V s'accorde avec ces valeurs et aboutit à une estimation de la pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst entre 6,2% et 14% à Cussac avec des valeurs plus élevées en été.

Ces estimations permettent de mieux prendre en compte les conséquences d'une modification des conditions d'écoulement dans le compartiment épikarstique. Par exemple, un temps de séjour plus long pour des pCO<sub>2</sub> de cet ordre produirait des eaux plus minéralisées qui pourraient précipiter plus de calcite dans le reste de la zone non saturée, y compris dans la grotte de Cussac.

## *CONCLUSIONS GÉNÉRALES*

La grotte de Cussac est une cavité ornée découverte en 2000 dans le Périgord. Elle s'inscrit dans les calcaires du Campanien supérieur au sein d'un aquifère karstique perché présentant une zone non saturée de grandes dimensions et une petite zone saturée. Le site se distingue par la présence d'une grotte pénétrable présentant de fortes variations aérologiques et la proximité de plusieurs émergences, réparties dans et autour de la grotte et dans plusieurs compartiments du karst. La grotte est de plus liée à la source Farfal, l'émergence principale de l'aquifère.

La première partie de notre étude a été de replacer la grotte dans son contexte géologique et hydrogéologique. L'objectif était d'acquérir une meilleure compréhension des écoulements en milieu karstique pour la protection de la grotte. L'étude de l'aérologie de la cavité a permis d'établir un modèle de ses échanges avec l'atmosphère extérieure. L'analyse des chroniques de débit corrélé au suivi hydrochimique a conduit à une estimation de la vulnérabilité du système et de ses réactions aux conditions climatiques (pluies, étiages). Un schéma global des écoulements et de leurs liens avec la grotte est avancé à l'issue de cette étude.

Suite à cette première partie de l'étude, nous disposons de nombreuses mesures et échantillons qui participent à une base de données sur les caractéristiques physiques et chimiques des écoulements du système karstique de la grotte de Cussac. Certains axes de recherche pourraient apporter un complément intéressant pour la compréhension du système.

L'étude spécifique du  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ , couplée avec les mesures de pluviométrie et de débit permettrait de mieux définir la relation pluie-débit. Par ailleurs les concentrations en silice et en carbone organique total n'ont pas encore été mesurées dans les échantillons réalisés sur les émergences du système. Elles amèneraient des précisions sur les temps de séjour dans le massif.

Pour aller plus loin que l'utilisation des outils classiques pour l'étude des aquifères karstiques nous avons souhaité étudier les écoulements hydrologiques et aérologiques à travers l'une des spécificités du système karstique : l'interdépendance des phases gazeuse, liquide et solide.

Nous avons développé une méthode de reconstitution des conditions d'écoulements en milieu karstique basée sur les paramètres calco-carboniques. La manipulation des équations d'équilibre calco-carbonique met en lumière un paramètre jusqu'ici peu utilisé : la pression partielle de CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) à saturation vis-à-vis de la calcite, interprétée comme la pCO<sub>2</sub> de l'air de la zone non saturée, avant les perturbations éventuelles à l'exutoire, ou au cours de la circulation dans le massif. Il s'agit là d'un paramètre intrinsèque à chaque émergence qui permet de caractériser le massif karstique. Appliquée à Cussac, la méthode aboutit à un modèle conceptuel du système dans lequel la dissolution intervient aujourd'hui dans l'épikarst. La circulation dans les fissures et conduits déjà existants entraîne des évasions successives de CO<sub>2</sub> dissout dans l'eau (ou dégazage) à mesure que faiblissent les pCO<sub>2</sub> de l'air de la zone non saturée. Ces dégazages sont parfois suivis de précipitations de calcite qui colmatent les réseaux et favorisent la hiérarchisation des écoulements.

Nous nous sommes ensuite intéressés à la composition isotopique du carbone du CO<sub>2</sub> de l'air de la zone non saturée, dans la cavité et dans le massif. La baisse de pCO<sub>2</sub> de l'air dans la cavité est causée par l'augmentation de la participation de l'atmosphère extérieure (pauvre en CO<sub>2</sub>, riche en isotope <sup>13</sup>C) dans un mélange entre deux membres extrêmes : l'atmosphère extérieure et l'atmosphère de l'épikarst (riche en CO<sub>2</sub>, pauvre en <sup>13</sup>C). Une équation de mélange à trois paramètres (<sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C et CO<sub>2</sub>) entre ces deux membres extrêmes aboutit à une première estimation du  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst. Le  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst est estimé par une autre méthode reposant sur l'inversion des mesures de  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone minéral total dissout dans l'eau (CMTD). Cette estimation prend en compte les processus de variation du  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD : dissolution ou dégazage du CO<sub>2</sub>, dissolution ou précipitation de carbonate. La variation  $\delta^{13}\text{C}$  du CMTD est principalement due à la répartition des formes du CMTD lors de l'évasion de CO<sub>2</sub>. La combinaison des deux estimations de  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst permet d'améliorer la définition de la pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst. La pCO<sub>2</sub> de l'air de l'épikarst détermine en grande partie le potentiel de karstification des eaux de l'aquifère.

À Cussac, ce potentiel de karstification est un des paramètres à prendre en compte dans le cadre de la protection du patrimoine archéologique pariétal.

Cette étude a permis de développer des outils simples pour aider à la compréhension des écoulements en milieu karstique. En particulier, les conditions de circulation dans la zone non saturée du karst sont modélisées à travers les relations entre les trois phases en présence.

Les systèmes de Cussac et de Lascaux montrent une remarquable similitude. Les relations entre des types d'écoulement (et non entre les points d'eau au sens strict) font intervenir dans ces deux systèmes une source épikarstique et une source dans la zone non saturée (SAS1-Haute Fageotte à Lascaux et source de l'épikarst-source Farfal à Cussac). Cette similitude est également observée sur les estimations de  $p\text{CO}_2$  et du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst. Les systèmes de Cussac et de Lascaux peuvent être considérés comme deux exemples d'un même type d'aquifère dont les paramètres caractéristiques ( $p\text{CO}_2$  des compartiments de la zone non saturée, composition isotopique de l'air et de l'eau, conditions d'écoulement, chimie calco-carbonique) sont communs et déterminent une signature spécifique qui peut être comparée à d'autres systèmes.

Les méthodes développées dans ce travail de thèse doivent être appliquées à d'autres systèmes épikarstiques dans des contextes différents des épikarst périgourdiens. Les paramètres intrinsèques des émergences et les  $p\text{CO}_2$  de l'air de la zone non saturée permettraient alors de comparer les systèmes entre eux. En particulier, l'application des méthodes pour l'estimation de la  $p\text{CO}_2$  de l'air de l'épikarst pourrait confirmer la présence d'eaux sous saturées vis-à-vis de la calcite dans ce compartiment ainsi que les fortes valeurs de  $p\text{CO}_2$ , estimées autour de 7% à Cussac et Lascaux. Ces valeurs élevées sont bien supérieures à la  $p\text{CO}_2$  mesurée dans les sols. La relation entre le sol et l'épikarst expliquant ce décalage n'est pas, à ce jour, clairement établie et devra faire l'objet d'études spécifiques.

Au-delà de la comparaison des systèmes épikarstiques, la caractérisation des émergences par leurs paramètres intrinsèques (position dans le repère ( $-\log(p\text{CO}_2\text{eq})$ ; ISc),  $p\text{CO}_2\text{sat}$  et  $\text{HCO}_3^-$  modèle) est transposable aux émergences issues de zones noyées. Ces cas de figure permettraient de mieux appréhender les relations en système fermé.

L'étude dans ce travail de thèse s'est concentrée sur l'évolution d'une eau dans le massif. Les mélanges de deux ou plusieurs eaux aux paramètres intrinsèques différents ouvrent la voie à de nouvelles possibilités de recherches pour la compréhension des écoulements en milieu karstique.

# **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## **A**

**AGENCE DE L'EAU RHONE MEDITERRANEE CORSE**, 1999, Guide technique N° 3, connaissances et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, éditions Mai 99, 44p.

**AIEA**, 2008, Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique, collection cours de formation n°32, coordonné par W.G. MOOK et traduit de l'anglais par Y. TRAVI, vienne, Autriche, ISSN 1018-5518, 613p.

**ANDREO B.**, CARRASCO F., BAKALOWICZ M., MUDRY J., VADILLO I., 2002, Use of hydrodynamic and hydrochemistry to characterise carbonate aquifers. Case study of the Blanca-Mijas unit (Malaga, southern Spain), *Environmental Geology*, vol. 43, pp 108-119, 12p.

**ANDREO B.**, LINAN C., CARRASCO F., JIMENEZ DE CISNEROS C., 2004, Influence of rainfall quantity on the isotopic composition ( $^{18}O$  and  $^2H$ ) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain), *applied Geochemistry*, vol.19, pp 561-574, 14p.

**APPELO C.A.J.**, POSTMA D. , 2005, *Geochemistry, groundwater and pollution*, edition A.A. balkema, 2nd edition, ISBN : 04-1536-421-3, 649p.

**AQUILINA L.**, LADOUCHE B., DORFLIGER N. , 2006, Water storage and transfert in the epikarst of karstic systems during high flow periods, *Journal of Hydrology*, vol. 327, pp 472-485, 14p.

**ATKINSON T.C.**, SMITH D.I, LAVIS J.J., WITAKER R.J., 1973, Experiments in tracing underground waters in limestones, *Journal of Hydrology*, vol. 19 n°4, pp 323-349, 27p.

**ATKINSON T.C.**, 1977, Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain), *Journal of Hydrology*, vol. 35, pp 93-110, 9p.

**ATKINSON T.C.**, 1977, Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of groundwater hardness in limestones, *Journal of Hydrology*, vol. 35, pp 111-123, 7p.

**AUJOULAT N.**, GESNESTE J.M., ARCHAMBAUD C., DELLUC M., DUDAY H., GAMBIER D., 2001, La grotte ornée de Cussac (Dordogne). Observations liminaires, *Paléo*, vol. 13, pp 9-18 , 9p.

## **B**

**BAILLY-COMTE V.**, MARTIN J.B, JOURDE H., SCREATON E.J., PISTRE S., LANGSTON A., 2010, water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams, *Journal of Hydrology*, vol. 386, pp 55-66, 12p.

**BAKALOWICZ M.**, 1979, Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification, thèse, université de Paris VI, , 269p.

**BAKALOWICZ M.**, C. JUSSERAND, 1986, Etude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes géochimiques et isotopiques, cas de la grotte de Niaux (Ariège, France), *Hommage à André BURGER*, bulletin du centre d'hydrogéologie, université de Nuchâtel, N°7, pp 264-283, 20p.

**BAKALOWICZ M.**, 1992, géochimie des eaux et flux de matière dissoutes, approche objectif du rôle du climat dans la karstogénèse, *Karst et évolution climatique*, presses universitaires de bordeaux, pp 61-74, 14p.

- BALDINI J.U.L.**, BALDINI L.M., McDERMOTT F., CLIPSON N., 2006, Carbon dioxide sources, sinks and spatial variability in shallow temperate zone caves : evidence from Ballymintra cave, Ireland, *Journal of Cave and Karst Studies*, vol. 68, n°1, pp 4-11, 8p.
- BALDINI J.U.L.**, McDERMOTT F., HOFFMANN D., RICHARDS D.A., CLIPSON N., 2008, Very high-frequency and seasonal cave atmosphere PCO<sub>2</sub> variability: Implications for stalagmite growth and oxygen isotope-based paleoclimate records, *Earth and planetary science letters*, vol. 272, pp 118-129, 12p.
- BARBERA J.A.**, ANDREO B., 2010, Duality of functioning in a karst system under mediterranean climate conditions, deduced from hydrochemical characterization, 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 189-194 , 6p.
- BAR-MATTHEWS M.**, AYALON A., MATTHEWS A., SASS E., HALICZ L., 1996, Carbon and oxygen isotope study of the active water-carbonate system in a karstic Mediterranean cave: implications for paleoclimate research in semiarid regions, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 60, n°2, pp 339-347, 11p.
- BATIOU C.**, 2002, Etude expérimentale du cycle du carbone en régions karstiques, thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, , 269p.
- BATIOU C.**, EMBLANCH C., BLAVOUX B., 2003, Carbone organique total (COT) et magnésium (Mg<sup>2+</sup>) : deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique, *Compte Rendu Géosciences*, vol. 335, pp 205-214, 10p.
- BATIOU C.**, LINAN C., ANDREO B., EMBLANCH C., CARRASCO F., BLAVOUX B., 2003, Use of Total Organic Carbon (TOC) as tracer of diffuse infiltration in a dolomitic karstic system: The Nerja Cave (Andalusia, southern Spain), *Geophysical Research Letters*, vol. 30, pp 2179-2182, 4p.
- BATIOU C.**, ENBLANCH C., BLAVOUX B., 2003, PCO<sub>2</sub> – 13C: an interesting tool to characterize types of karstic aquifers International Symposium on Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management, may 2003, Vienna, Austria, pp 220-221, 2p.
- BEHNKE J.**, 1975, A summary of the biogeochemistry of nitrogen compounds in ground water , *Journal of Hydrology*, vol. 27 n°1-2, pp 155-167, 13p.
- BIGNOT G.**, 1972, Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien., thèse, université de Paris,
- BIRK S.**, LIEDL R., SAUTER M., 2004, Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany), *Journal of Hydrology*, vol. 286, pp 197-193, 15p.
- BLONDEL T.**, 2008, Traçage spatial et temporel des eaux souterraines dans les hydrosystèmes karstiques par les matières organiques dissoutes, thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse,
- BONACCI O.**, 1993, karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers, *Hydrological Sciences Journal*, vol. 38 n°1, pp 51 -62, 12p.
- BONACCI O.**, 1995, Ground water behaviour in karst : example of the Ombla Spring (Croatia), *Journal of Hydrology*, vol. 165, pp 113-134, 22p.

**BONO P., DREYBRODT W., ERRCOLE S., PERCOPO C., VOSBECK K. , 2001, Inorganic calcite precipitation in tartare karstic spring (Lazio, central Italy) : field measurement and theoretical prediction on depositional rates, Environmental Geology , vol. 41, pp 305-313, 9p.**

**BOTTINGA Y., 1968, Exchange in the system Calcite-carbon dioxide-water, journal of Physical chemistry, vol. 72, n°3, pp 800-808, 9p.**

**BUHMANN D., DREYBRODT W., 1985, the kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas 1. open system, Chemical Geology, vol. 48, pp 189-211, 23p.**

**BUHMANN D., DREYBRODT W., 1985, the kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas 2. closed system, Chemical Geology, vol. 53, pp 109-124, 16p.**

**BUHMANN D., DREYBRODT W., 1985, Calcite dissolution kinetics in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CaCO<sub>3</sub> with participation of foreign ions, Chemical Geology, vol. 64, pp 89-102, 14p.**

**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, pp 533-583, 51p.**

## C

**CELLE-JEANTON H., EMBLANCH C., MUDRY J., CHARMOILLE A., 2003, Contribution of time tracers (Mg<sup>2+</sup>, TOC, 13CTDIC, NO<sub>3</sub>) to understand the role of the unsaturated zone : A case study of karst aquifers in the Doubs valley, eastern France, Geophysical Research Letters, vol. 30, n°6, pp 55-1 - 55-4, 4p.**

**CERLING T.E., SOLOMON D.K., QUADE J., BOWMAN R., 1991, On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide, Geochimica et cosmochimica acta, vol. 55, n°11, pp 3403-3405, 3p.**

**CHARLIER J.B., MUDRY J., BERTRAND C., 2010, Use of Dissolved Organic Carbon to characterize infiltration in a small karst system in the french Jura mountains (Fertans, France), 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 151-156, 6p.**

**CHARMOILLE A., 2005, Traçage hydrochimiques des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés, Thèse, Université de Franche Comté, 320p.**

**CHRISTOPHERSEN N., NEAL C., HOOPER R.P., VOGT R.D., ANDERSEN S., 1990, "Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members -- A step towards second-generation acidification models", Journal of Hydrology, vol. 116, pp307-320, 14p.**

**CLARK I.D., FRITZ P., 1997, Environmental Isotopes in hydrogeology, edition Lewis, ISBN : 978-1566702492, 352p.**

**COLIN J.P., 1974, Précisions sur le Campanien de Dordogne (région de Belvès-Saint-Cyprien, Dordogne, S-O France), Newsletters on Stratigraphy, vol. 3, pp139-151, 13p.**

**CONNAIR D.P., MURRAY B.S., 2002, Karst groundwater basin delineation, Fort Knox, Kentucky, engineering geology, vol. 65, pp125-131, 7p.**

**CORBEL J. , 1959, Les grandes cavités de France et leur relations avec les facteurs climatiques, Annales de Spéléologie, vol. 14, pp 31-47, 17p.**

**CRAIG H.**, 1961, Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, vol. 133, pp1702-1703.

**CRAS A.**, 2005, Etude et modélisation de la dynamique de fonctionnement hydrologique des bassins versants torrentiels marneux. Apport du traçage naturel, Thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, 161p.

**CROWTHER J.**, **PITTY A.F.**, 1981, Water temperature variability as an indicator of shallow-depth groundwater behaviour in limestone areas in west Malaysia , *Journal of Hydrology*, vol. 57 n°1-2, pp137-146, 10p.

**CUMBERLAND S.A.**, **BAKER A.**, 2007, The freshwater dissolved organic matter fluorescence–total organic carbon relationship, *Hydrological process*, vol. 21, pp 2093-2099, 7p.

**CVIJIC J.**, 1893, Das Karstphanomen, Versuch einer morphologischen monographie, geographie abhandlungen herausgegeben von A Pench, Bd, V.H, 3, Wien, pp 218-329, 112p.

## D

**DANQUIGNY C.**, **EMBLANCH C.**, **BLONDEL T.**, **GARRY B.**, **ROCHE A.**, **SUDRE C.** , Influence of Great Flood on the Functioning of Karst Aquifer: Example of the Fontaine de Vaucluse Karst System (SE France), 4th International symposium on karst, Malaga , pp 115-121, 7p.

**DAVIDSON G.**, 1995, the stable isotopic composition and measurement of carbon in soil CO<sub>2</sub>, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 59, n°12, pp 2485-2489, 5p.

**DEBYE P.**, Huckel E., 1923, *physik Zeitung*, vol 24, pp 185,

**DEINES P.**, **LANGMUIR D.**, **HARMON R.**, 1974, Stable carbon isotope ratios and the existence of a gaz phase in the evolution of the carbonate ground waters, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 38, pp 1147-1164, 18p.

**DELLEUR J.W.**, 1999, *The handbook of groundwater engineering*, Boca Raton, Fla. , CRC Press ; Heidelberg , Springer -- cop.1999, ISBN : 978-0-849-32698-1, pp 18.18-18.19, 992p.

**DESMARAIS K.**, **ROJSTACZER S.**, 2002, inferring source waters from measurements of carbonate spring response to storm, *Journal of Hydrology*, vol. 260, pp 118-134, 17p.

**DOCTOR D.**, **LOJEN S.**, **HORVAT M.**, 2000, A stable isotope investigation of the classical karst aquifer: evaluating karst groundwater components for water quality preservation, *acta carsologica*, vol. 5, pp 79-92, 14p.

**DÖRR H.**, **MÜNICH K.O.**, 1986, Annual variations of the 14C content of soil CO<sub>2</sub>, *Radiocarbon*, vol.28, pp 338-345, 8p.

**DRAKE J.**, **HARMON R.S.**, 1973, *Hydrochemival Environments of Carbonate Terrains*, Water resources research, vol. 9, N°4 august 1973, pp 949-957, 9p.

**DREYBRODT W.**, **BUHMANN D.**, **MICHAELIS J.**, **USDOWSKI E.**, 1992, Geochemically controlled calcite precipitation by CO<sub>2</sub> outgassing: Field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions, *Chemical Geology*, vol. 97, pp 285-294, 10p.

**DREYBRODT W.**, 2008, Evolution of the isotopic composition of carbon and oxygen in a calcite precipitation H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CaCO<sub>3</sub> solution and the related isotopic composition of calcite in stalagmites, *geochimica et cosmochimica acta*, vol. 72, pp 4712-4724, 13p.

**DROGUE C.**, 1969, Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens, thèse, université de Montpellier,

**DUBREUILH J.**, **KERVAZO B.**, **TURQ A.**, **RUHARD J.P.**, **BAMBIER A.**, 1988, Notice de la carte géologique de BELVES, carte n°831, 53p.

## E

**EINSIEDL F.**, 2005, Flow system and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers, *Journal of Hydrology*, vol. 312, pp312-321, 10p.

**EMBLANCH C.**, 1997, les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques, Thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, 198p.

**EMBLANCH C.**, **BLAVOUX B.**, **PUIG J.M.**, **COUREN M.**, 1998, le marquage de la zone non saturée du karst à l'aide du carbone 13, *Compte Rendu Académie des Sciences de Paris & Earth and Planetary Science*, vol. 326, pp 327-332, 6p.

**EMBLANCH C.**, **BLAVOUX B.**, **PUIG J.M.**, **MUDRY J.**, 1998, Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic Karst Hydrosystem, *Geophysical Research Letters*, vol. 25 n°9, pp 1459-1462, 4p.

**EMBLANCH C.**, **ZUPPI G.M.**, **MUDRY J.**, **BLAVOUX B.**, **BATIOT C.**, 2003, Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone : the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France), *Journal of Hydrology*, vol. 279, pp 262-274, 13p.

**EMBLANCH C.**, **CHARMOILLE A.**, **JIMENEZ P.**, **ANDREO B.**, **MUDRY J.**, **BERTRAND C.**, **BATIOT C.**, **LASTENNET R.**, 2006, Variabilité du type et de la qualité de l'information issue du traçage naturel en fonction des caractéristiques des systèmes étudiés. Quelques exemples français et espagnols, 8iem colloque d'hydrogéologie en pays calcaire, pp 101-104, 4p.

**EMRICH K.**, **EHHLAT D.H.**, **VOGEL J.C.**, 1970, carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate, *Earth and planetary science letters*, vol. 8, pp 363-371, 9p.

**ETHERIDGE D.M.**, **STEELE L.P.**, **LANGENFELDS R.L.**, **FRANCEY R.J.**, **BARNOLA J-M.**, **MORGAN V.I.**, 1998, "Historical CO<sub>2</sub> records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores" in *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, publication du centre d'analyse et d'information sur le dioxyde de carbone, Oak Ridge, Tennessee, USA,

## F

**FAIMON J.**, **ŠTELCL J.**, **SAS D.**, 2006, Anthropogenic CO<sub>2</sub> flux into cave atmosphere and its environmental impacts: A case study in the Císařská Cave (Moravian Karst, Czech Republic), *Science of total environment*, vol. 369, pp 231-245, 15p.

**FELTON G.K.**, **CURRENS J.C.**, 1993, Peak flow rate and recession-curve characteristics of a karst spring in the Inner Bluegrass, central Kentucky, *Journal of Hydrology*, vol. 162 n°1-2, pp 99-118, 20p.

**FORD D.**, **WILLIAMS P.**, 2007, *Karst hydrogeology and geomorphology*, édition Wiley, 7th edition, ISBN : 978-0-470-84997-2, 562p.

**FOURNIER M., MASSEI N., BAKALOWICZ M., DUSSART-BAPTISTA L., RODET J., DUPONT P.P.,** 2007, Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behaviour and vulnerability of a karst aquifer, *Hydrogeology Journal*, vol. 15, pp 689-704, 16p.

**FRIEDLI H., LOTSCHER H., OESCHGE H., SIEGENTHALER U., STAUFFER B.,** 1986, Ice core record of the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio of atmospheric  $\text{CO}_2$  in the past two centuries, *nature*, vol. 324, pp 237-238, 2p.

**FRISIA S., FAIRCHILD I.J., FOHLMEISTER J., MIORANDI R., SPÖTL C., BORSATO A.,** 2011, Carbon mass-balance modelling and carbon isotope exchange processes in dynamic caves, *geochimica et cosmochimica acta*, vol. 75., pp 380-400, 21p.

## G

**GAMS I.,** 1962, measurements of corrosion intensity in Slovenia and their geomorphological significance, *geografski vestnik*, vol. 34, pp 3-20, 18p.

**GARRY B.,** 2007, Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques, Thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, , 234p.

**GENTHON D., BATAILLE A., FROMANT A., D'HULST D., BOURGES F.,** 2005, Temperature as a marker for karstique waters hydrodynamics. Inferences from 1 year recording at La Peyrère cave (Ariège, France), *Journal of Hydrology*, vol. 311, pp157-171, 15p.

**GENTY D., MASSAULT M.,** 1999, Carbon transfert dynamics from bomb- $^{14}\text{C}$  and  $\text{d}^{13}\text{C}$  time series of a laminated stalagmite from SW France - modelling and comparison with other stalagmite records, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 63, n°10, pp 1537-1548, 12p.

**GENTY D., BLAMART D., GHALEB B., PLAGNES V., CAUSSE C., BAKALOWICZ M., ZOUARI K.,** 2006, Timing and dynamics of the last deglaciation from European and north African  $\text{d}^{13}\text{C}$  stalagmite profiles - comparison with Chinese and south hemisphere stalagmites, *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, pp 2118-2142, 25p.

**GÉZE B.,** 1973, Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. , *Annales de Spéléologie*, vol. 28 n°1, pp 1-20, 20p.

**GOLDSCHIEDER N., HOTZL H., KASS W., UFRICHT W.,** 2003, combined tracers tests in the karst aquifer of the artesian mineral spring of Stuttgart, Germany, *Environmental Geology* , vol. 43, pp 922-929, 8p.

**GONFIANTINI R., ZUPPI G.M.,** 2003, Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater, *Chemical Geology*, vol. 197, pp 319-336, 18p.

**GUNN J.,** 1981, Limestone solution rates and process in the waitomo district, New Zealand, *Earth surface process and landforms*, vol. 6, pp 427-445, 19p.

**GUNN J., LOWE D.J.,** 2000, Speleogenesis of tectonically active carbonate islands, in *speleogenesis; evolution of karst aquifers* (KLIMCHOUK A.V., FORD D.C., PALMER A.N., DREYBRODT W.), National speleological society of America, Huntsville, Alabama, USA, pp 238-243, 6p.

## H

**HEM J.D.**, 1985, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, USGS Water-Supply paper, vol. 2254, 272p.

**HERCZEG A.L.**, LEANEY F.W.J., STADTER M.F., ALLAN G.L., FIFIELD L.K., 1997, Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer, South Australia, *Journal of Hydrology*, vol. 192, pp 271-299, 29p.

**HERMAN J.**, LORAH M. , 1986, CO<sub>2</sub> outgassing and calcite precipitation in falling spring creek, Virginia, USA, *Chemical Geology*, vol. 62, pp 251-262, 12p.

**HESS J.W.**, WHITE W.B., 1987, "Storm response of the karstic carbonate aquifer of southcentral Kentucky", *Journal of Hydrology*, vol. 99 n°3-4, pp 235-252, 18p.

**HOFFMANN F.**, 2005, Les tufs et travertins en Perigord-Quercy, *Karstologia mémoires*, presses universitaires de Bordeaux, vol. 13, ISBN : 2867813794, 260p.

**HOOPER R.P.**, CHRISTOPHERSEN N., PETERS N.E, 1990, "Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members -- An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A.", *Journal of Hydrology*, vol. 116, pp 321-343, 23p.

## I,J

**INSKEEP W.P.**, BLOOM P.R., 1986, kinetics of calcite precipitation in the presence of water-soluble organics ligands, *Soil Society of America Journal*, vol. 50, pp 1167-1172, 6p.

**JAGNOW D.H.**, HILL C.A., DAVIS D.G., DUCHENE H.R., CUNNINGHAM K.I., NORTHUP D.E., QUEEN J.M., 2000, History of the sulphuric acid theory of speleogenesis in the Gadalupe mountains, New Mexico, *Journal of Cave and Karst Studies*, vol. 2 n°2, pp 54-59, 6p.

**JAUBERT J.**, 2010, La grotte de Cussac, mise en place d'un projet scientifique, In *De néandertal à l'homme moderne, l'Aquitaine préhistorique, vingt ans de découvertes (1990-2010)* (MISTROT V.), Bordeaux, Éditions Confluences, 2010, ISBN 978-2-35527-041-3, 240p.

**JEANNIN P.Y.**, GRASSO A., 1995, Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst, *Bulletin d'hydrogéologie*, vol. 14, pp 95-111, 17p.

**JENNINGS J.N.**, 1985, *Karst geomorphology*, edition Basil Blackwell, Oxford, , 293p.

## K

**KARIMI H.**, RAESI E., BAKALOWICZ M., 2005, Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, northwest of Zagros, Iran, by a hydrogeochemical approach, *Hydrogeology Journal*, vol. 13, pp 787-799, 13p.

**KARMANN I.**, CRUZ F.W. , VIANA O., BURNS S.J. , 2007, Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana-Pérolas cave system, Brazil, *Chemical Geology*, vol. 244, pp 232-247, 16p.

**KARNAY G.**, AUJOLAT N., KONIK S., MAUROUX B., PLUCHERY E., TURQ A., 1999, Notice de la carte géologique du BUGUE, carte n°807, 91p.

**KEELING C.D.**, 1958, the concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas, *geochimica et cosmochimica acta*, vol. 13, pp 322-334, 13p.

**KEELING C.D.**, BACASTOW R.B., CARTER A.F., PIPER S.C., WHORF T.P., HEIMANN M., MOOK W.G., ROELOFFZEN H., 1989, a three dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds : 1 analysis of observational data in "aspect of climate variability in the pacific and western Americas", Peterson D.H. editor, American geophysical union monographs n°55, ISBN : 978-0875900728, pp 165-236, 445p.

**KHAYAT S.**, MOLLER P., GEYERS., MAREI A., SIEBERT C., HILO F.A., 2009, Hydrochemical variation in the spring water between Jerusalem-Ramallah mountains and Jericho fault, Palestine, *Environmental Geology*, vol. 57, pp 1739-1751, 13p.

**KIRALY L.**, 1975, Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques., International Union Geological Sciences, *Hydrogeology of karstic terrains*, vol. 3, pp 53-67, 15p.

**KIRALY L.**, 2002, Karstification and groundwater flow, in *Evolution of karst: from prekarst to cessation* (ed F. GABROVSEK), Institut za raziskovanje kraska, ZRC SAZU, Postjna-Lubjana, pp 155-190, 36p.

**KLIMCHOUK A.**, 2004, Toward defining, delimiting and classifying epikarst : it's origin, process and variants of geomorphic evolution, speleogenesis and evolution of karst aquifers, vol. 2, 13p.

## L

**LANGELIER W.F.**, 1936, the analytical control of anti-corrosion water treatment, *Journal of American waterworks association*, vol. 28, pp 1500-1521, 22p.

**LASTENNET R.**, 1994, Role de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques , thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, , 239p.

**LASTENNET R.**, MUDRY J., 1997, Role of karstification and rainfall in the behaviour of a heterogeneous karst system, *Environmental Geology* , vol. 32, pp 114-123, 10p.

**LASTENNET R.**, MALAURENT P., LOPEZ B., 2005, Résultats de l'étude géochimique et isotopique des eaux de la grotte de Lascaux, Séminaire du Comité Scientifique International de la grotte de Lascaux, Bordeaux, 3 février 2005.

**LASTENNET R.**, LOPEZ B., DENIS A., MALAURENT P., 2006, Etude de l'origine du CO<sub>2</sub> des grottes de Cussac et de Font de Gaume. Effet sur la conservation et étude de l'effet des visites sur les paramètres internes de la grotte des Combarelles, Ministère de la culture et de la communication LRMH, 73p.

**LEANNEY F.W.**, HERCZEG A.L, 1995, Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localised recharge, South Australia , *Journal of Hydrology*, vol. 164, pp363-387, 25p.

**LEE E.S.**, KROTHER N.C., 2001, A four component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers, *Chemical Geology*, vol. 179, pp 129-143, 15p.

- LEE E.S., KROTHER N.C.**, 2002, Delineating the karstic flow system in the upper Lost River drainage basin, south-central Indiana: using sulphate and d34SSO4 as tracer, *applied Geochemistry*, vol. 18, pp 145-153, 9p.
- LEYBOURNE M.L., BETCHER R.N., McRITCHIE W.D., KASZYCKI C.A., BOYLE D.R.**, 2009, "Geochemistry and stable Geochemistry and stable isotopic composition of tufa waters and precipitates from the Interlake Region, Manitoba, Canada: Constraints on groundwater origin, calcitization, and tufa formation", *Chemical Geology*, vol. 260, pp 221-233, 13p.
- LINAN-BAENA C., ANDREO B, MUDRY J., CARRASCO CANTOS F.**, 2008, Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain, *Hydrogeology Journal*, vol. 17, pp 843-853, 11p.
- LISMONDE B.**, 2002, *Vent de ténèbre tomes 1&2, édition du comité départemental de spéléologie de L'isère*, ISBN : 2-902670-48-6 et 2-902670-49-4, 527p
- LIU Z., LI Q., SUN H., WANG J.**, 2007, Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical springs in subtropical karst areas of SW China : Soil CO<sub>2</sub> and dilution effects, *Journal of Hydrology*, vol. 337, pp 207-223, 17p.
- LOPEZ B.**, 2009, *Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst*, thèse, université de Bordeaux I, 372p.
- LUO W., WANG S.**, 2009, Transmission of Carbon 13 signals and its paleoclimatic implication in Lianfeng Cave system of Guishou Province, SW China, *Environmental Earth Science*, vol. 59, pp 655-661, 7p.
- M**
- MAILLET E.**, 1905, *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*, édition Hermann, ISBN : 9781104052607, 218p.
- MALAURENT P., BRUNET J., LACANETTE D., CALTAGIRONE J.P.**, 2006, Contribution of numerical modelling of environmental parameters to the conservation of prehistoric cave paintings: the example of Lascaux cave, *Conservation and Management of Archaeological Sites*, vol. 8, pp 1-11, 11p.
- MALOSZEWSKI P., STICHLER W., ZUBER A., RANK D.**, 2002, Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Shneealpe, Austria, by modelling of environmental 18O and 3H isotopes, *Journal of Hydrology*, vol. 256, pp 48-59, 12p.
- MANGIN A.**, 1975, *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, thèse, université de Dijon, pp 47-58, 12p.
- MANGIN A.**, 1998, L'approche hydrogéologique des karsts, *Speleochronos*, vol. 9, pp 3-26, 24p.
- MARINO B.D., McELROY M.**, 1991, Isotopic composition of the atmospheric CO<sub>2</sub> inferred from carbon in C<sub>4</sub> plant cellulose, *nature*, vol. 349, pp 127-131, 5p.
- MARIOTI A.**, 1991, Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux, *Cahier Orstom, série Pédologique*, vol 26, n°4, pp 299-313, 15p.

- MARSAUD B.**, 1996, Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux, thèse, université de Paris XI, , 303p.
- MARTEL É.A.**, 1894, les abîmes, édition Delagrave, Paris, 581p.
- MARTEL É.A.**, 1905, la spéléologie au XX<sup>ème</sup> siècle, Spéléunca, vol. 6, 810p.
- MARTIN J.B.**, DEAN R.W., 1999, Temperature as a natural tracer of short residence times for groundwater in karst aquifers, Karst Water Institute special publications, vol. 5, pp 236-242, 8p.
- MASSEI N.**, LACROIX M., WANG H.Q., MAHLER B.J., DUPONT J.P, 2002, Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer: the role of the karst/alluvium interface, Journal of Hydrology, vol. 260, pp 88-101, 14p.
- MATTEY D.P.**, FAIRCHILD I.J., ATKINSON T.C., LATIN J-P., AINSWORTH M., DURELL R., 2010, Seasonal microclimate control of calcite fabrics, stable isotopes and trace elements in modern speleothem from St Michaels cave, Gibraltar in "Tufas and speleothems: unravelling the microbial and physical controls", Geological Society of London special volume, vol. 336, pp 323-344, 22p.
- MAURICE L.**, ATKINSON T.C., WILLIAMS A.T., BARKER J.A., FARRANT A.R., 2010, Catchments scale tracer testing from karstic features in a porous limestone, Journal of Hydrology, vol. 389, pp 31-41, 11p.
- MICKLER P.J.**, BANNER J.L., STERN L., ASMEROM Y., EDWARDS R.L., ITO E., 2006, Stable isotope variations in modern tropical speleothems: evaluating equilibrium vs. Kinetics isotope effect, Geochimica et cosmochimica acta, vol. 68, n°21, pp 4381-4393, 13p.
- MILANOLO S.**, GABROVSEK F., 2009, Analysis of Carbon Dioxide Variations in the Atmosphere of Srednja Bijambarska Cave, Bosnia and Herzegovina, Boundary Layer Meteorology, pp 479-493, 15p.
- MIOTKE F.D.**, 1974, Carbon dioxide and the soil atmosphere, Abhandlungen zur Karst-und Höhlenkunde, reihe A, Speläologie, vol. 9, 52p.
- MOOK W.G.**, BOMMERSON J.C., STAVERMAN W.H., 1974, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, Earth and planetary science letters, vol. 22, pp 169-176, 8p.
- MOOK W. G.**, De VRIESS J., 2001, Introduction, Theory, Methods, Review in "Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications, vol. 1. IAEA publication, Vienna, ISSN 1018-5518, 613p.
- MOOR P.J.**, MARTIN J.B., SCREATON E.J., 2009, Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer, Journal of Hydrology, vol. 376, pp 443-455, 13p.
- MORAL F.**, CRUZ-SANJULIAN J.J., OLIAS M., 2008, Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of sierra de Segura (Betic cordillera, southern Spain), Journal of Hydrology, vol. 360, pp 281-296, 16p.
- MUDRY J.**, 1981, Sur l'origine des gradients de teneurs isotopique et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura (France), Journal of Hydrology, vol. 50, pp 167-178, 12p.
- MUHLINGHAUS C.**, SCHOLZ D., MANGINI A., 2007, Modelling stalaglite growth and d13C as a function of drio interval and temperature, Geochimica et cosmochimica acta, vol. 71, pp 2780-2790, 11p.
- MUHLINGHAUS C.**, SCHOLZ D., MANGINI A., 2009, modelling fractionation of stable isotopes in stalagmites, geochimica et cosmochimica acta, vol. 73, pp 7275-7289, 15p.

**N, O, P**

**NORDSTROM D.K.**, PLUMMER L.N., LANGMUIR D., BUSENBERG E., MAY H., JONES B.F., PARKHURST D.L., 1990, Revised chemical equilibrium data for major water—mineral reactions and their limitations , ACS Symposium Series, Chemical Modelling of Aqueous Systems II, vol. 416, ISBN 9780841217294e, chap. 31, pp 398-413, 16p.

**OLIVE P.**, 1976, Le système CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O/CaCO<sub>3</sub> et le système sulfate sulfure, publication du Centre de Recherches Géodynamiques, université Paris VI, 73p.

**OLIVE P.**, 1995, Introduction à la géochimie des eaux continentales, publication du Centre de Recherches Géodynamiques, université Paris VI, 65p.

**PANNO S.V.**, HCKLEY K.C., HWANG H.H, KELLY W.R., 2001, Determination of the sources of nitrate contamination in karst springs using isotopic and chemical indicators, Chemical Geology, vol. 179, pp 113-128, 16p.

**PERRIN J.**, JEANNIN P.Y., ZWAHLEN F., 2003, Epikarst storage in karst aquifer : a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland, Journal of Hydrology, vol. 279, pp 106-124, 19p.

**PERRIN J.**, 2003, A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers, thèse, Université de Lausanne, 227p.

**PERRIN J.**, JEANNIN P.Y, ZWAHLEN F., 2003, Implications of the spatial variability of infiltration-water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura, Hydrogeology Journal, vol. 11, pp 673-686, 14p.

**PLATEL J.P.**, 1984, Notice de la carte géologique de BERGERAC, carte n°806, 41p.

**PLUMMER L.N.**, JONES B.F, TRUESDELL A.H, 1976, WATEQF, Water Research Investigation, vol. 76, n°13, p61

**PLUMMER L.N.**, WIGLEY T.M., PARKHURST D.L. , 1978, kinetics of calcite dissolution in CO<sub>2</sub>-water systems at 5-60 C and 0. 0-1.0 atm CO<sub>2</sub>, American Journal of Science, vol. 278, pp 179-216, 38p.

**PLUMMER L.N.**, BUSENBERG E., RIGGS A.C., 2000, In-situ growth of calcite at devils hole, Nevada : comparison of field and laboratory rates to a 500,000 year record of near-equilibrium calcite growth, Aquatic Geochemistry, vol. 6, pp 257-274, 18p.

**PRIESNITZ K.**, 1974, Losungstraten und irhe geomorphologische relevanz, abhandlungen akademie der Wissenschaften in Göttingen, mathematisch-physikalische klass 3, vol. 29, pp 68084,

**PULIDO-BOSH A.** , CASTILLO E., 1984, Quelques considérations sur la structure des aquifères carbonatés du Levant espagnol, d'après les données de captage d'eau, Karstologia, vol. 4, pp 38-44, 7p.

## R

**RAVBAR N., PETRIČ M., KOGOVSĚK J., 2010,** The characteristics of groundwater Flow in karst aquifers during long lasting low flow conditions, example from SW Slovenia, 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 131-136, 6p.

**REMENIERAS G., 1960,** l'hydrologie de l'ingénieur, edition Eyrolles, 1ere édition, ISBN : 978-2-212-05220-6, 413p.

**ROMANOV D., KAUFMANN G., DREYBRODT W., 2008,** d13C profiles along growth layers of stalagmites: comparing theoretical and experimental results, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 72, pp 438-448, 11p.

**ROQUES H., 1964,** Contribution a l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate, *Annales de spéléologie*, vol. 19, pp 255-484, 230p.

**ROQUES H., 1969,** problèmes de transfert de masse posé par l'évolution des eaux souterraines, *Annales de spéléologie*, vol. 24, pp 455-494, 40p.

**RUBINSON M., CLAYTON R.N., 1969,** Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 33, pp 997-1002, 6p.

**RYAN M., MEIMAN J., 1996,** An examination of short-term variations water quality at a karst spring in Kentucky, *Ground Water*, vol. 34 n°1, pp 23-30, 8p.

## S

**SALOMONS W., MOOK W., 1986,** Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone in "Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Volume 2 The terrestrial environment", P. FRITZ et J.C. FONTES, edition Elsevier, ISBN : 978-0444422255, pp 239-270, 557p.

**SANCHEZ-MORAL S., CUEZVA S., FERNANDEZ-CORTES A., BENAVENTE D., CANAVERAS J.C., 2010,** Effect of Ventilation on Karst System Equilibrium (Altamira Cave, N Spain): an Appraisal of Karst Contribution to the Global Carbon Cycle Balance, 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 469-474, 6p.

**ŠANTRUCKOVA H., BIRD M.I., LLOYD J., 2000,** Microbial processes and carbon-isotope fractionation in tropical and temperate grassland soils, *Functional Ecology*, vol. 14, pp 108-114, 7p.

**SCANLON B.R., 1990,** "Relationships between groundwater contamination and major-ion chemistry in a karst aquifer ", *Journal of Hydrology*, vol. 119 n°1-4, pp 271-291, 21p.

**SCHOELLER H., 1965,** Etude géologique, hydrogéologique et climatique de la grotte de Lascaux pendant le cycle 1964-1965, document CDGA, 97p.

**SCHWEIZER M., FEAR J., CADISCH G., 1999,** Isotopic (13C) Fractionation During Plant Residue Decomposition and its Implications for Soil Organic Matter Studies, *Rapid Communication in Mass Spectrometry*, vol. 13, pp 1284-1290, 7p.

- SCREATON E., MARTIN J.B., GINN B., SMITH L., 2004,** Conduit properties and karstification in the unconfined Floridan aquifer, *Ground Water*, vol. 42, pp 338-346, 9p.
- SCHOLZ D., MÜHLINGHAUS C., MANGINI A., 2009,** Modelling of d13C and d18O in the solution layer on stalagmite surfaces, *geochimica et cosmochimica acta*, vol. 73, pp 2592-2602, 11p.
- SHUSTER E.T., WHITE W.B., 1971,** Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone spring : a possible means for characterizing carbonate aquifers, *Journal of Hydrology*, vol. 14, n°2, pp 93-128, 36p.
- SHUSTER E.T., WHITE W.B., 1972,** Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressure, *Water resources research*, vol. 8, pp1067-1073, 7p.
- SIGG L., STUMM W., BEHRA P., 2006,** Chimie des milieux aquatiques : Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement , éditions Dunod, 4ieme édition, ISBN:978-2100503803, 391p.
- SILVER B.A, FIELDEN J.R., 1980,** Distribution and probable sources of nitrate in ground water of Paradise valley, Arizona, *Ground Water*, vol. 18 n°3, pp 244-251, 8p.
- SMART C.C., 1983,** Hydrology of a glacierised Alpine Karst, thèse, Université McMaster, 343p.
- 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, pp 59-87, 30p.
- SMITH D.I., ATKINSON T.C., 1976,** Process, landform and climate in limestone regions, in *Geomorphology and Climate* (ed DERBYSHIRE E.), John Wiley and Sons, Chichester, pp 369-409, 41p.
- SOULIOS G., 1991,** Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Exemples du pays Hellénique , *Journal of Hydrology*, vol. 124, pp 29-42, 14p.
- SPÖTL C., FAIRCHILD I.J., TOOTH A.F., 2005,** Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 69, pp 2451-2468, 18p.
- SUAREZ D., 1977,** Ion activity products of calcium carbonate in waters below the root zone, *Soil Society of America Journal*, vol. 41, n°2, pp 310-315, 6p.

## T, U

- THODE H.G., SHIMA M., REES C.E., KRISHNAMURTY K.V, 1965,** Carbon 13 isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate, carbonate, and metal ions, *canadian journal of chemistry*, vol. 43, pp 582-595, 14p.
- THRAILKILL J., ROBL T.L., 1981,** Carbonate geochemistry of vadose water recharging limestone aquifers, *Journal of Hydrology*, vol. 54, n°1, pp 195-208, 14p.
- TOOTH A., FAIRCHILD I.J, 2003,** Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip water, Crag Cave, southwest Ireland, *Journal of Hydrology*, vol. 273, pp 51-68, 18p.
- TRČEK B., 2003,** Epikarst zone and the karst aquifer behaviour, a case study of the Hubejl catchment, Slovenia, Geological Survey of Slovenia, Ljubljana, 100p.

**TRČEK B.**, 2007, How can the epikarst zone influence the karst, aquifer hydraulic behaviour ?, *Environmental Geology* , vol. 51, pp 761-765, 5p.

**TRUEDELL A.H.**, JONES B.F., 1973, *Wateq*, a computer program for calculating chemical equilibria of natural water, US geological survey, 73p.

**UNGER S.**, MAGUAS C., PEREIRA J.S., DAVID T.S., WERNER C., 2010, The influence of precipitation pulses on soil respiration e Assessing the “Birch effect” by stable carbon isotopes, *Soil Biology & Biochemistry*, vol. 42, pp 1800-1810, 11p.

## V

**VADILLO I.**, BENAVENTE J., CARRASCO F., SOLER A., LINAN C., 2010, Isotopic (<sup>13</sup>C) signature of CO<sub>2</sub> sources in the vadose zone of a Mediterranean karst (Nerja cave site, southern Spain), 4th International symposium on karst, Malaga, , pp 463-468, 6p.

**VALDES D.**, DUPONT J.P., LAIGNEL B., OGIER S., LEBOULANGER T., MAHLER B., 2007, A spatial analysis of structural controls on karst groundwater geochemistry at a regional scale, *Journal of Hydrology*, vol. 340, pp 244-255, 12p.

**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*, vol. 12, pp 135–143, 9p.

**VOGEL J.C.**, GROOTES P.M., MOOK W.G., 1970, Isotopic fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide, *physik Zeitung*, vol. 230, pp 225-238, 14p.

**VOGEL J.C.**, 1993, Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis in "Stable isotopes and Plant Carbon-Water Relations", J.R. Ehleringer, A.E. Hall et G.D. Farquhar Editeurs, Presses académiques, San Diego, ISBN : 978-0122333804 , pp 19-38, 555p.

**VOUVÉ J.**, 1968, Colline de Lascaux (commune de Montignac). Détermination d'un modèle karstique original en pays calcaire, *Compte Rendu Académie des Sciences de Paris & Earth and Planetary Science*, vol. 266, pp 2139-2142, 3p.

**VOUVÉ J.**, 1975, Etude en hydrogéologie et paléohydrogéologie karstiques, thèse, université de Bordeaux I, 429p.

## W

**WAINER K.**, GENTY D., BLAMART D., DAËRON M., BAR-MATTHEWS M., VONHOF H., DUBLYANSKY Y., PONS-BRANCHU E., THOMAS L., VAN CALSTEREN P., QUINIF Y., CAILLON N., 2011, Speleothem record of the last 180ka in Villars Cave (SW France): Investigation of a large d<sup>18</sup>O shift between MIS6 and MIS5, *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, pp 130-146, 17p.

**WELS C.**, CORNETT R.J., LAZERTE B.D., 1991, "Hydrograph separation: A comparison of geochemical and isotopic tracers ", *Journal of Hydrology*, vol. 122 n°1-4, pp 253-274, 22p.

**WHITE W.B.**, 1997, Thermodynamic equilibrium, kinetics, activation barriers, and reaction mechanisms for chemical reactions in Karst Terrains, *Environmental Geology* , vol. 30, (1/2) March 1997, pp 46-58, 13p.

**WHITE W.B.**, 2002, Karst Hydrology: recent developments and open questions, *engineering geology*, vol. 65, pp 85-105, 21p.

**WILLIAMS P.**, 1983, the role of the subcutaneous zone in karst hydrology, *Journal of Hydrology*, vol. 61, pp 45-67, 23p.

**WILLIAMS P.**, 2008, the role of the epikarst in karst and cave hydrogeology : a review, *international journal of speleology*, vol. 37, pp 1-10, 10p.

## **Y, Z**

**YANG Y.**, SUN C., SUN M., 1997, The effect of moderately increased CO<sub>2</sub> concentration on perception of coherent motion, *Aviation, space and environmental medicine*, vol. 68, pp 187-191, 5p.

**ZAIHUA L.**, SVENSSON U., DREYBRODT W., DAOXIAN Y., BUHMANN D., 1995, Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Huanglong Ravine, China : Field measurements and theoretical prediction of deposition rates, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 59 n°15, pp 3087-3097, 11p.

**ZHAO M.**, ZENG C., LIU Z., WANG S., 2010, Effect of different land use/land cover on karst hydrogeochemistry: a paired catchments study of Chenqi and Dengzhanhe, Puding, Guizhou, SW China, *Journal of Hydrology*, vol. 388, pp 121-130, 10p.

**ZOU S.**, DENG Z., ZHU Y., LIANG B., XIA R., TANG J., 2008, Hydrologic features and eco-environment classification of epikarst springs in luota, west of Hunan, China, *Earth science frontiers*, vol. 15, n°4, pp 190-196, 7p.

# **ANNEXES**

## *Liste des annexes*

ANNEXE 1 : CAHIER DE GESTION DE LA GROTTTE DE CUSSAC.....	301
ANNEXE 2 : CHRONIQUES CHIMIQUES.....	316
ANNEXE 3 : ENSEMBLE DES EMERGENCES DANS LE REPERE (-LOG(PCO <sub>2</sub> EQ ; ISC).....	347

## *Liste des figures annexes*

Figure annexe 1 : Présentation de la position des zones d'influence immédiate (rouge), hydrologique (orange) et hydrogéologique (jaune) ainsi que de la projection en surface du plan des grottes de Cussac (plan M.DELLUC) et du Pigeonnier (plan F.GUICHARD). .....	304
Figure annexe 2 ; Présentation des facteurs de risque pour la conservation de la grotte de Cussac.....	314
Figure annexe 3 : Plan d'occupation des sols aux abords de la grotte de Cussac, référencement effectué en mai 2009 .....	315
Figure annexe 4 : Ensemble des émergences testées au cours de l'étude .....	350

## Annexe 1 : Cahier de Gestion de la grotte de Cussac

### ***Avant propos :***

Le cahier de gestion a été proposé en mars 2010 à la DIREN (devenue DREAL en janvier 2010) pour la protection de la cavité vis-à-vis du risque de pollution ou de dégradation depuis la surface. Il s'appuie sur les travaux de recherches entrepris pour la caractérisation de la grotte, de ses relations avec le massif karstique et de la compréhension actuelle des écoulements au sein du massif karstique. Ces travaux sont exposés dans les chapitres II et III.

### ***Introduction***

La grotte de Cussac, sur la commune du Buisson de Cadouin, a été découverte en septembre 2000 par Marc Delluc dans la vallée du Belingou, un affluent de la Dordogne. Elle se caractérise par la qualité de sa conservation jusqu'à nos jours (comme en témoignent les stalactites et stalagmites intactes visibles à l'intérieur) et par ses dimensions : la grotte se développe sur 1,5 km du nord-ouest au sud-est. . La grotte revêt une importance scientifique et patrimoniale exceptionnelle du fait de l'association peu constatée jusqu'à présent de nombreuses gravures paléolithiques attribuées au Gravettien (de -28 000 à -22 000 ans) et de restes humains concentrés dans des bauges à ours. Au-delà de son intérêt archéologique, le site lui-même mérite une protection pour la beauté de ses formations géologiques, dans la grotte elle-même (ample réseau karstique, effondrements, concrétions) et dans ses abords tels la cascade et les travertins à proximité de l'entrée.

Elle fait l'objet à ce titre d'une procédure de classement au titre des sites. Le classement est une protection forte qui correspond à la volonté de maintien en l'état du site désigné, ce qui n'exclut ni sa gestion ni sa valorisation. Cette procédure constitue la reconnaissance officielle de sa qualité et la décision de placer son évolution sous le contrôle et la responsabilité de l'État.

Le présent cahier propose des orientations de gestion qui accompagnent le classement en vue de sa protection. La circulaire du Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement du 30 octobre 2000 précise que ces recommandations « ne sauraient prendre la forme d'un règlement, ni en avoir la précision. Il s'agit en l'espèce d'assurer la continuité et la lisibilité des décisions prises ou proposées au niveau local au titre de la législation sur les sites classés ». Le cahier d'orientation de gestion, s'il a pour objet d'aider les services dans l'instruction des demandes d'autorisation, est néanmoins dépourvu de portée réglementaire. Il

ne limite pas le pouvoir de l'Etat dans la délivrance des autorisations et n'engage pas sa décision, qui doit résulter, aux termes mêmes de la loi, d'une appréciation faite au cas par cas de l'impact du projet sur le site.

Sont soumises à autorisation au titre du site classé l'ensemble des travaux qui modifient l'état du site (constructions, rénovation de bâtiments, coupes forestières, créations de chemins, routes...). Les travaux d'entretien courant des bâtiments existants et l'exploitation courante des fonds ruraux ne sont pas soumis à autorisation au titre du site classé.

Les orientations de gestion de ce document formulent donc des préconisations de deux ordres:

- Les préconisations pour lesquelles le classement au titre des sites permet d'intervenir par le biais des autorisations que ce classement génère (cf. précédemment).
- Les préconisations qui nécessitent la réalisation de travaux, la mise en place de concertation particulière ou qui concernent l'exploitation courante des fonds ruraux pour lesquelles le classement au titre des sites n'a pas de levier réglementaire. Ces préconisations sont cependant tout aussi importantes pour la bonne conservation du site et de la grotte.

L'exploitation courante des fonds ruraux n'entre pas dans le champ des autorisations au titre du site classé.

L'eau est le vecteur majeur de pollution dans ce type de cavité se développant dans les massifs calcaires, une attention particulière est donc portée aux eaux présentes dans la grotte de Cussac, tant en terme de quantité que de qualité. De ce fait, **l'assainissement des eaux usées apparaît comme un enjeu majeur** pour la préservation de la grotte. L'élaboration du cahier de gestion s'appuie sur la définition de trois zones de sensibilité en fonction de facteurs qui pourraient influencer sur la conservation de la grotte de Cussac. Il faut toutefois préciser que la définition des zones de sensibilité et les préconisations qui leur sont liées sont établies sur la base des connaissances actuelles de l'hydrologie et de l'hydrogéologie locale. Ces trois zones sont décrites ci-après :

- La zone d'influence immédiate correspond aux terrains en surface proches de la cavité. Elle vise à protéger la grotte des attaques de toute nature depuis la surface (physique, chimique, biologique, environnementale, anthropique, etc...)
- la zone d'influence hydrologique est basée sur le bassin versant topographique de la grotte de Cussac. Elle a pour but de protéger la grotte des perturbations pouvant être

amenées par les eaux qui s'infiltrent dans ce bassin versant, soit directement, soit après ruissellement en surface et sub-surface.

- la zone d'influence hydrogéologique, vise à protéger la grotte d'éventuelles pollutions directes ou transmises par les eaux, vecteur principal de transmission des contaminations depuis la surface. Il s'agit de la zone d'alimentation potentielle des eaux souterraines transitant dans la cavité compte tenu de la géologie et de la morphologie des terrains contenant la grotte, et tracée en fonction des connaissances scientifiques actuelles.

Ces zones sont présentées sur la carte de la Figure annexe 1.

NB : En complément des mesures préconisées pour la protection de la grotte de Cussac, nous proposons en Figure annexe 2 une carte présentant les facteurs de risques pour la cavité : routes, zones résidentielles et zones d'activité. Nous présentons également en Figure annexe 3 un plan d'occupation des sols aux abords de la cavité réalisé en mai 2009.

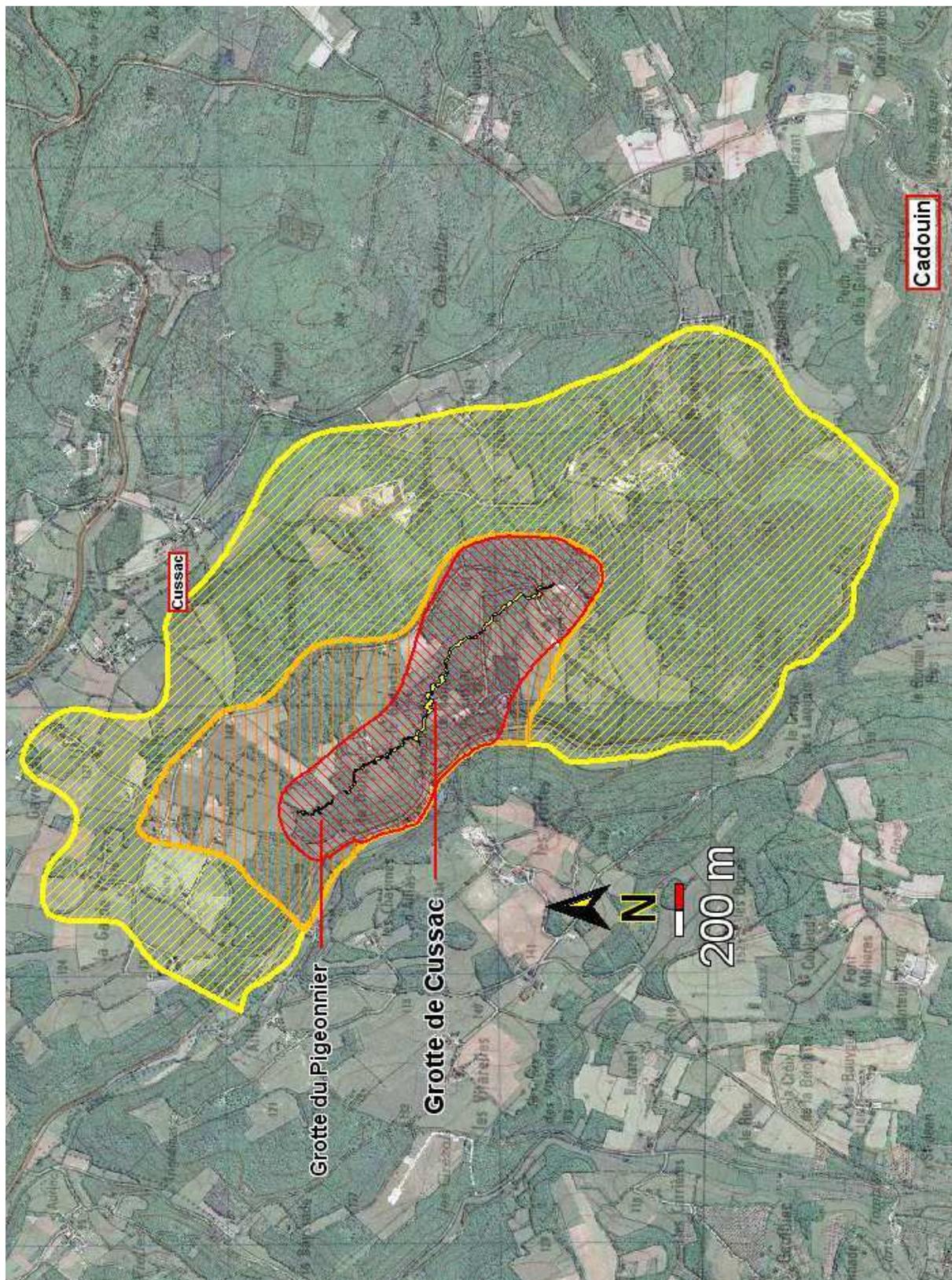


Figure annexe 1 : Présentation de la position des zones d'influence immédiate (rouge), hydrologique (orange) et hydrogéologique (jaune) ainsi que de la projection en surface du plan des grottes de Cussac (plan M.DELLUC) et du Pigeonnier (plan F.GUICHARD).

## ***I Orientation de gestion pour la zone d'influence immédiate***

La zone d'influence immédiate est délimitée en fonction des contours de la grotte. Cette zone a pour but de protéger la grotte vis-à-vis des infiltrations directes et des perturbations éventuelles faites à proximité.

### *Urbanisme et activités*

Doivent être évités :

- Les constructions nouvelles. En effet celles-ci impliquent :
  - o une concentration des eaux de pluie par ruissellement sur les toits et terrasses
  - o une pression anthropique plus importante notamment par la production de déchets ménagers ou organiques (jardins, pelouses)
  - o la mise en place de système d'assainissement des eaux usées
  - o des perturbations liées à la construction du bâtiment
- La création de camping ou d'aire d'accueil de camping-cars et caravanes.
- Le stockage de produits susceptibles d'entraîner une pollution chimique ou organique ou des perturbations mécaniques en cas d'accident (cuve à fioul, dépôts d'ordures ménagères, citerne de gaz etc...).
- L'implantation de canalisations d'hydrocarbures ou de tous les produits liquides ou gazeux susceptibles de porter atteinte directement ou indirectement à la grotte.
- L'implantation de station d'épuration ou de dispositif de concentration des eaux usées.
- La création ou la poursuite de toute activité artisanale, industrielle ou touristique, superficielle ou souterraine, même provisoire, pouvant être cause de pollution chimique ou organique.
- La création d'étang ou de plan d'eau ou de tout autre ouvrage pouvant perturber l'écoulement et l'infiltration naturelle des eaux, à l'exception des aménagements relatifs à la voirie, si ils sont encadrés.
- L'ouverture d'excavations.
- La réalisation de puits et de captages.
- Toute activité entraînant des perturbations mécaniques (tir d'explosif, camion vibrant etc ...).

- Toute activité amenant la concentration ponctuelle et importante de populations : manifestation de sports mécaniques, concert, parkings temporaires etc... Ce type de concentration implique des pollutions dues aux dispositifs d'assainissement, aux déchets et aux pollutions accidentelles.

La rénovation des bâtiments existants doit respecter les dimensions du bâti original et ne doit pas s'accompagner d'une augmentation de la fréquentation pouvant impacter la grotte (assainissement notamment).

### *Assainissement*

Afin d'éviter tout risque de pollution des sols et nappes, nous préconisons d'éviter l'infiltration d'eau usée ou insuffisamment traitée (en sortie de fosse septique par exemple) directement dans les calcaires ou en l'absence d'une couverture sédimentaire filtrante. Les systèmes d'assainissement doivent être choisis en fonction de ces contraintes et en conformité avec la réglementation en vigueur.

Les puisards et puits perdus doivent être interdits et ceux existants ne doivent plus être utilisés. Cependant, si aucune pollution n'est avérée, il est préférable de laisser ces structures en l'état et de ne pas tenter de les nettoyer au risque de remobiliser leurs dépôts.

### *Agriculture*

Doivent être évités :

- L'exploitation agricole des parcelles existantes et le défrichage de nouvelles parcelles en vue de leur mise en culture, ceci afin d'éviter l'apport d'engrais, de produits phytosanitaires, la circulation d'engins et la modification de l'écoulement des eaux.
- La création d'élevages, la stabulation ou la concentration d'animaux.
- L'épandage ou le stockage de déjections animales, d'engrais organiques ou chimiques, de matières fermentescibles destinées à l'alimentation du bétail, de produits destinés à la fertilisation des sols ou à la lutte contre les nuisibles.

Les parcelles actuellement en prairie peuvent être maintenues. Le pâturage doit être évité sur cette zone d'influence immédiate.

Les vergers ne peuvent être créés dans cette zone d'influence immédiate. Ce type d'activité est facteur de pollution par le biais des traitements appliqués aux arbres et par l'apport ponctuel de quantités importantes de matière organique issue des fruits non récoltés. Les vergers présents peuvent être maintenus, dans la mesure où leur étendue et le nombre d'arbre ne sont pas augmentés, et que les essences d'arbre ne sont pas changées.

### *Sylviculture*

La modification de l'occupation des sols des parcelles boisées doit être évitée.

L'entretien des bois doit être assuré, notamment au regard des risques d'incendie. En revanche, l'exploitation forestière dans la zone d'influence immédiate devra exclure l'utilisation d'engins d'exploitation forestière lourds susceptibles d'entraîner des perturbations mécaniques du sol et donc de la grotte. Les coupes rases doivent être interdites également car elles entraîneraient la modification des conditions d'infiltration de l'eau et des conditions physico-chimiques des sols et des eaux. Les travaux de préparation des sols préalables à la régénération (plantation ou régénération naturelle) doivent être évités également pour les mêmes raisons.

Le stockage important de bois (notamment avec traitement chimique et aspersion) est à proscrire à l'intérieur de cette zone.

### *Voies de circulation*

Les eaux ayant ruisselé sur les routes ne doivent pas pouvoir s'infiltrer dans les sols.

La circulation de produits chimiques ou organiques doit être évitée sur toutes les voies de circulation à l'intérieur de la zone d'influence immédiate. Le cas échéant, et dans la mesure du possible, des itinéraires alternatifs doivent être envisagés pour la desserte locale.

Les véhicules motorisés ne doivent pas circuler sur les chemins à l'intérieur de la zone d'influence immédiate sauf accord des autorités compétentes. La circulation de quads, motos est donc à proscrire.

## ***II Orientation de gestion pour la zone d'influence hydrologique***

La zone d'influence hydrologique est basée sur l'étude du bassin versant hydrologique et donc sur la sensibilité du site vis-à-vis des écoulements superficiels.

### *Urbanisme et activités*

Hormis les préconisations relatives aux perturbations mécaniques (vibration du sol, onde de choc) les préconisations sont identiques à celles concernant la zone d'influence immédiate.

Doivent être évités :

- Les constructions nouvelles. En effet celles-ci impliquent :
  - o une concentration des eaux de pluie par ruissellement sur les toits et terrasses
  - o une pression anthropique plus importante notamment par la production de déchets ménagers
  - o la mise en place de système d'assainissement des eaux usées
  - o des perturbations liées à la construction du bâtiment
- La création de camping ou d'aire d'accueil de camping-cars et caravanes.
- Le stockage de produits susceptibles d'entraîner une pollution chimique ou organique ou des perturbations mécaniques en cas d'accident (cuve à fioul, dépôts d'ordures ménagères, citerne de gaz etc...).
- L'implantation de canalisations d'hydrocarbures ou de tous les produits liquides ou gazeux susceptibles de porter atteinte directement ou indirectement à la grotte.
- L'implantation de station d'épuration ou de dispositif de concentration des eaux usées.
- La création ou la poursuite de toute activité artisanale, industrielle ou touristique, superficielle ou souterraine, même provisoire pouvant être cause de pollution chimique ou organique.
- La création d'étang ou de plan d'eau ou de tout autre ouvrage pouvant perturber l'écoulement et l'infiltration naturelle des eaux, à l'exception des aménagements relatifs à la voirie, si ils sont encadrés.
- L'ouverture d'excavations.
- La réalisation de puits et de captages.
- Toute activité amenant la concentration ponctuelle et importante de populations : manifestation de sports mécaniques, concert, parkings temporaires etc... Ce type de

concentration implique des pollutions dues aux dispositifs d'assainissement, aux déchets et aux pollutions accidentelles.

La rénovation des bâtiments existants doit respecter les dimensions du bâti original.

### *Assainissement*

Afin d'éviter tout risque de pollution des sols et nappes nous préconisons d'éviter l'infiltration d'eau usée ou insuffisamment traitée (en sortie de fosse septique par exemple) directement dans les calcaires ou en l'absence d'une couverture sédimentaire filtrante. Les systèmes d'assainissement doivent être choisis en fonction de ces contraintes et en conformité avec la réglementation en vigueur.

Les puisards et puits perdus doivent être interdits et ceux existants ne doivent plus être utilisés. Cependant, si aucune pollution n'est avérée, il est préférable de laisser l'autoépuration de ces structures et de ne pas tenter de les nettoyer au risque de remobiliser leurs dépôts.

### *Agriculture*

Les préconisations concernant la zone d'influence hydrologique sont majoritairement identiques à celles concernant la zone d'influence immédiate. Le but poursuivi est le même, la préservation de la qualité des eaux pouvant s'infiltrer vers la cavité, notamment après ruissellement dans le bassin versant topographique. Les activités suivantes ne sont pas préconisées:

- L'exploitation agricole des parcelles existantes et le défrichage, pour éviter l'apport d'engrais, de produits phytosanitaires, la circulation d'engins et la modification de l'écoulement des eaux.

La zone d'influence hydrologique présente une surface faible de champs exploités. Il est préconisé dans la mesure du possible de transférer ces surfaces cultivées en-dehors de la zone hydrologique, d'étudier tout dispositif pour limiter drastiquement l'utilisation d'intrants.

- La création d'élevage, la stabulation ou la concentration d'animaux.
- L'épandage ou le stockage de déjections animales, d'engrais organiques ou chimiques, de matières fermentescibles destinées à l'alimentation du bétail, de produits destinés à la fertilisation des sols ou à la lutte contre les nuisibles.

Le pâturage dans ce secteur est possible sous réserve d'une faible concentration d'animaux.

Les vergers ne peuvent être créés dans cette zone d'influence hydrologique. Ce type d'activité est facteur de pollution par le biais des traitements appliqués aux arbres et par l'apport

ponctuel de quantités importantes de matière organique issue des fruits non récoltés. Les vergers présents peuvent être maintenus, dans la mesure où leur étendue et le nombre d'arbre ne sont pas augmentés et que les essences d'arbre ne sont pas changées.

### *Sylviculture*

La modification de l'occupation des sols des parcelles boisées doit être évitée.

L'exploitation sylvicole est possible à l'intérieur de la zone d'influence hydrologique (mais à l'exclusion de la zone d'influence immédiate). L'entretien des bois y est même recommandé afin de réduire les risques d'incendies. Les propriétés de plus de 25ha doivent être dotées de plans simples de gestion conformément au code forestier et il est préconisé de les établir pour les propriétés non soumises à cette obligation. Les coupes rases, ainsi que le stockage important de bois (notamment avec traitement chimique et aspersion) sont cependant à proscrire dans cette zone d'influence proche de la grotte. Les travaux de préparation des sols préalables à la régénération (plantation ou régénération naturelle) doivent être évités également.

### *Voies de circulation*

Les eaux ayant ruisselé sur les routes ne doivent pas pouvoir s'infiltrer dans les sols. L'attention sera portée sur la voie communale 212 de Gavernat à Pechpigné, la voie communale 209 de Molières à Gavernat et la voie communale 211 de Molières au Buisson pour les parties comprises à l'intérieur de la zone d'influence hydrogéologique.

La circulation de produits chimiques ou organiques doit être évitée sur toutes les voies de circulation à l'intérieur de la zone d'influence hydrologique. Le cas échéant, et dans la mesure du possible, des itinéraires alternatifs doivent être envisagés pour la desserte locale.

### **III Orientation de gestion pour la zone d'influence hydrogéologique**

En milieu calcaire, il est important de prendre en compte les écoulements souterrains. Ces écoulements peuvent être appréhendés par l'étude de la géologie, de la morphologie et de l'hydrogéologie du site.

#### *Urbanisme et activités*

Les constructions nouvelles doivent être évitées à l'intérieur de la zone d'influence hydrogéomorphologique et le développement de l'urbanisation doit être organisé en-dehors du site classé. La rénovation et le changement de destination des bâtiments existants sont possibles. Dans le cadre de l'instruction des dossiers au titre du site classé, une vigilance accrue sera assurée notamment sur les aspects liés à l'assainissement et à l'imperméabilisation des sols.

Doivent être évités :

- Le stockage de produits susceptibles d'entraîner une pollution chimique ou organique.
- L'implantation de canalisations d'hydrocarbures ou de tous les produits liquides ou gazeux susceptibles de porter atteinte directement ou indirectement à la grotte
- L'implantation de station d'épuration ou de dispositif de concentration des eaux usées.
- La création de camping ou d'aire d'accueil de camping-cars et caravanes.
- Toute activité amenant la concentration ponctuelle et importante de populations : manifestation de sports mécaniques, concert, parkings temporaires etc... Ce type de concentration implique des pollutions dues aux dispositifs d'assainissement, aux déchets et aux pollutions accidentelles.
- La création ou la poursuite de toute activité artisanale, industrielle ou touristique superficielle ou souterraine, même provisoire pouvant être cause de pollution chimique ou organique.

Le camping existant ne doit pas augmenter sa surface ni sa capacité d'accueil pour ne pas accroître son impact sur le milieu. Un audit sur le système d'assainissement du camping est fortement préconisé.

Le réseau de drainage et de collecte des eaux issues du Syndicat Mixte Inter Communal de Tri des Ordures Ménagères (S.M.I.C.T.O.M.) et de l'ancien centre d'enfouissement des déchets doit faire l'objet d'un audit et, si besoin, être rénové pour assurer une gestion optimale de ses eaux usées. De même une rénovation et l'entretien régulier du bassin de décantation du S.M.I.C.T.O.M. (présent au nord-ouest du centre de tri) sont nécessaires ; une attention particulière doit être portée à son étanchéité. Un suivi annuel de la qualité des eaux collectées est conseillé, ainsi que la mise en place de piézomètres de surveillance de la qualité des eaux.

### *Assainissement*

L'assainissement autonome peut être maintenu dans la zone d'influence hydrogéologique à la suite d'un inventaire et d'une vérification de l'état et de la conformité de ces structures avec la nature des sols. Une étude spécifique doit être entreprise pour évaluer l'impact du système d'assainissement du camping.

### *Agriculture*

Les activités agricoles (culture, pâturage et stabulation) déjà existantes peuvent être poursuivies à l'intérieur de la zone d'influence hydrogéologique. Il est cependant fortement préconisé que les domaines agricoles, parcelles arables et élevages existants n'augmentent pas en surface ni en rendement afin de ne pas accroître leur impact sur le milieu. La création de nouveaux bâtiments d'élevage ou de stockage doit être envisagée à l'extérieur du site classé. Il est également préconisé d'optimiser au mieux l'utilisation d'intrants afin de limiter l'impact de l'activité agricole sur la qualité des eaux d'infiltration.

### *Sylviculture*

La modification de l'occupation des sols des parcelles boisées doit être évitée. L'exploitation sylvicole est possible et l'entretien des bois est recommandé notamment vis à vis du risque incendie. Il est préconisé que les propriétés forestières fassent l'objet d'un Plan simple de gestion. Le stockage de bois avec des systèmes de conservation est à proscrire dans la zone. En revanche, il est envisageable de planter des vergers et de procéder à des coupes rases.

### *Voies de circulation*

Il n'y a pas de préconisations particulières à propos des voies de circulation comprises à l'intérieur de la zone d'influence hydrogéologique, et à l'extérieur de la zone d'influence hydrologique et de la zone d'influence immédiate.

## V.D.1. Synthèse des orientations de gestion

	Zone d'Influence Immédiate	Zone d'Influence Hydrologique	Zone d'Influence Hydrogéologique
Urbanisme et activités	<p>Pas de nouvelle construction / rénovation possible sous certaines réserves</p> <p>Pas de stockage de produits polluants</p> <p>Pas d'activité polluante</p> <p>Pas de perturbation mécanique</p> <p>Pas de modification des écoulements</p> <p>Pas de concentration de population (manifestation diverse)</p>	<p>Pas de nouvelle construction / rénovation possible sous certaines réserves</p> <p>Pas de stockage de produits polluants</p> <p>Pas d'activité polluante</p> <p>Pas de modification des écoulements</p> <p>Pas de concentration de population (manifestation diverse)</p>	<p>Privilégier les Construction nouvelles à l'extérieur du site classé</p> <p>Pas de concentration de population ((manifestation diverse)</p> <p>Limitation de l'extension du camping</p> <p>Rénovation du système de collecte des eaux usées du S.M.I.C.T.O.M. ; suivi de la qualité des eaux collectées</p>
Assainissement	<p>Filière d'assainissement autonome adaptée au terrain</p> <p>Puisards interdits et rebouchés</p>	<p>Filière d'assainissement autonome adaptée au terrain</p> <p>Puisards interdits et rebouchés</p>	<p>Filière d'assainissement autonome adaptée au terrain</p> <p>Attention particulière au système d'assainissement du camping</p>
Agriculture	<p><b>Il faut absolument éviter :</b></p> <p>culture et défrichement,</p> <p>les créations de vergers</p> <p>les épandages,</p> <p>le stockage de produits chimiques (engrais, produit de traitement des cultures etc...) et organiques (déjections animales, matières fermentescibles etc...) (les stabulations, l'implantation d'élevage</p> <p>le pâturage</p>	<p><b>Il faut éviter :</b></p> <p>Cultures et défrichements</p> <p>la création de vergers</p> <p>les épandages</p> <p>le stockage de produits chimiques (engrais, produit de traitement des cultures etc...) et organiques (déjections animales, matières fermentescibles etc...) à interdire la stabulation, l'implantation d'élevages</p> <p>le pâturage extensif est possible</p>	<p><b>Il faut éviter :</b></p> <p>l'augmentation de la capacité et l'extension des domaines existants</p> <p>les épandages, strictement</p> <p>le stockage de produits chimiques (engrais, produit de traitement des cultures etc...) et organiques (déjections animales, matières fermentescibles etc...) à interdire</p>
Sylviculture	<p><b>Il faut assurer l'entretien des bois mais proscrire :</b></p> <p>Les défrichements</p> <p>les coupes rases, les travaux de préparation des sols</p> <p>le stockage important de bois (type asperision)</p> <p>l'utilisation d'engins lourds pour l'exploitation forestière</p>	<p><b>Il faut assurer l'entretien des bois mais proscrire :</b></p> <p>les coupes rases, les travaux de préparation des sols</p> <p>les défrichements</p> <p>le stockage important de bois (type asperision)</p>	<p><b>Il faut assurer l'entretien des bois mais éviter :</b></p> <p>Les défrichements</p> <p>le stockage important de bois (type asperision)</p> <p>Sont possibles :</p> <p>Vergers et coupes rases</p>
Voies de circulation	<p>Pas de circulation de produits chimiques ou organiques</p> <p>Pas de circulation de véhicules motorisés sur les chemins forestiers</p>	<p>Pas de circulation de produits chimiques ou organiques</p>	<p>Pas de préconisation particulière</p>

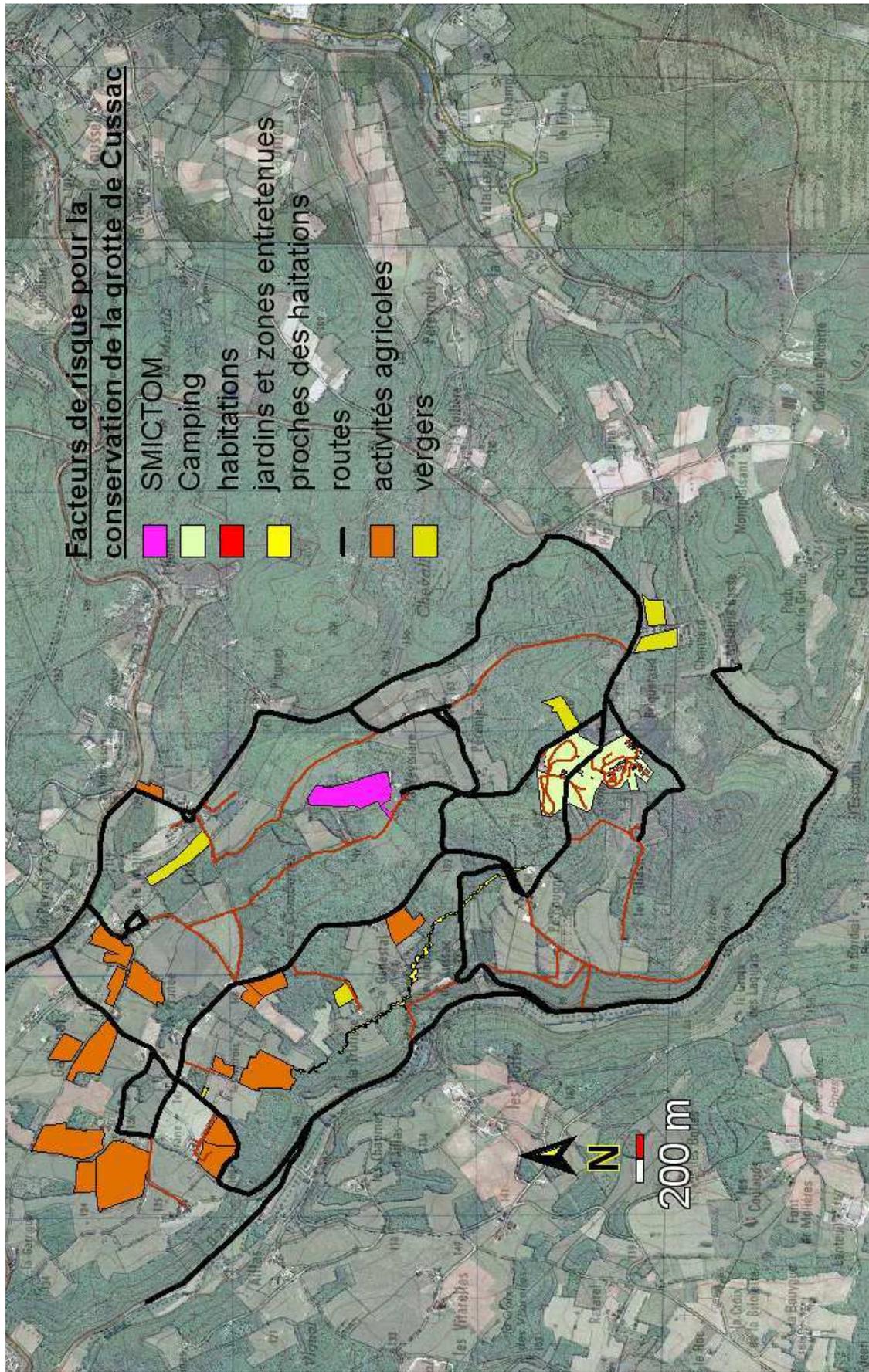


Figure Annexe 2 : Présentation des facteurs de risque pour la conservation de la grotte de Cussac.

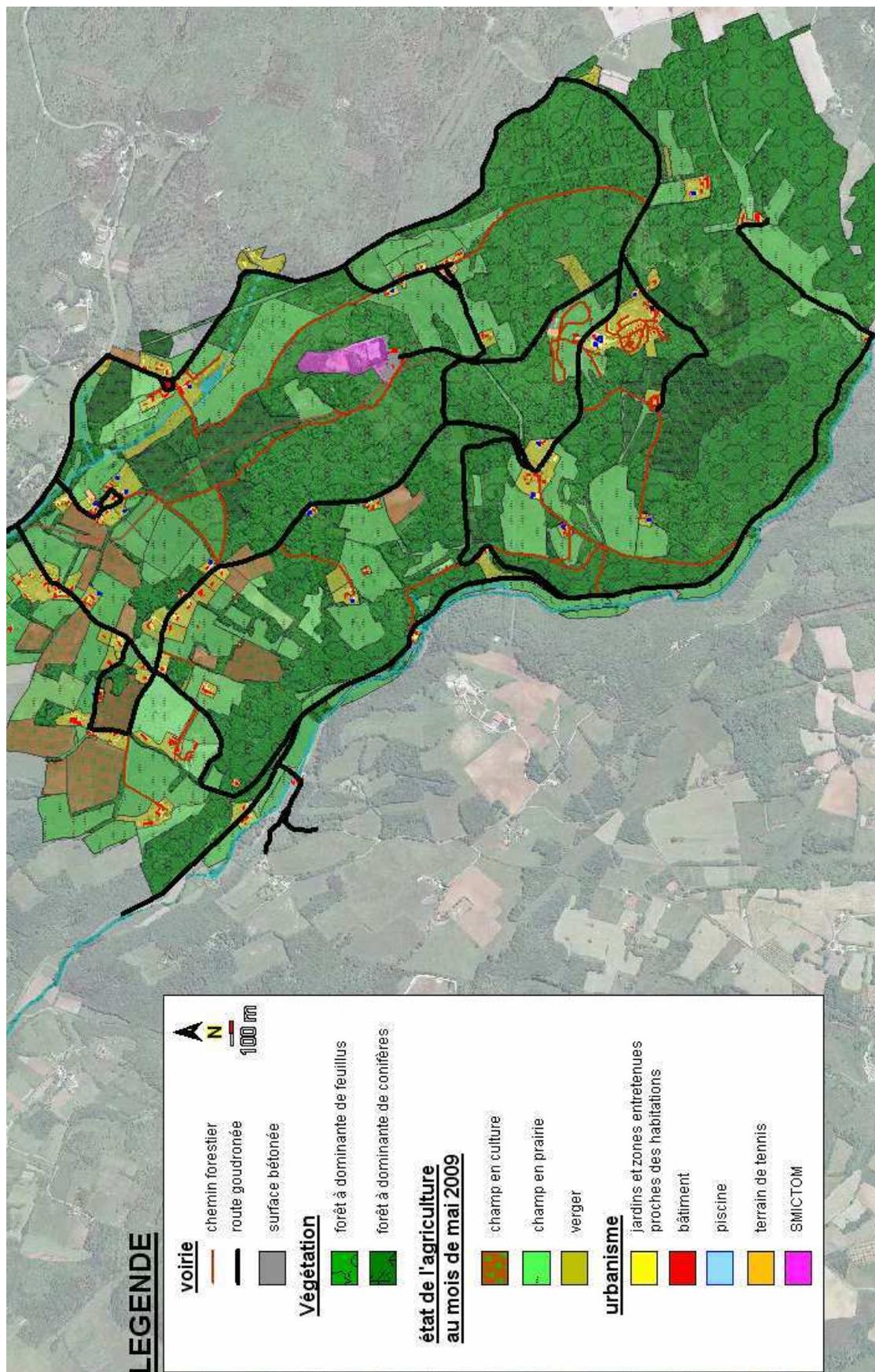


Figure Annexe 3 : Plan d'occupation des sols aux abords de la grotte de Cussac, référencement effectué en mai 2009

## ANNEXE 2 : chroniques chimiques

D'octobre 2007 à décembre 2009 nous avons réalisé des prélèvements aux émergences principales du système :

- source Farfal.
- puits dans la cavité à 50 m côté gauche.
- gours dans la cavité à 32 m côté gauche (nommés gours ouest). Les prélèvements réalisés par récupération sur 30 minutes des eaux issues des stalactites alimentant les gours ouest sont aussi présentés.
- source Ruijters.
- source Couyssac.
- écoulement de la gouttière.
- écoulement sous le travertin à partir de mars 2009 seulement.

Les prélèvements à certaines émergences non pérennes sont présentés :

- source de l'épikarst
- source du talweg
- gours dans la cavité à 36 m côté droit (nommés gours est).

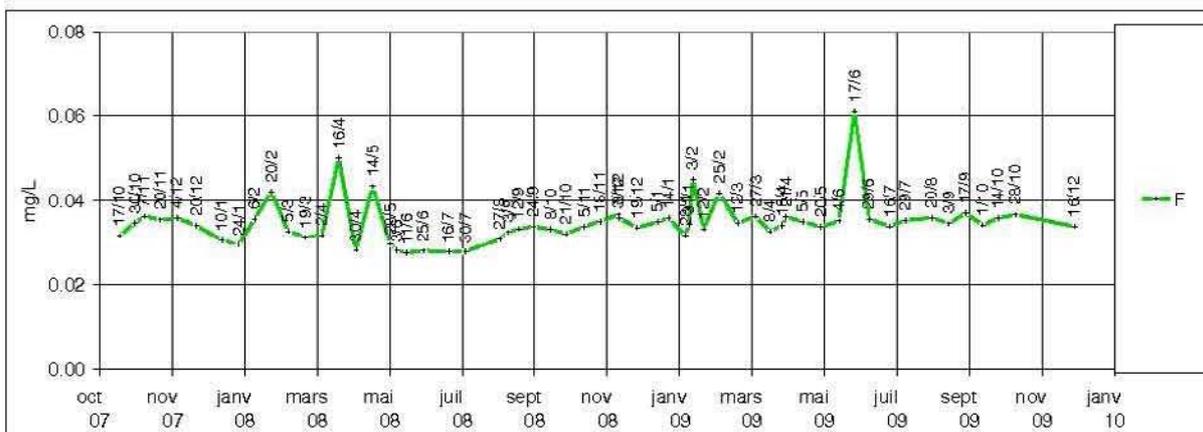
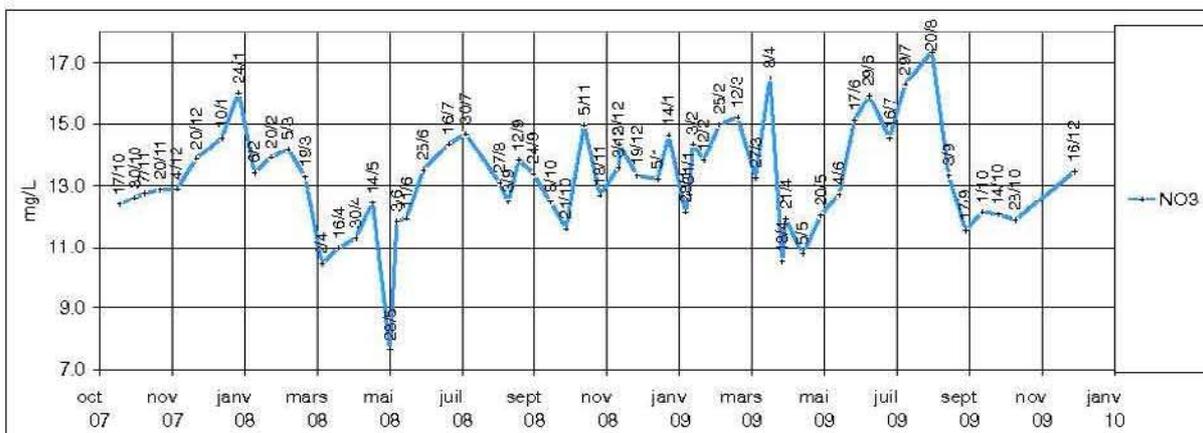
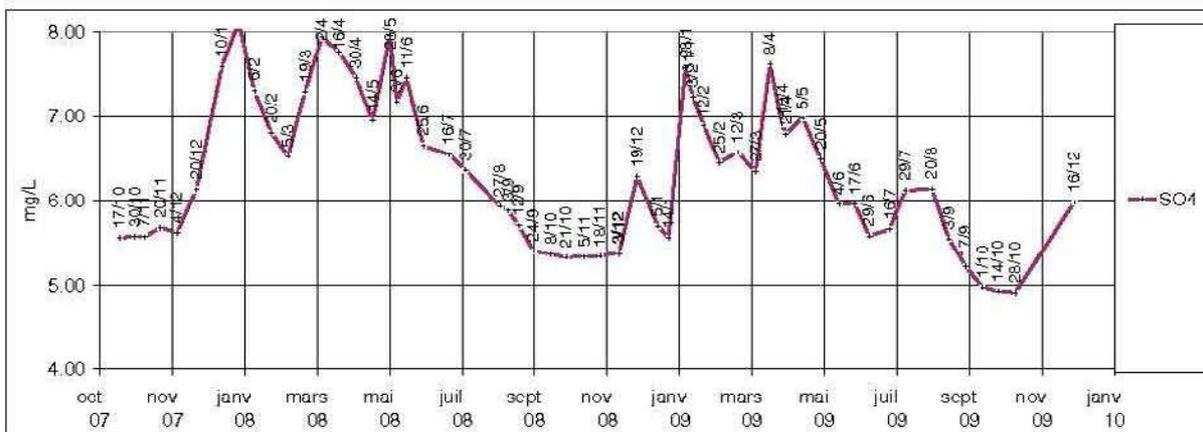
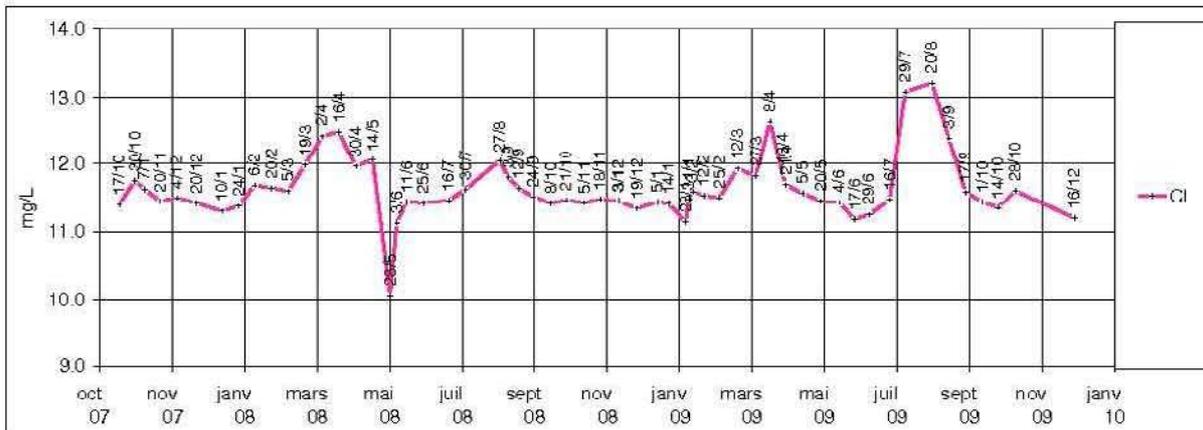
Pour les eaux des gours, les chroniques chimiques sont associées à la  $p\text{CO}_2$  dans la cavité. Particulièrement pour les gours ouest, cette association souligne la relation entre la chimie calco-carbonique et l'atmosphère de la cavité.

Pour les émergences pérennes les chroniques chimiques sont associées au débit de la source Farfal. Les observations de terrain montrent que le débit de la source Farfal est représentatif de l'état du système : toutes les émergences ont montré des variations de débit similaires à celles de la source Farfal. L'écoulement de la gouttière est présenté avec une estimation de son débit. Cette estimation est réalisée à partir du temps nécessaire pour remplir un flacon de 500 ml placé à l'extrémité de la gouttière. Les mesures réalisées dans le puits sont présentées avec une chronique de la cote piézométrique dans le puits et dans la vasque de la source Farfal.

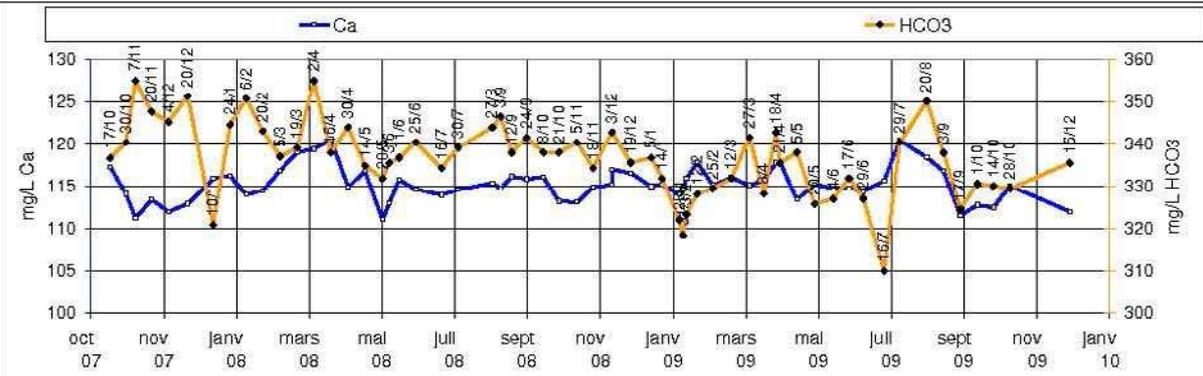
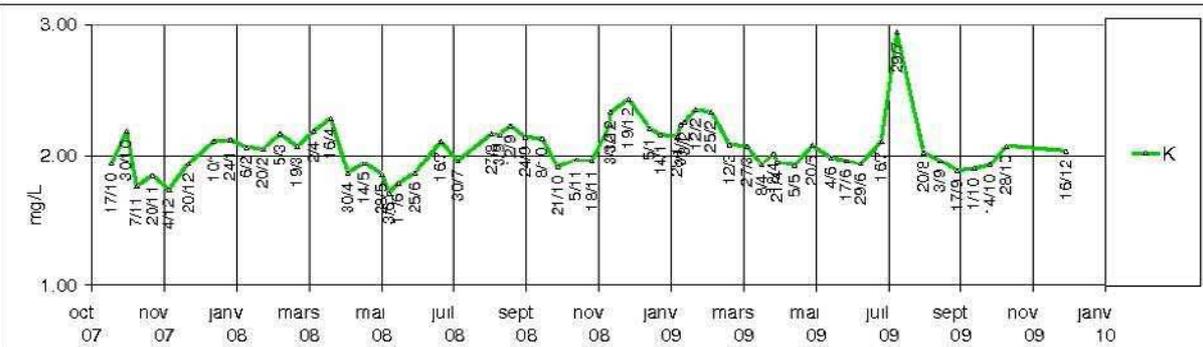
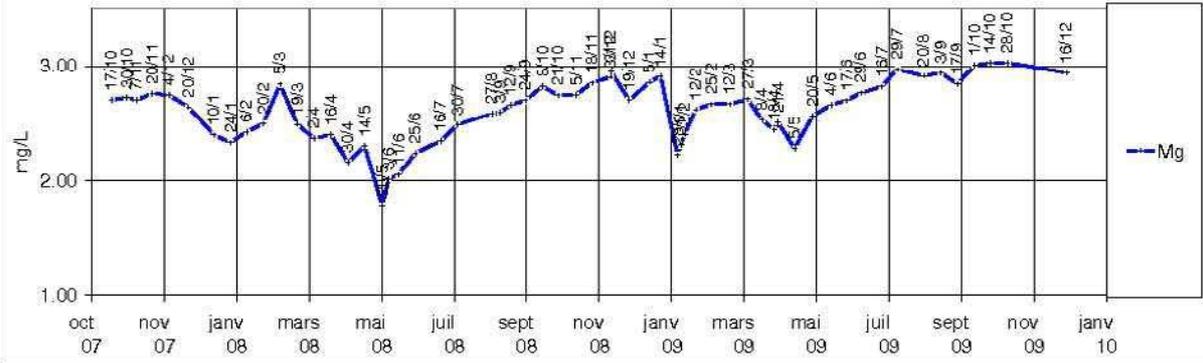
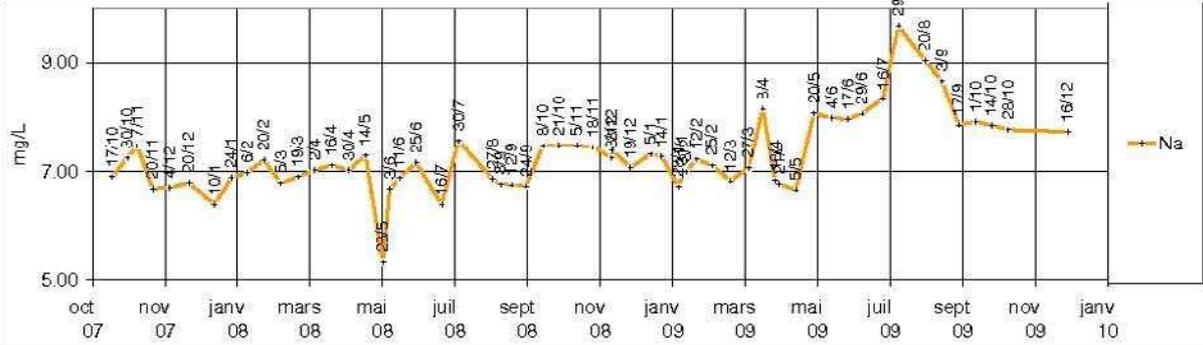
Chaque émergence est présentée par un triptyque :

- anions.
- cations et couple calcium-bicarbonate.
- paramètres calculés, mesures ponctuelles et continues de terrain.

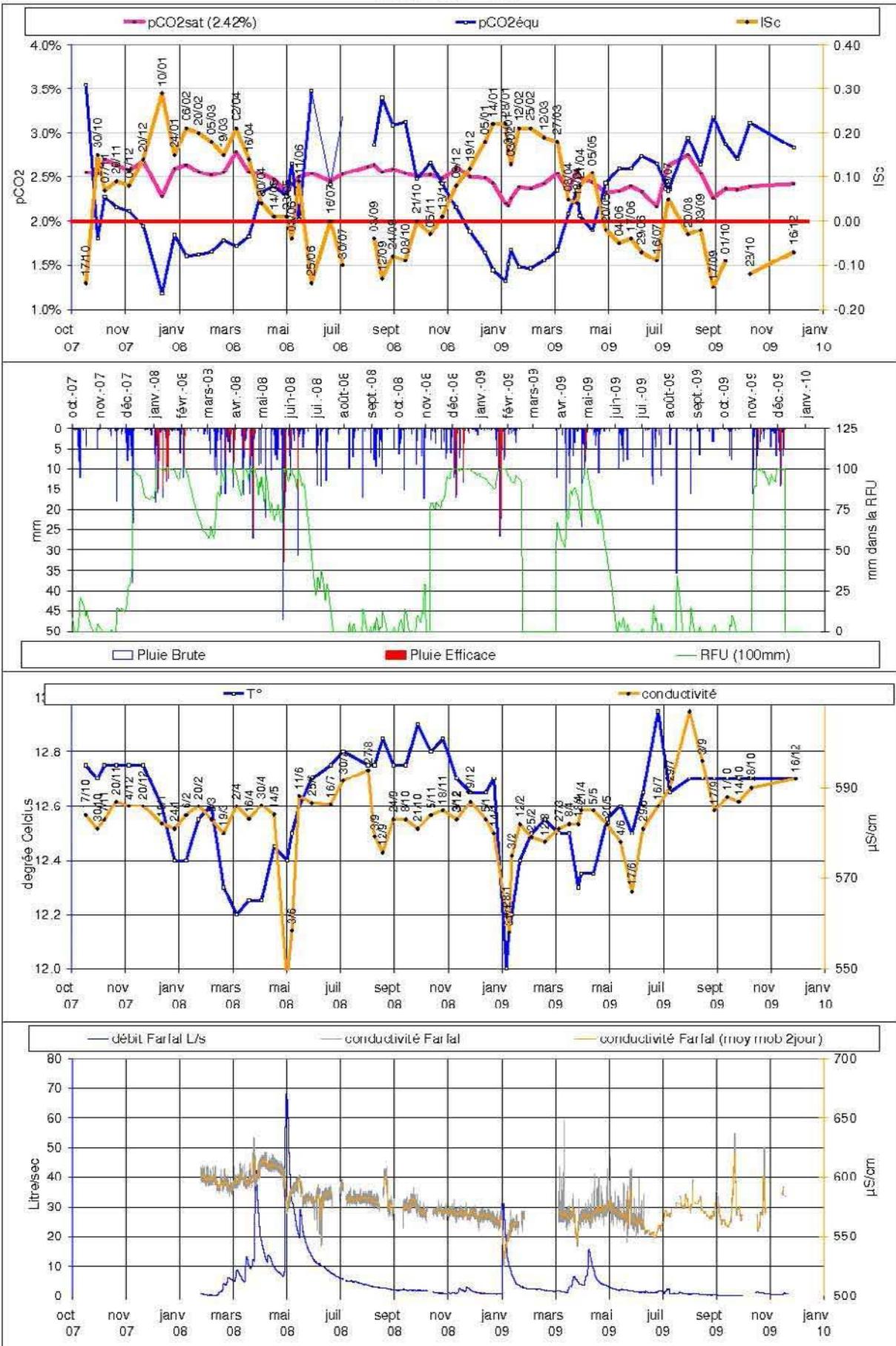
### FARFAL 1/3



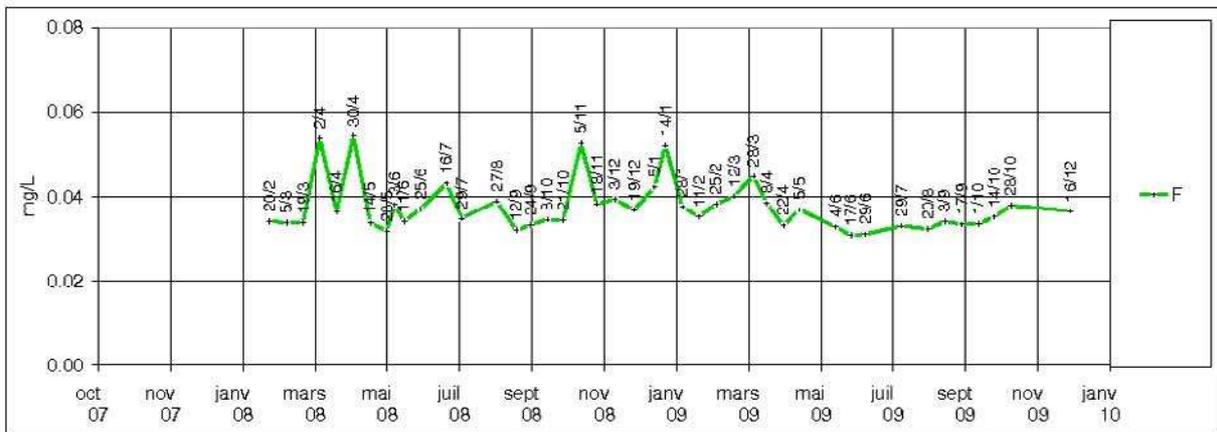
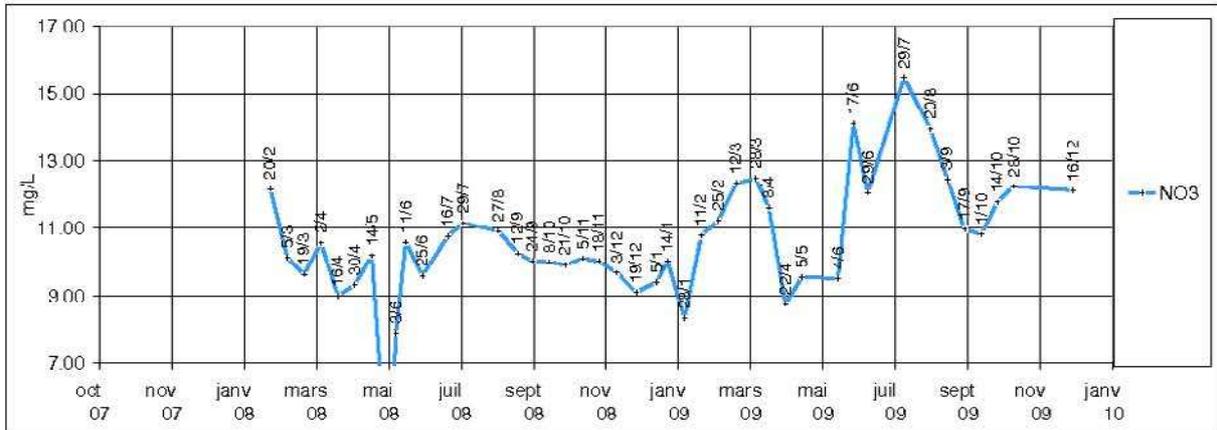
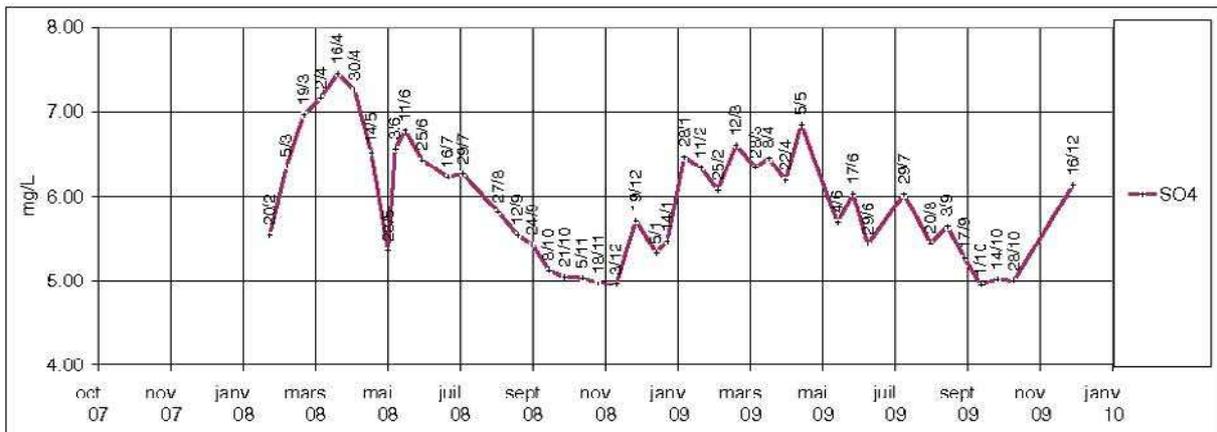
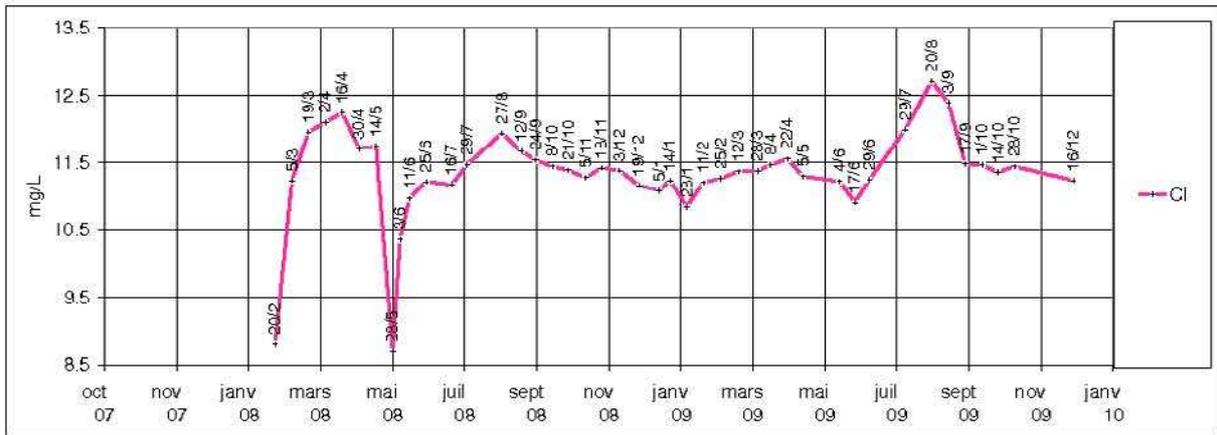
### FARFAL 2/3



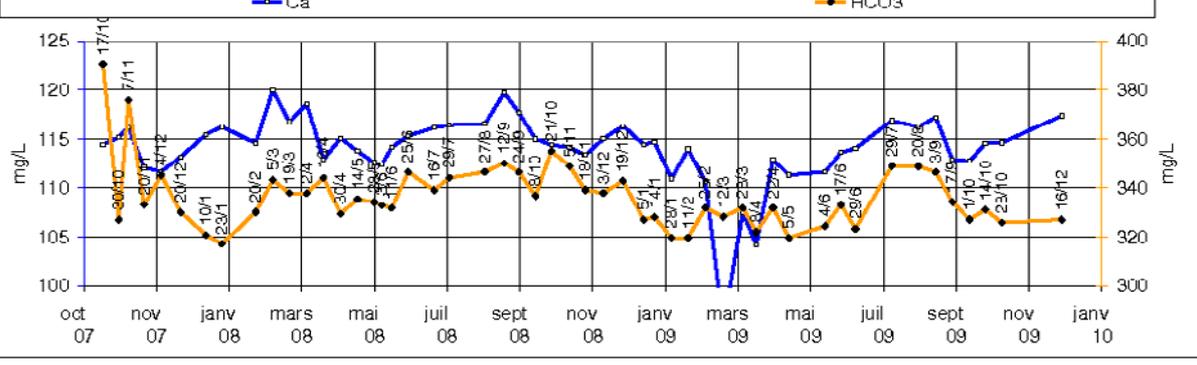
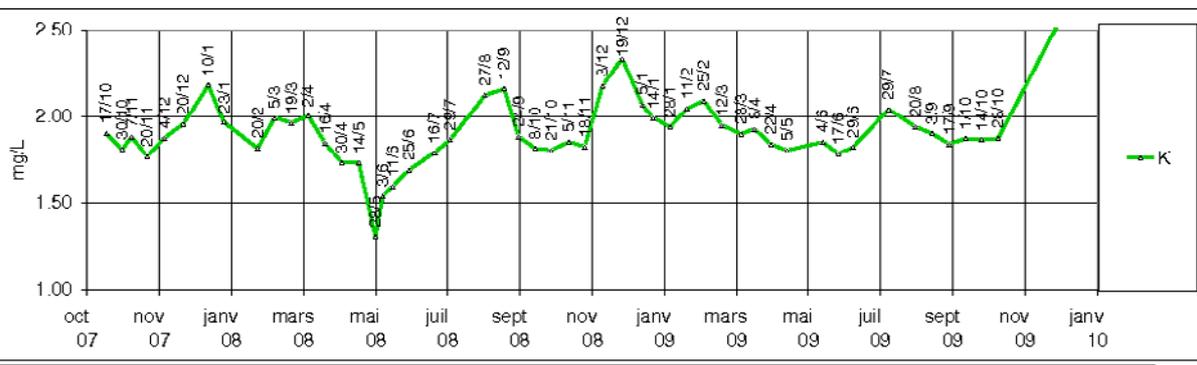
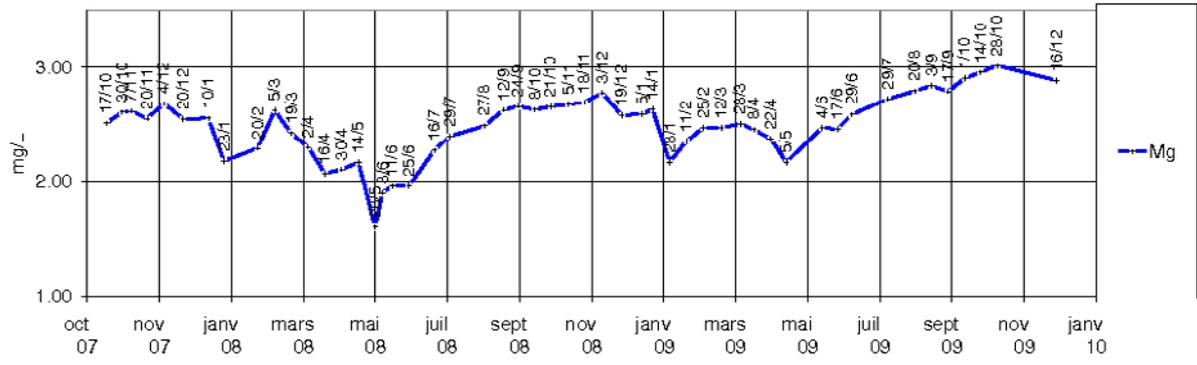
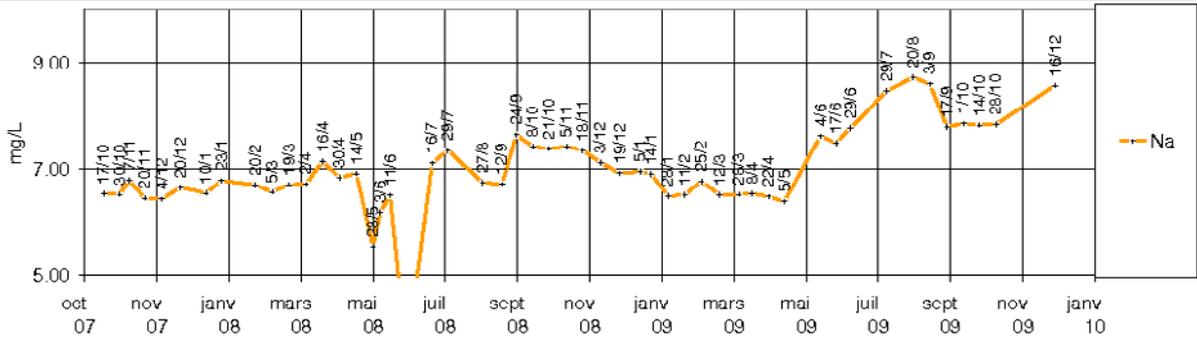
## FARFAL 3/3



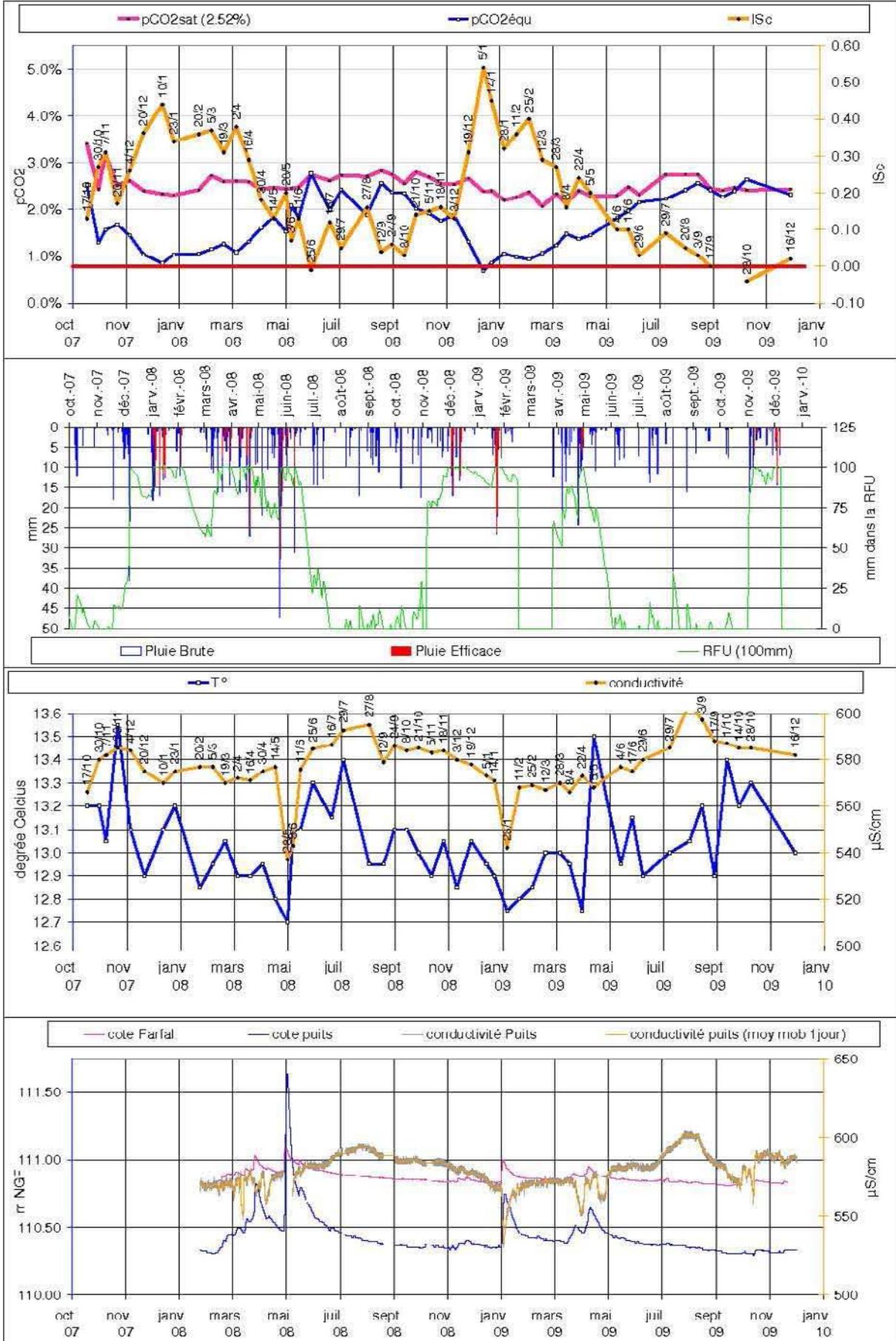
### PUITS 1/3



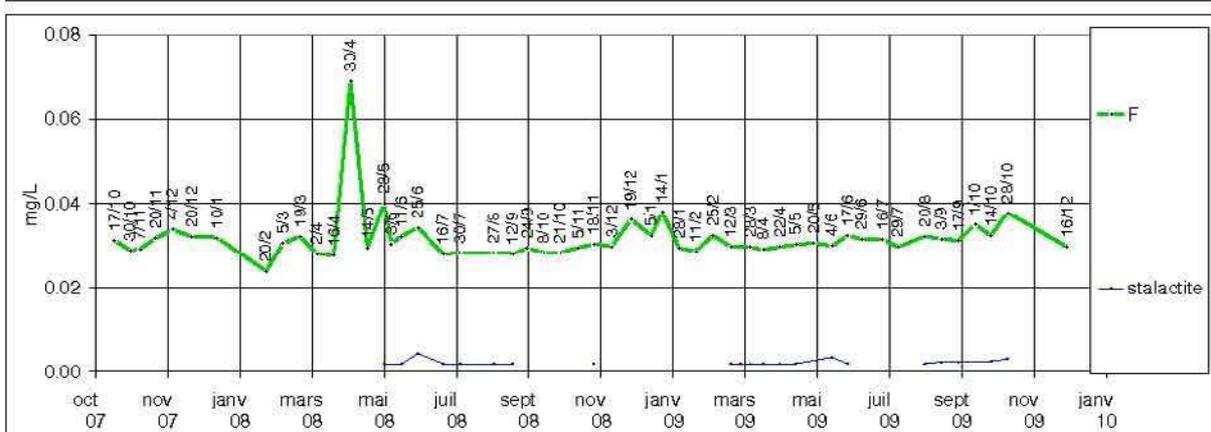
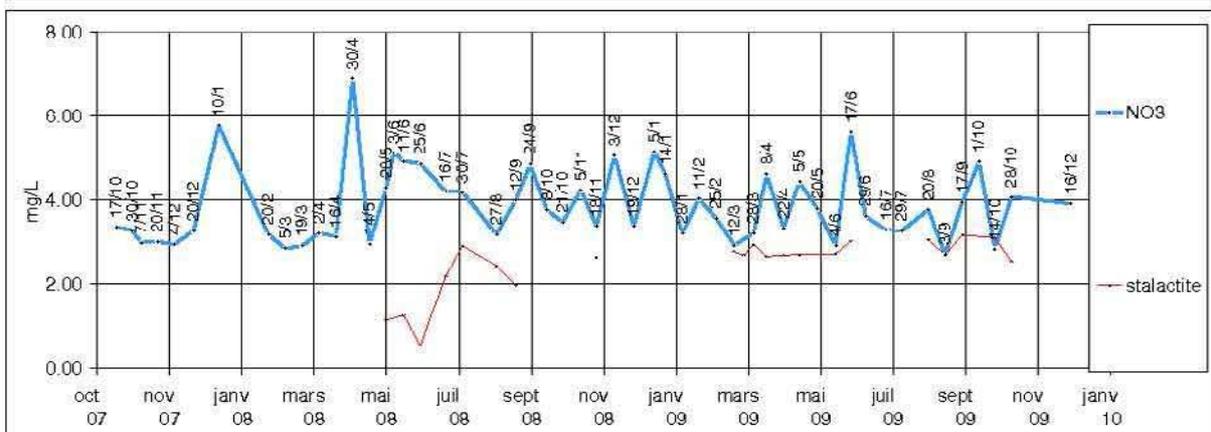
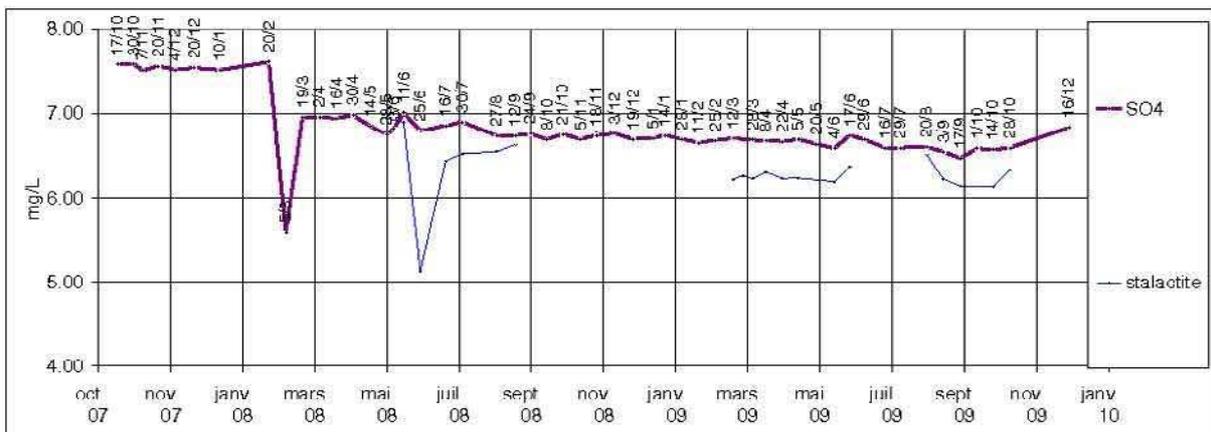
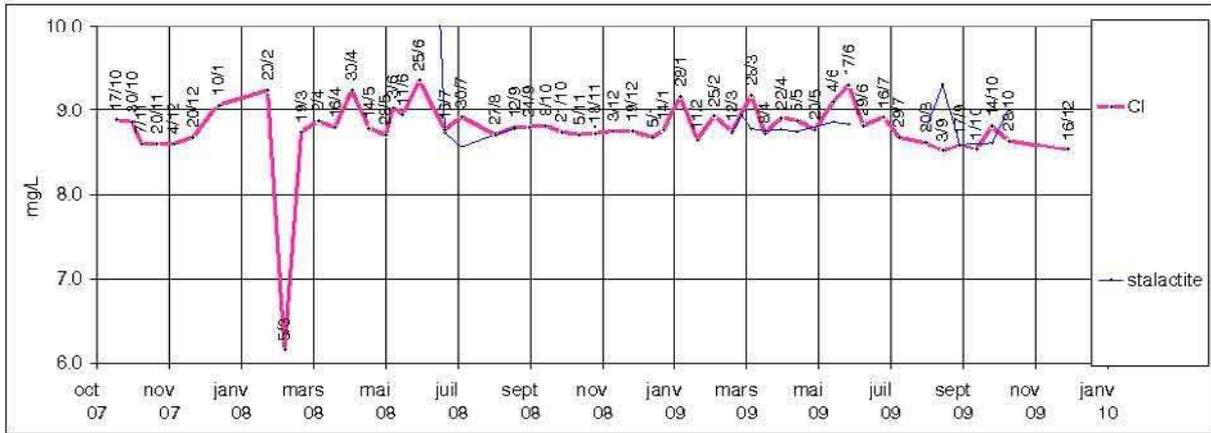
### PUITS 2/3



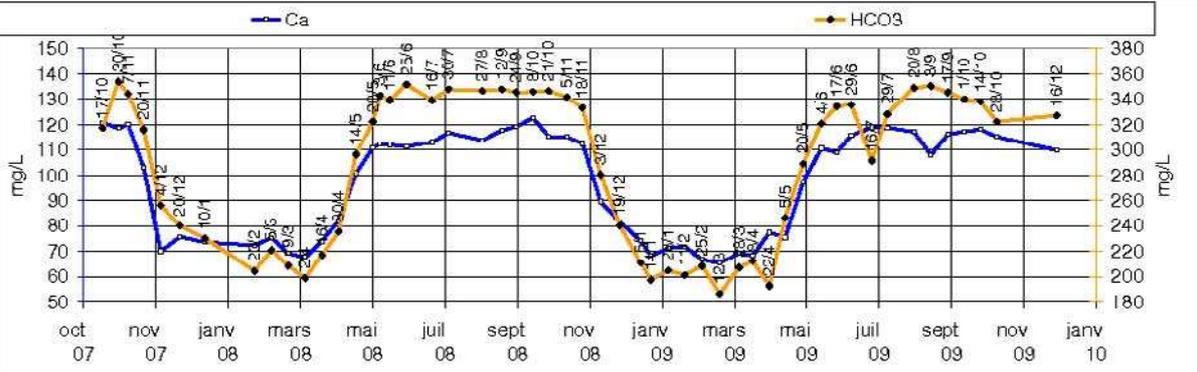
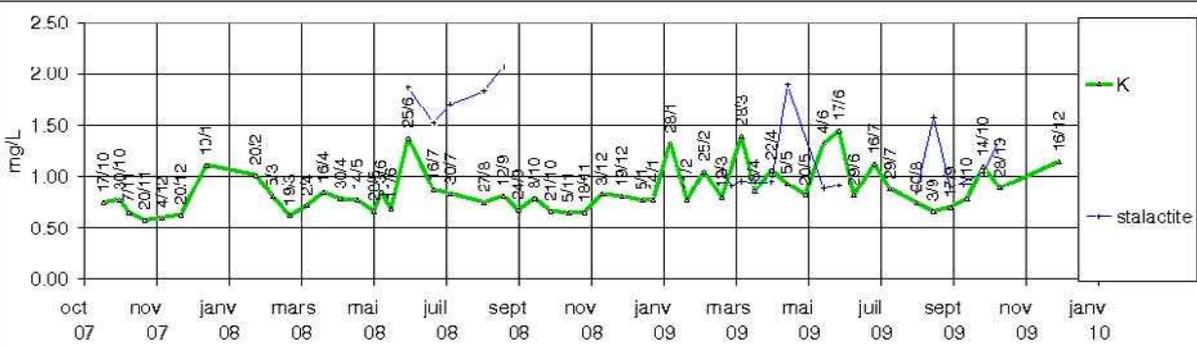
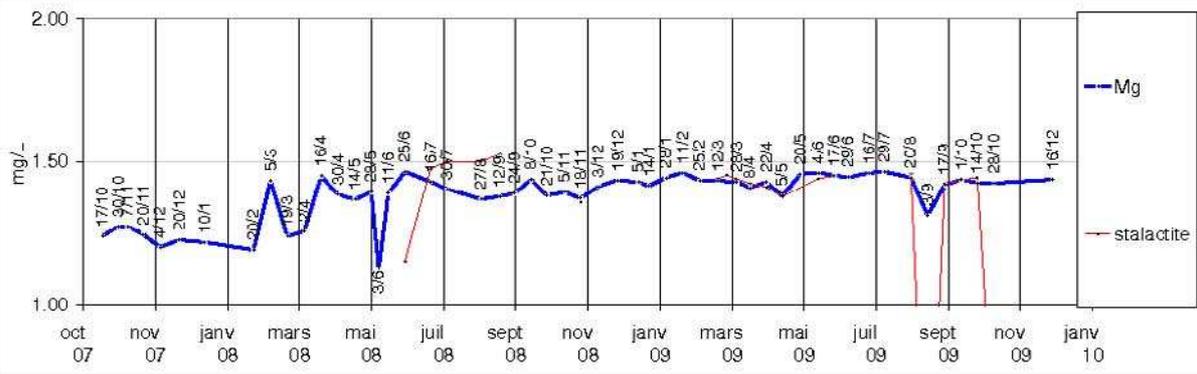
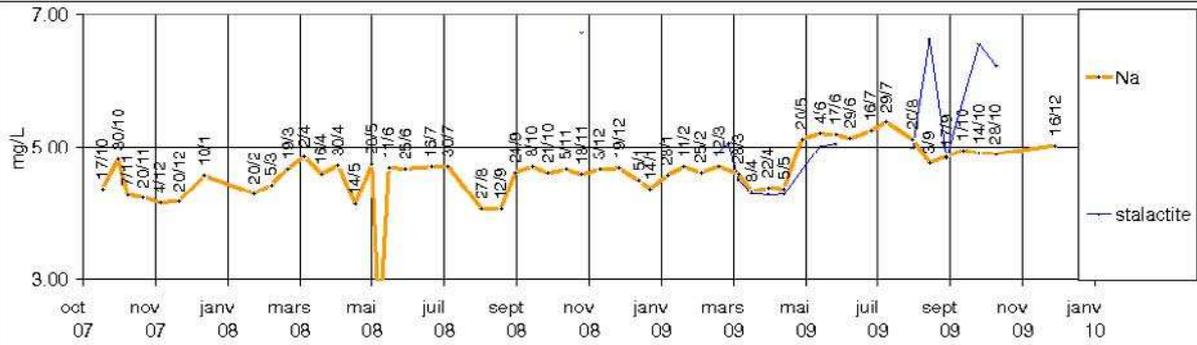
### PUITS 3/3



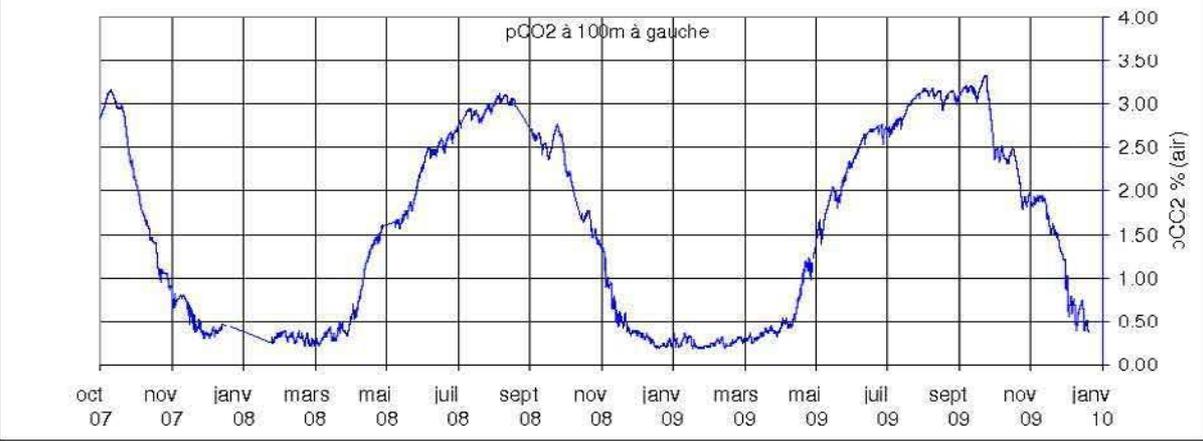
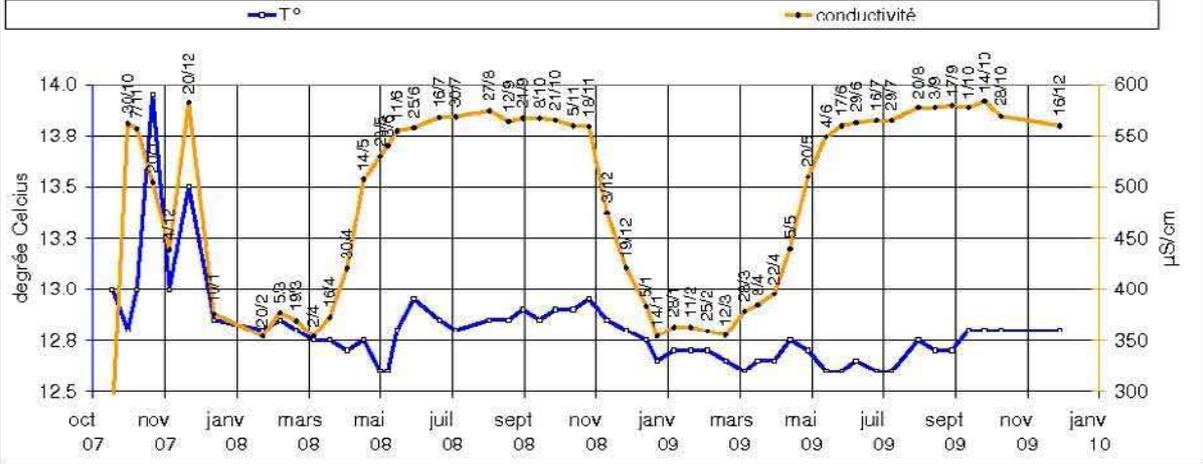
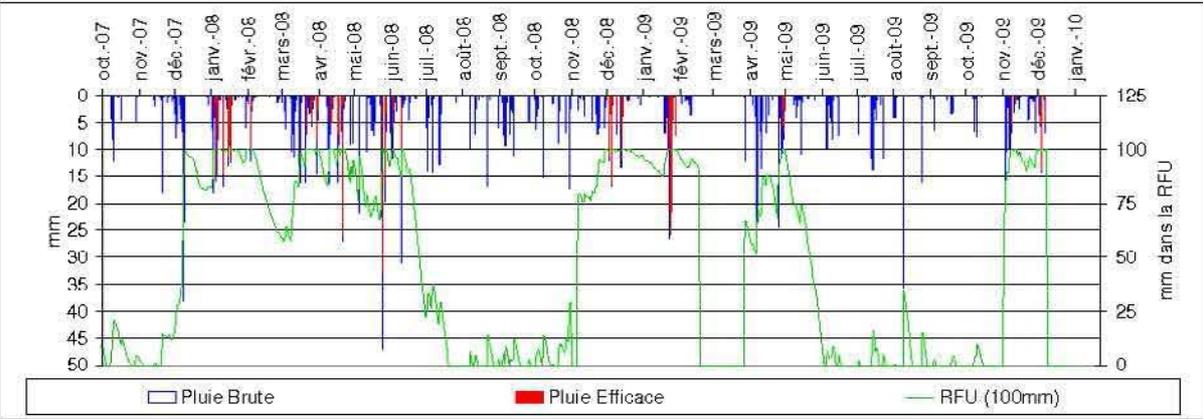
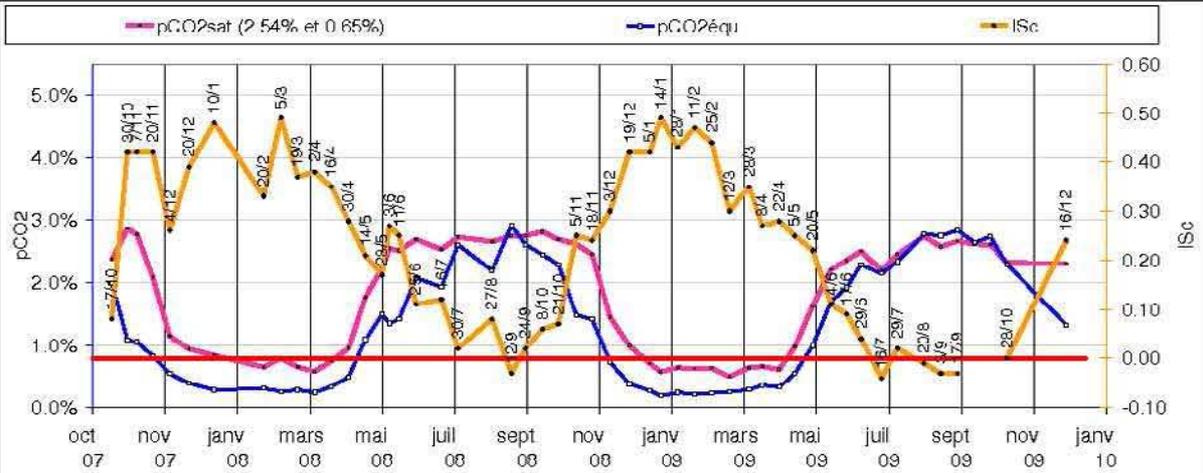
### Gours West 1/3



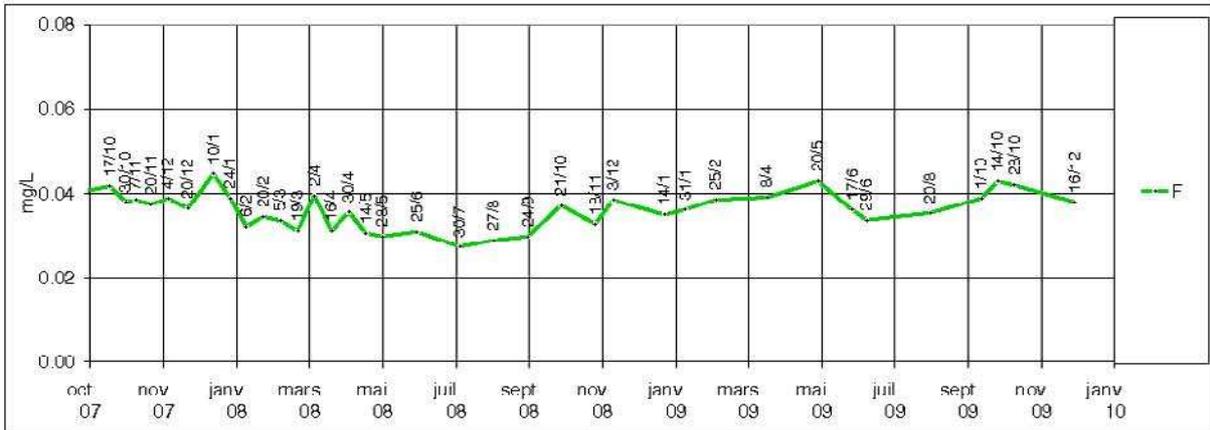
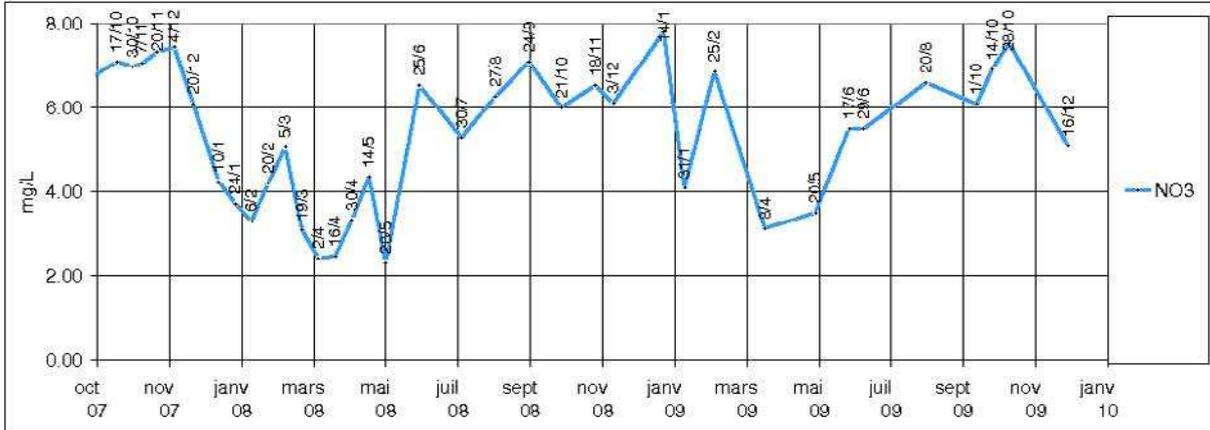
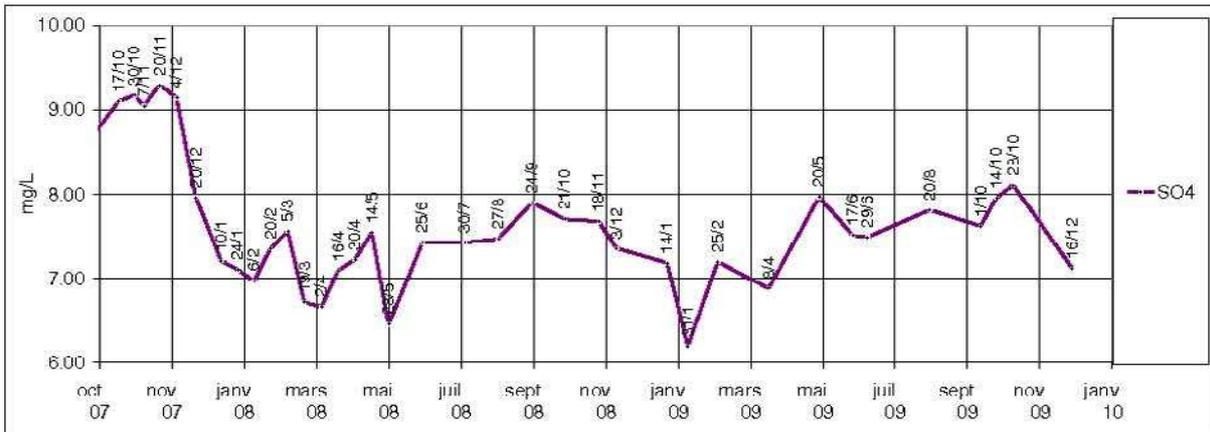
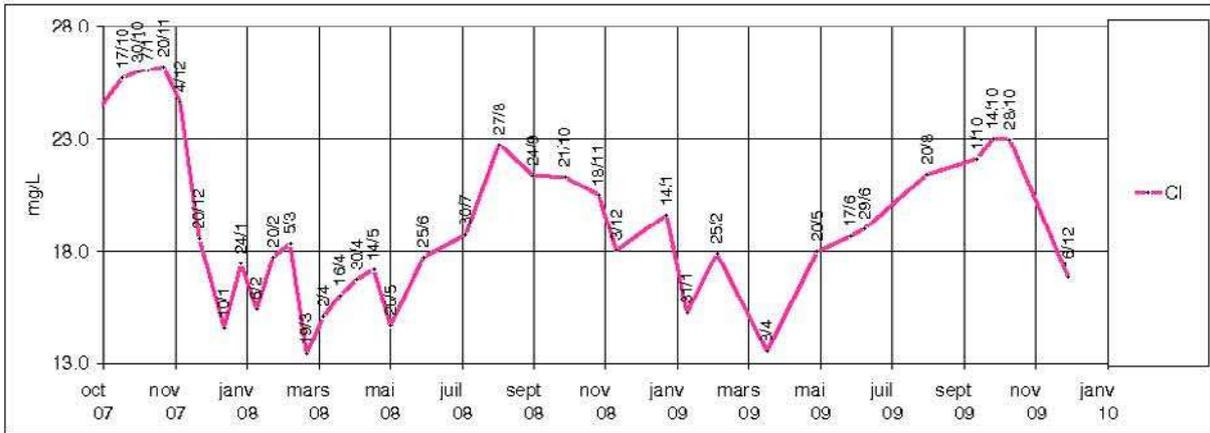
### GOURS WEST 2/3

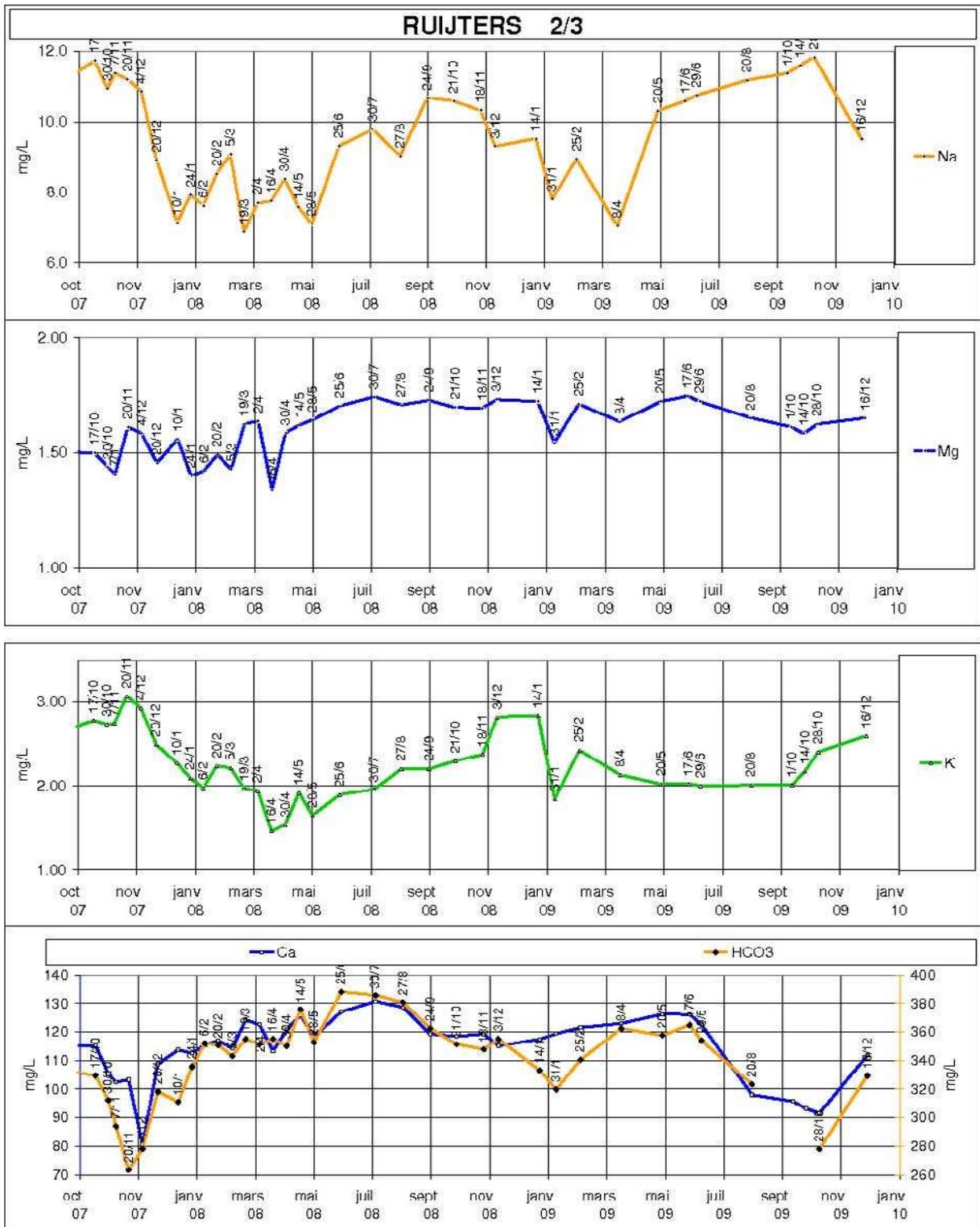


### Gours West 3/3

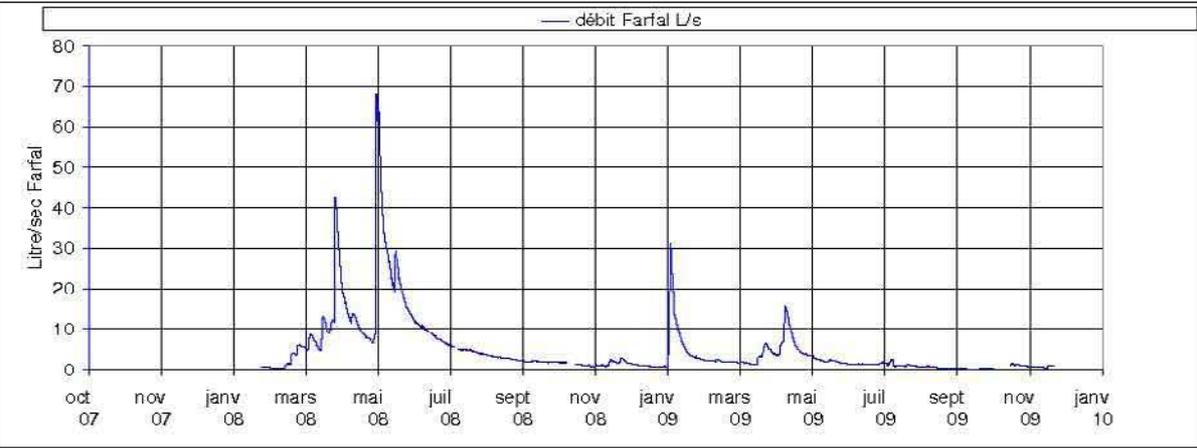
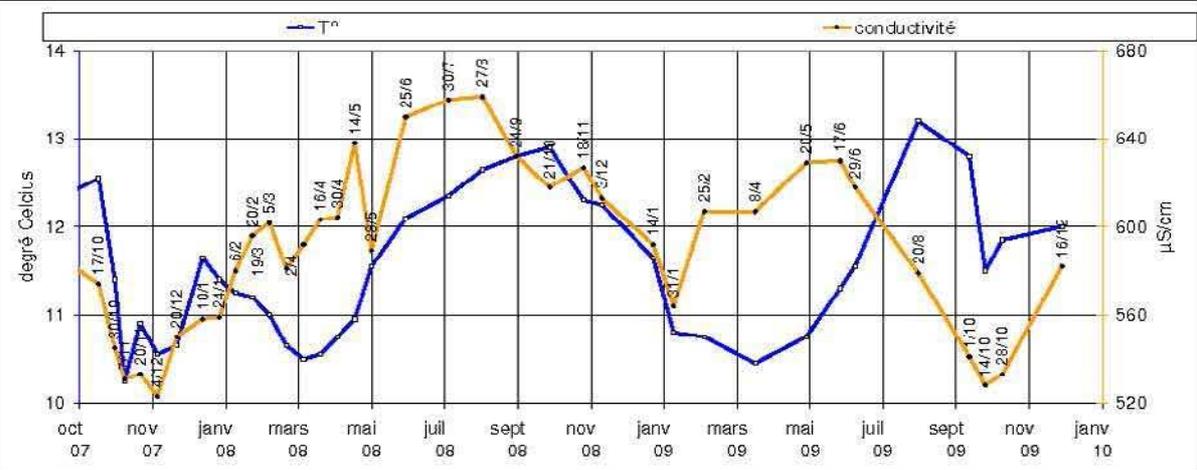
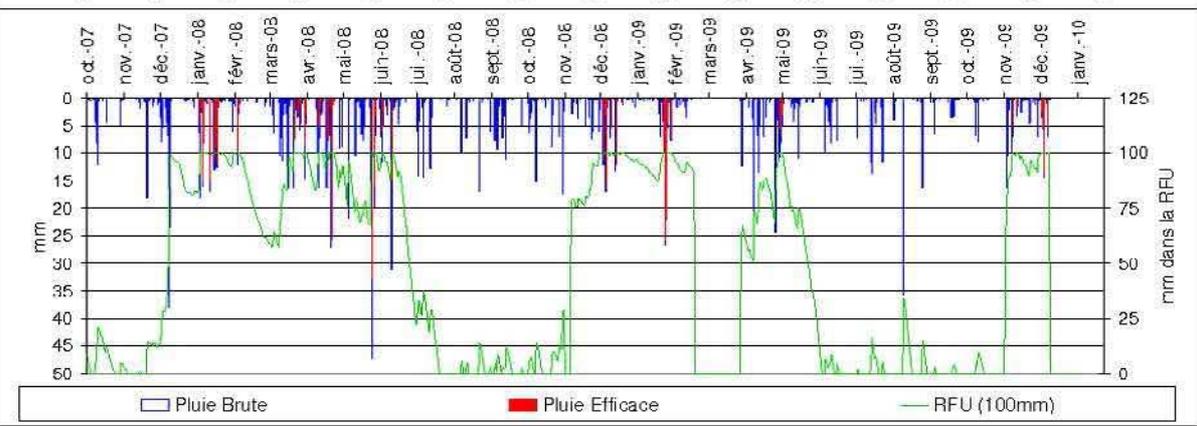
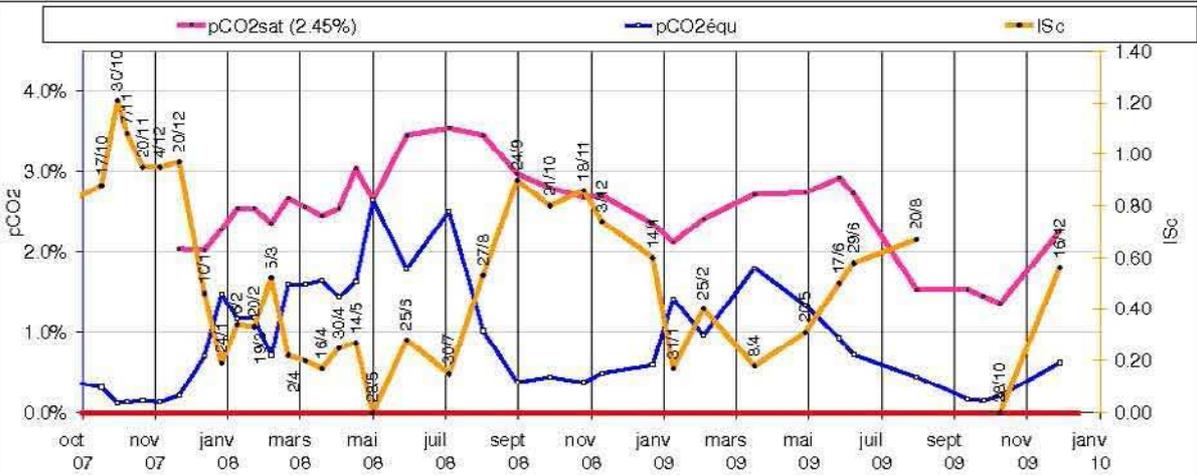


## RUIJTERS 1/3

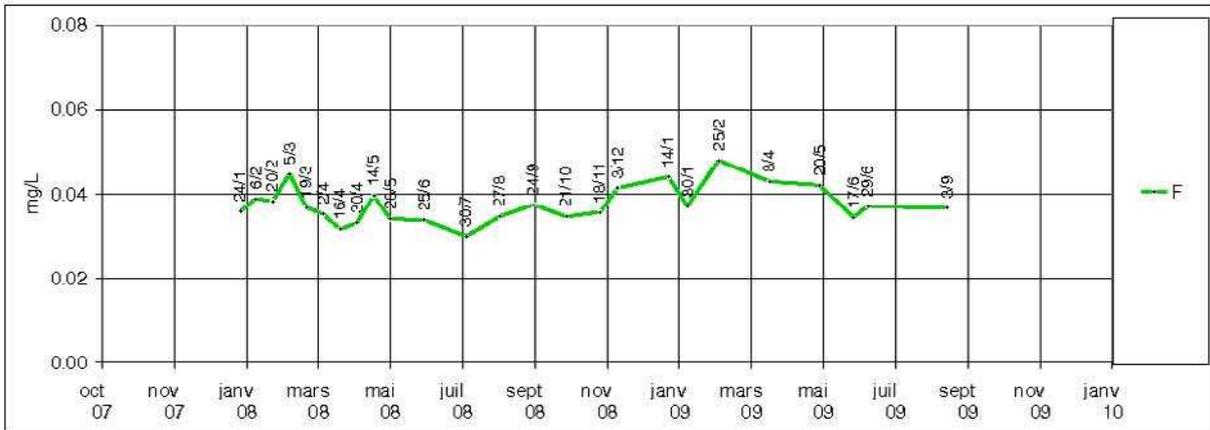
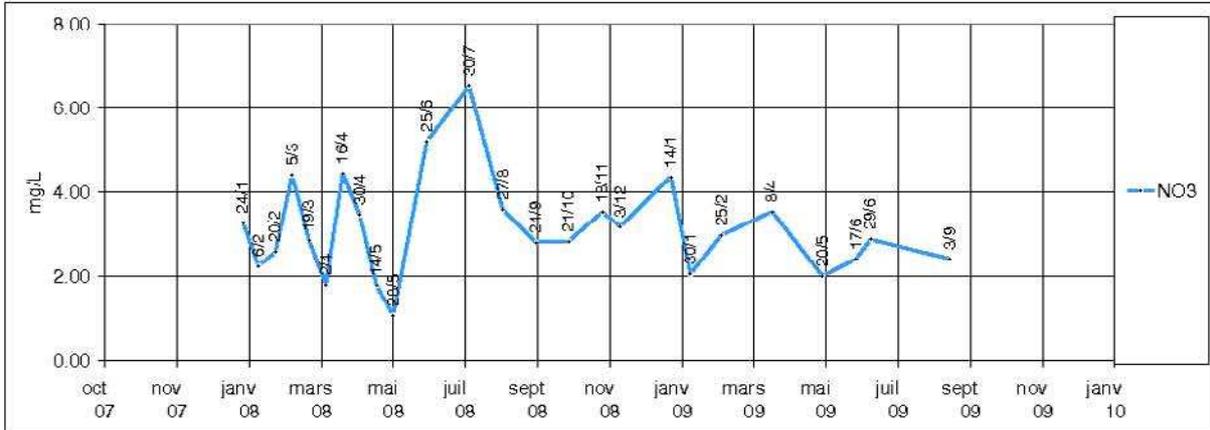
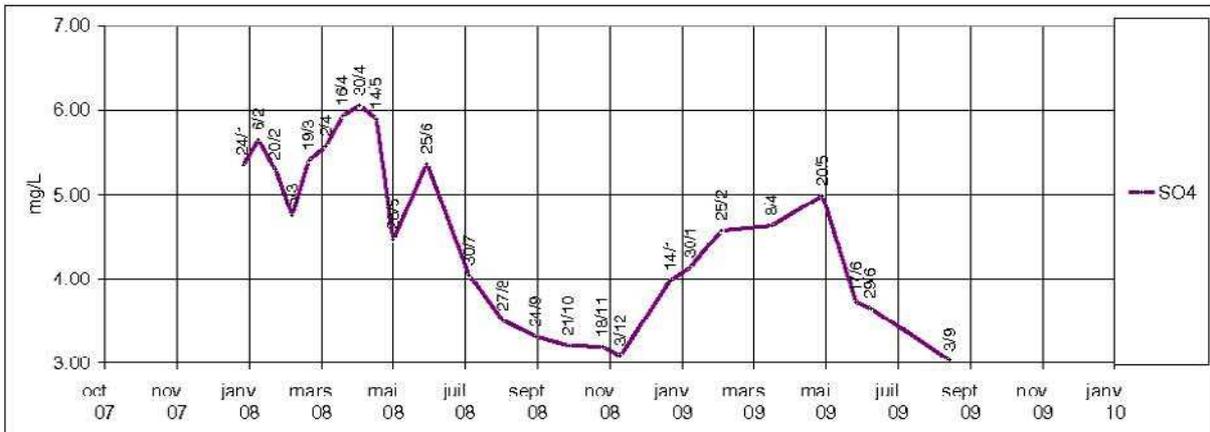
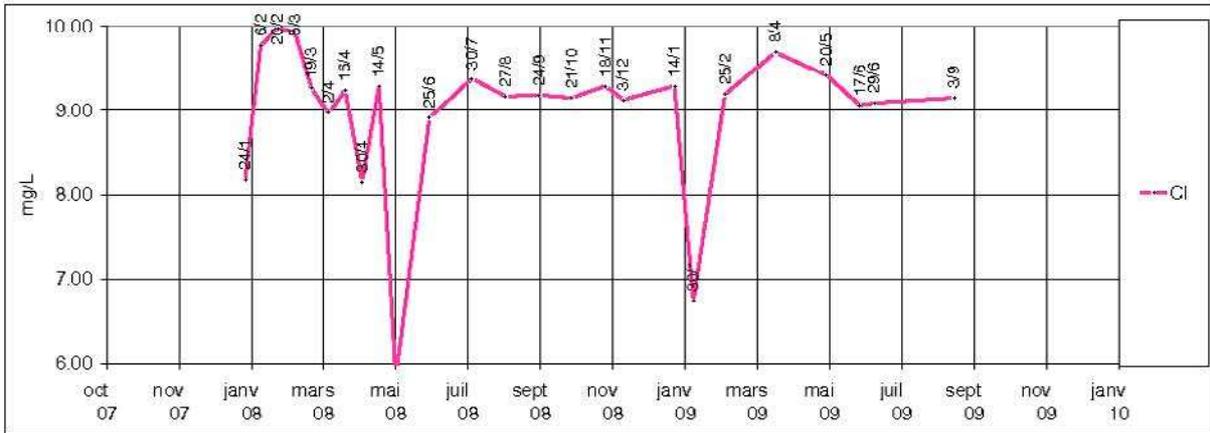




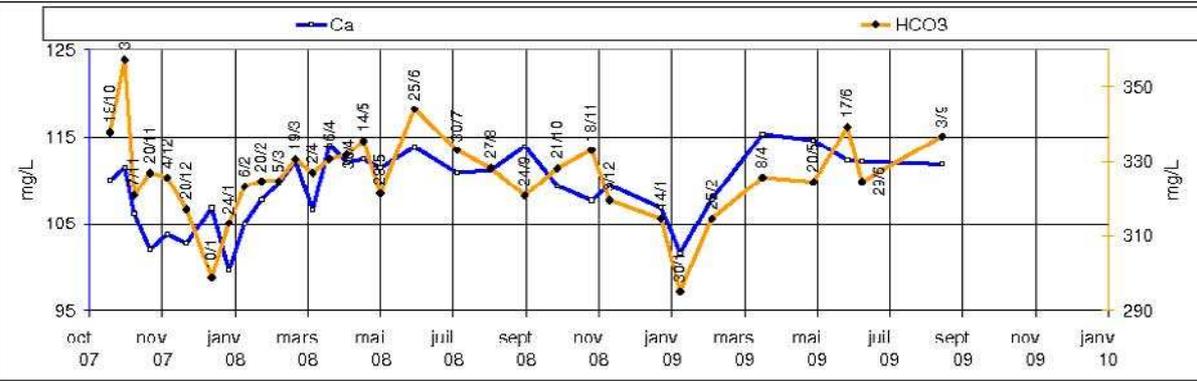
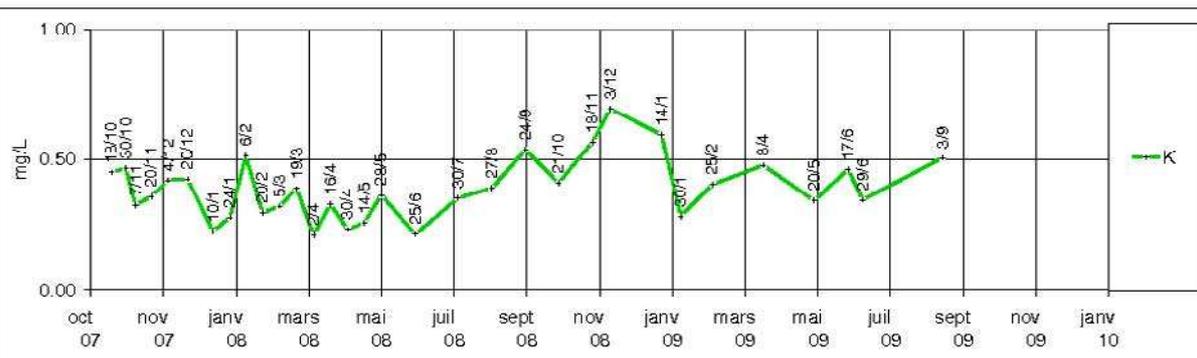
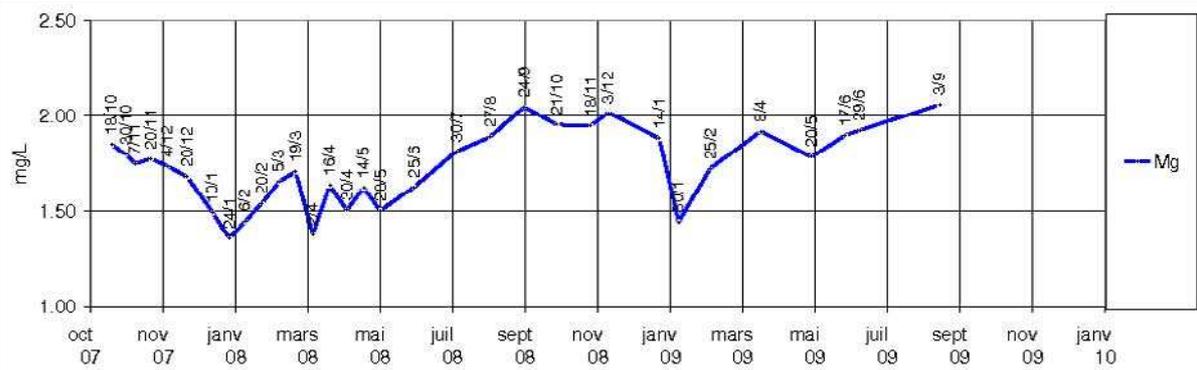
### RUIJTERS 3/3



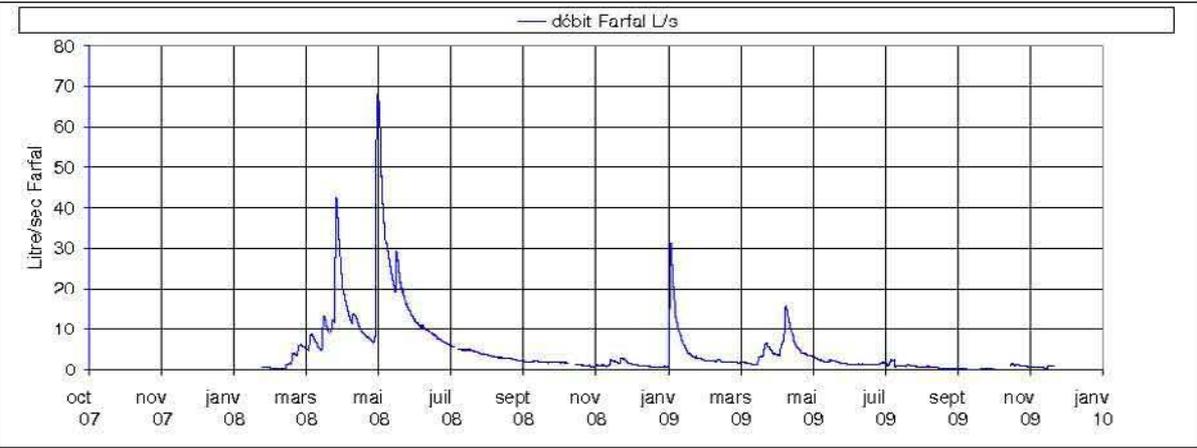
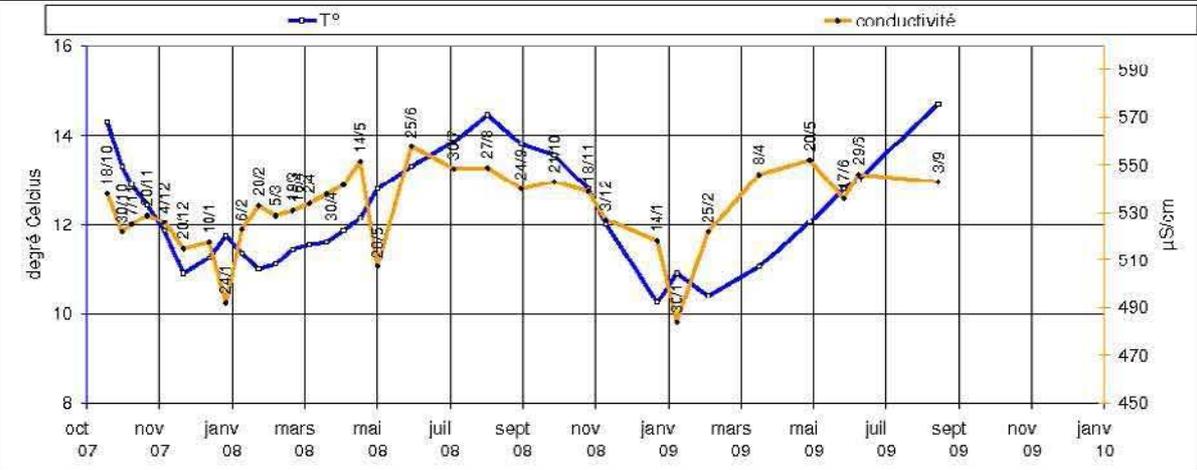
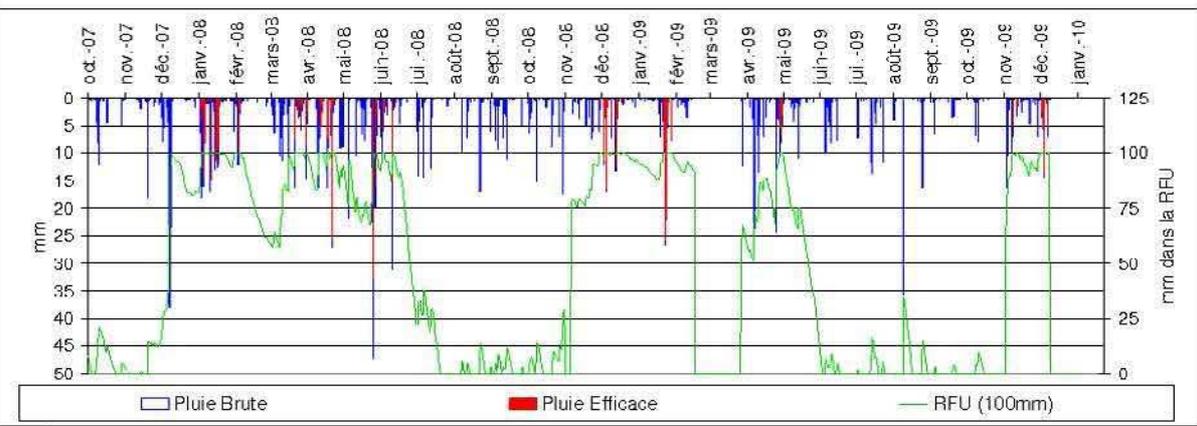
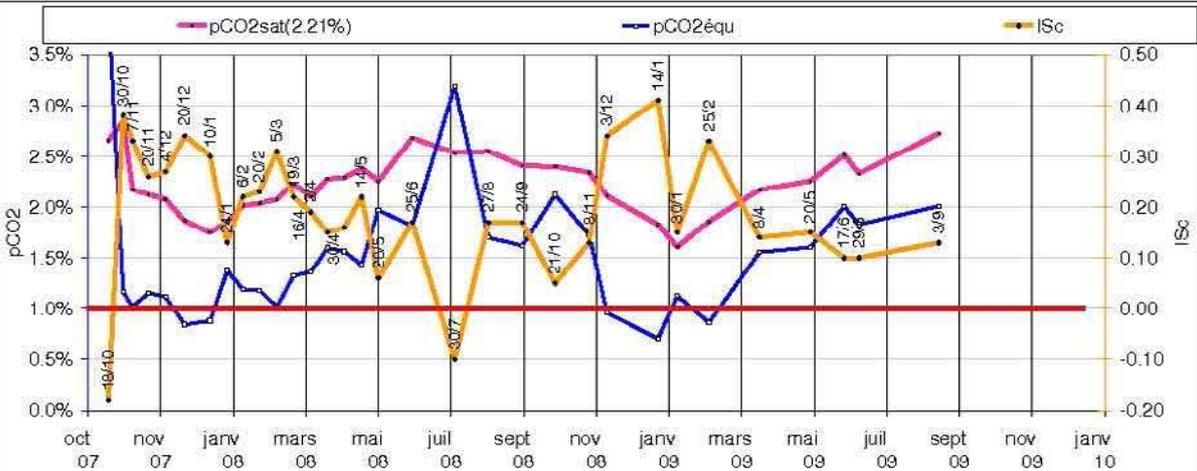
### COUYSSAC 1/3



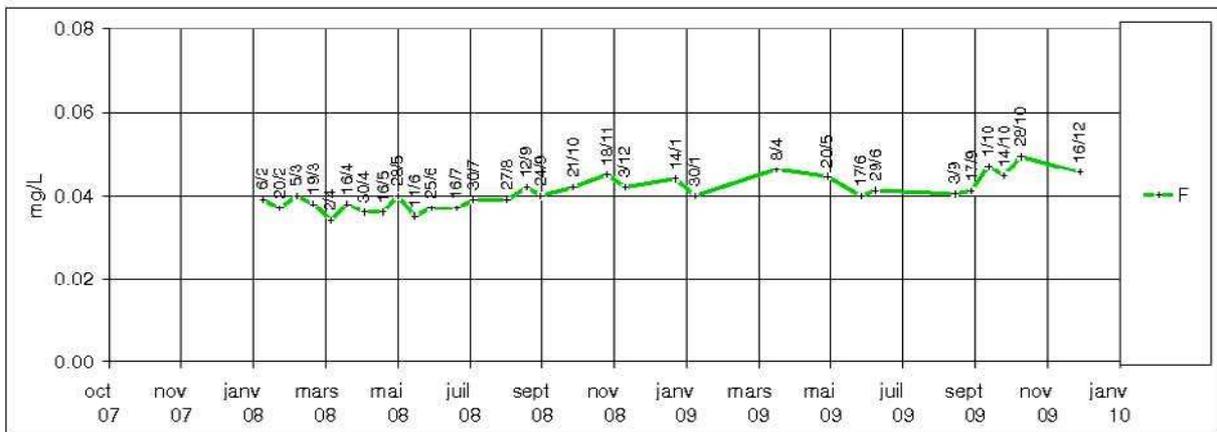
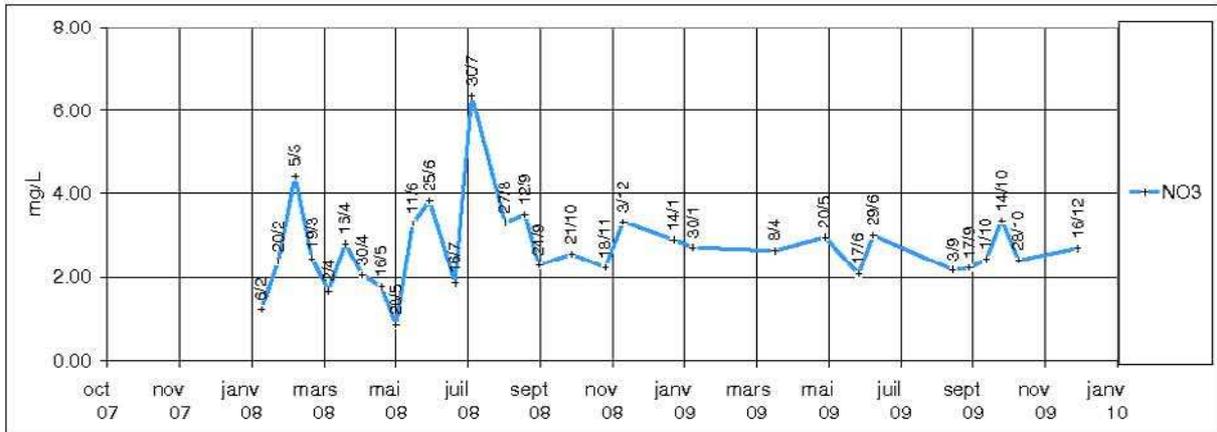
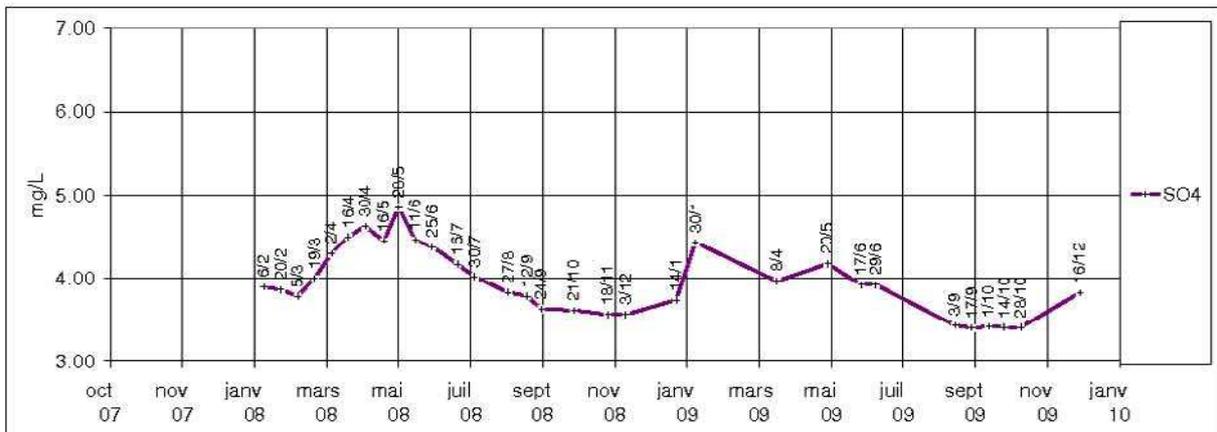
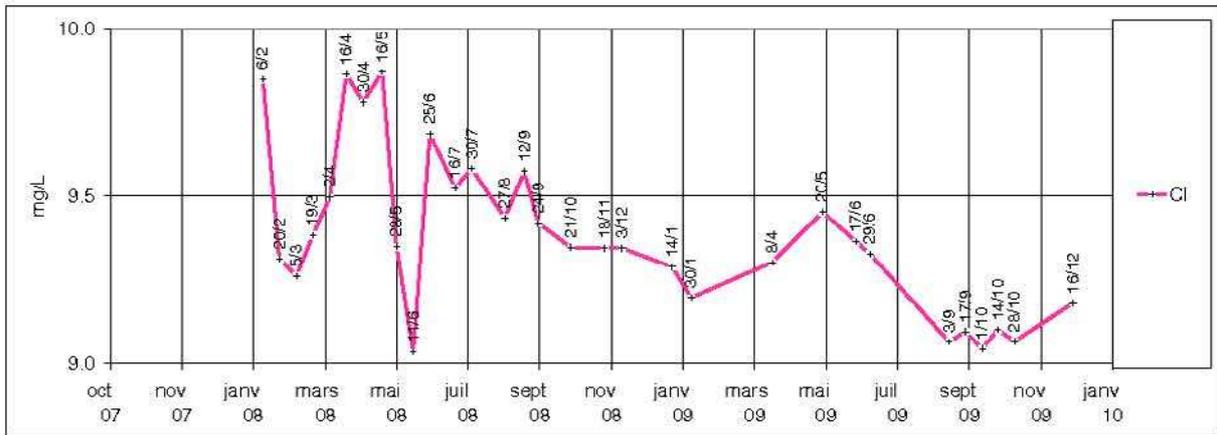
### COUYSSAC 2/3

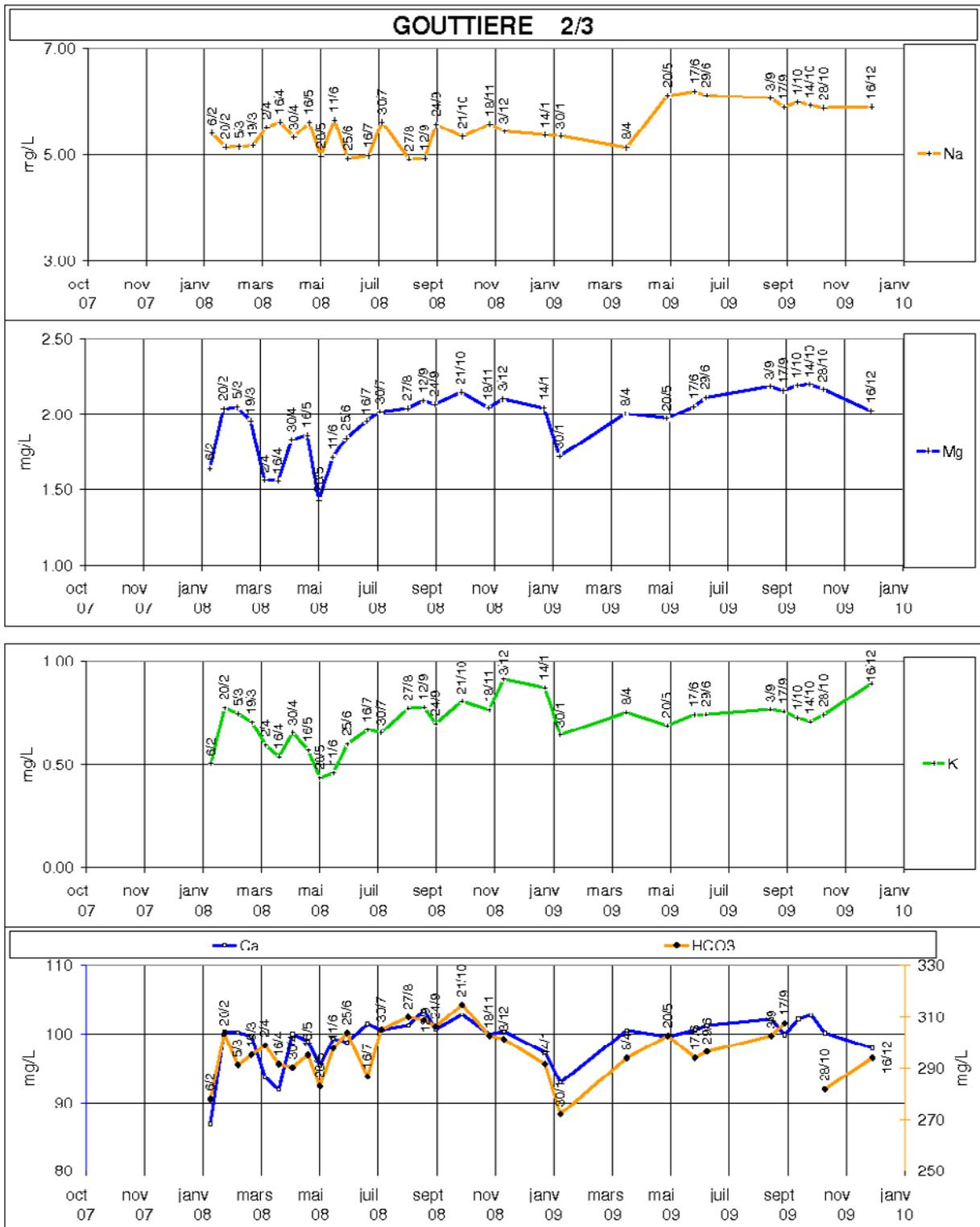


### COUYSSAC 3/3

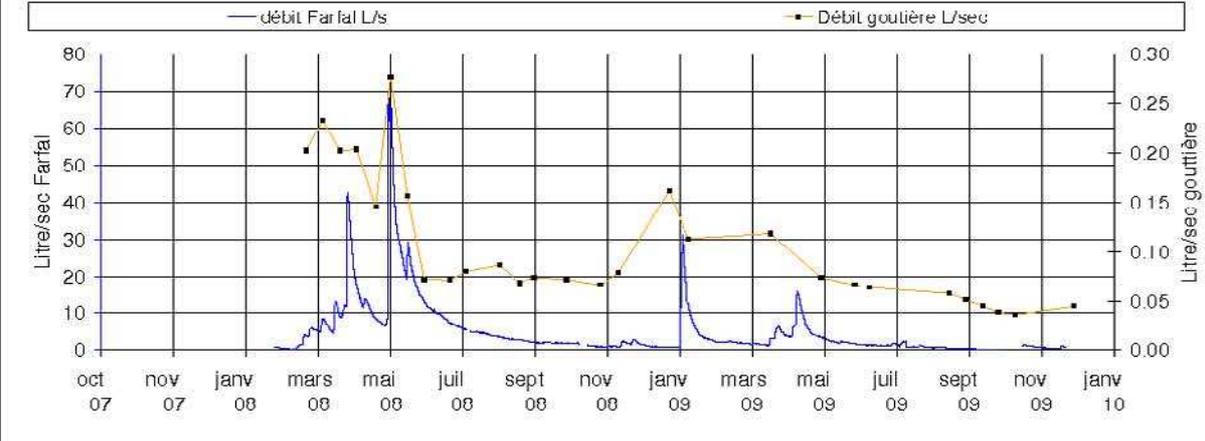
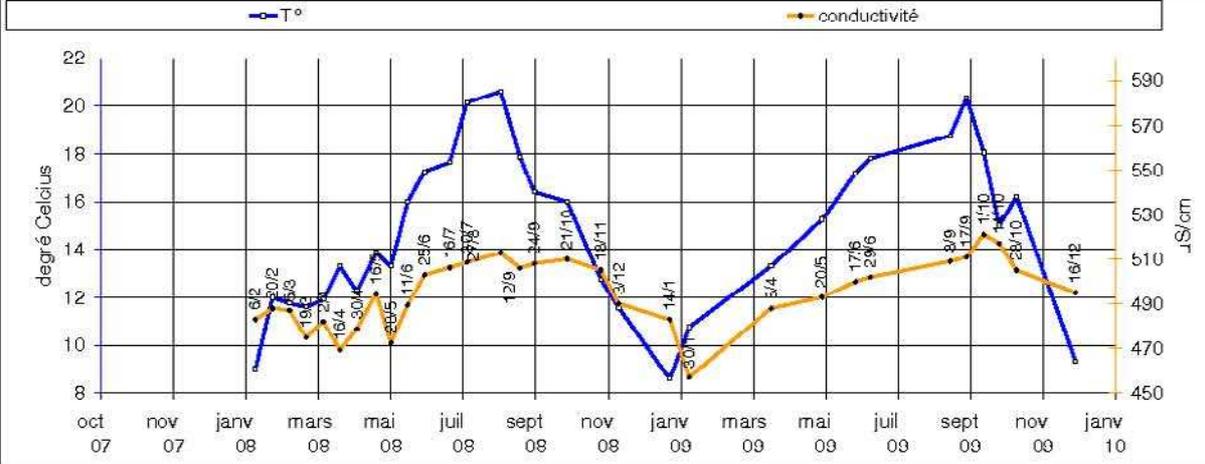
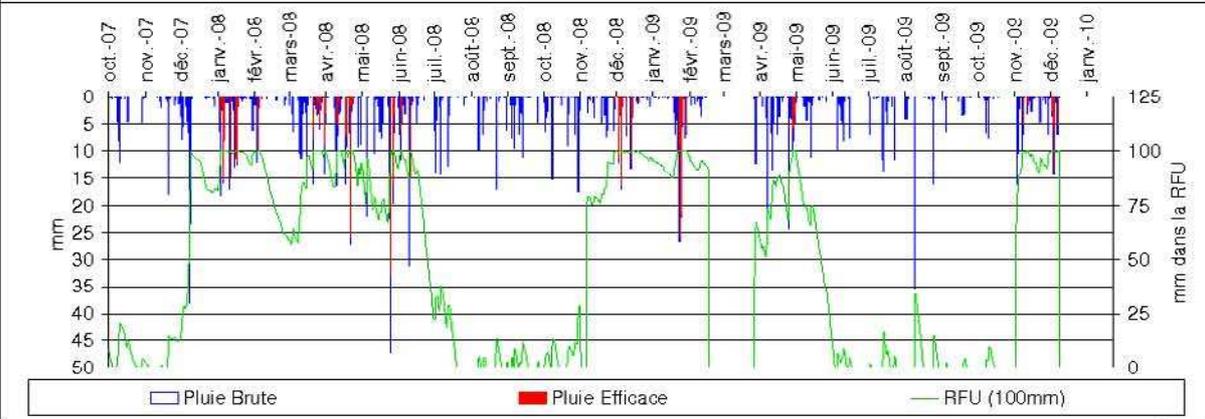
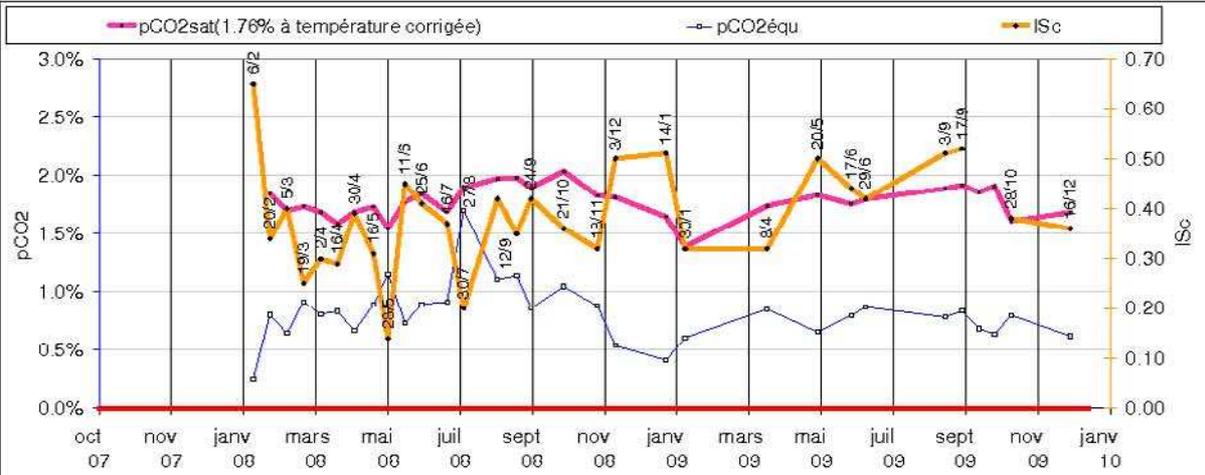


### GOUTTIERE 1/3

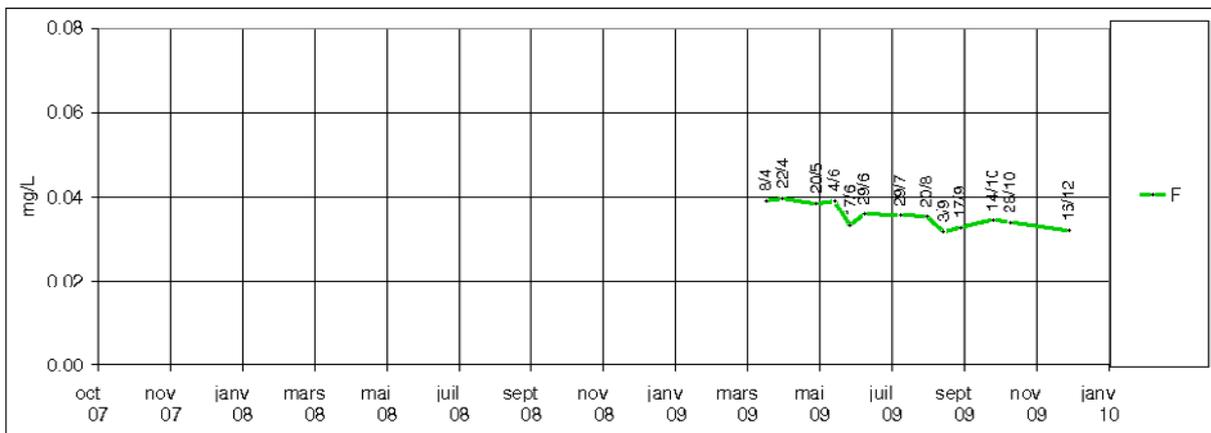
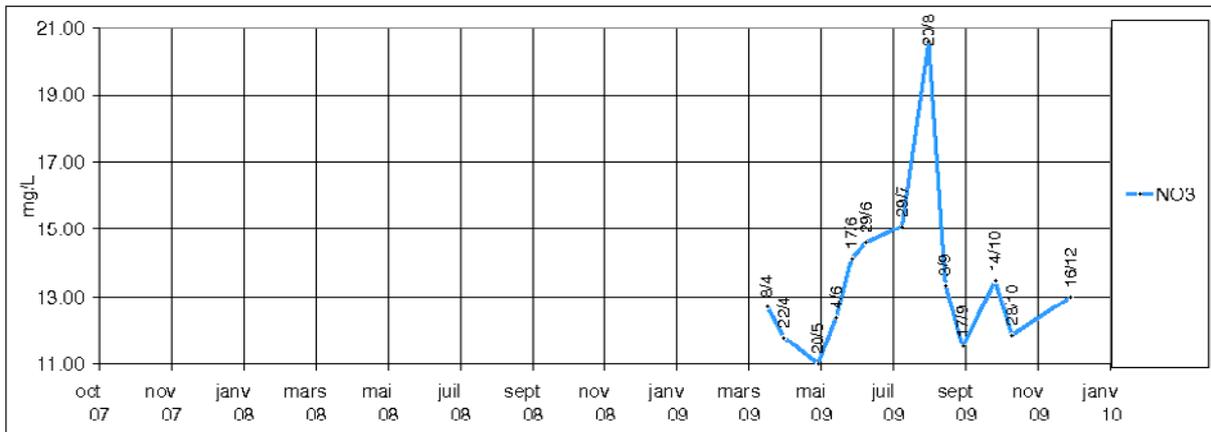
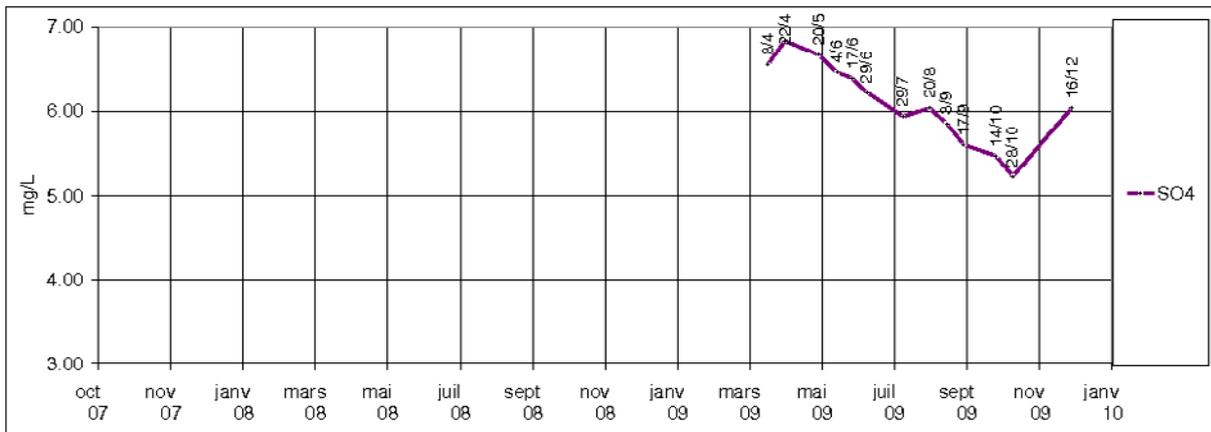
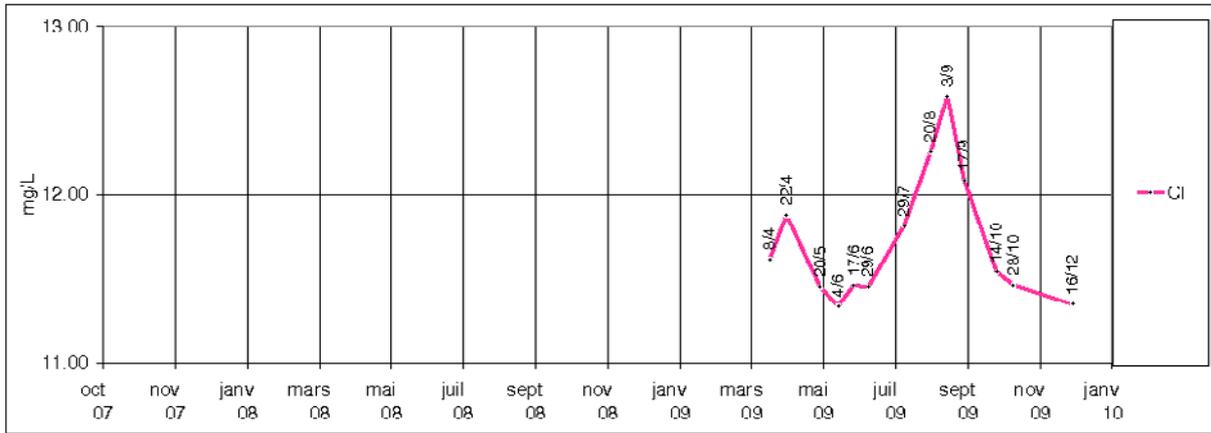




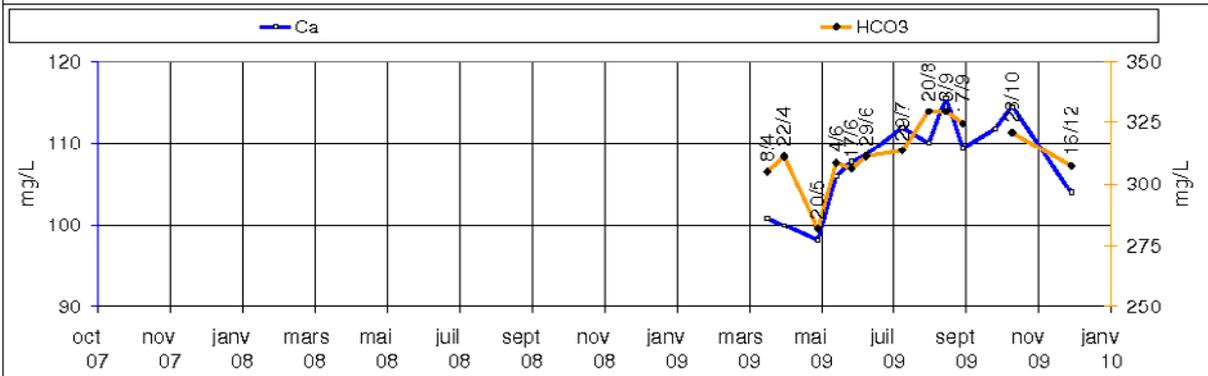
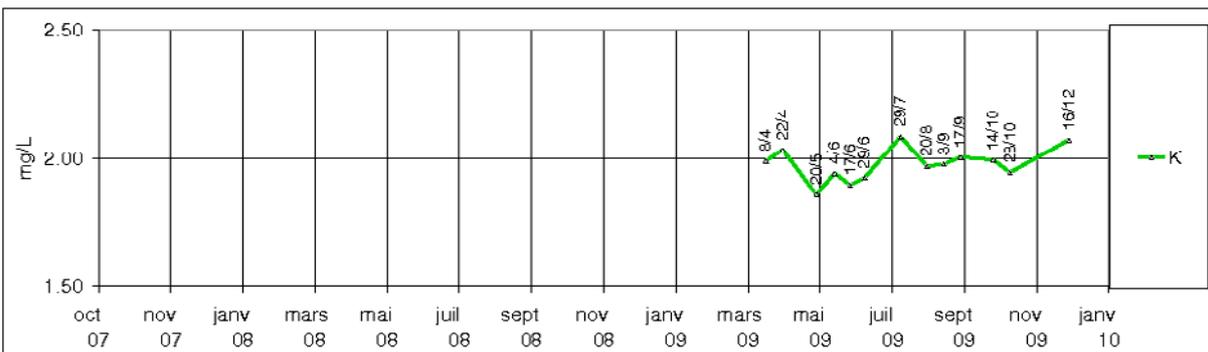
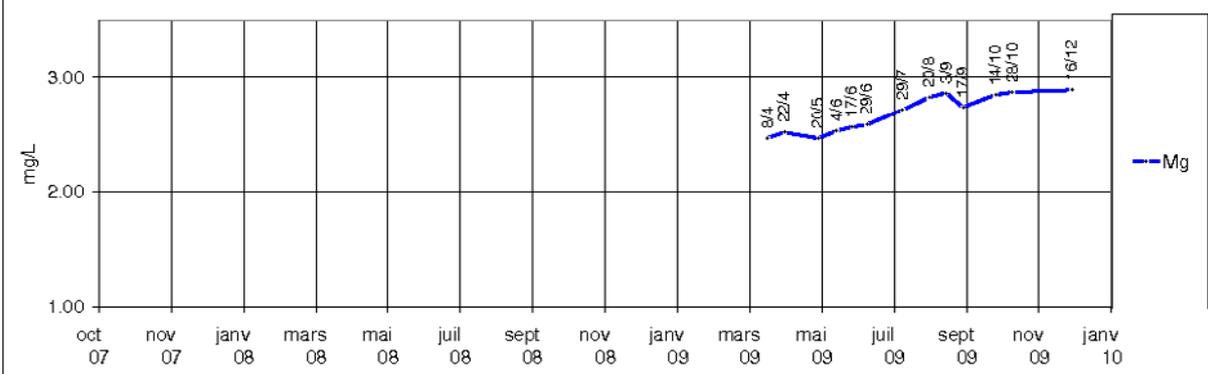
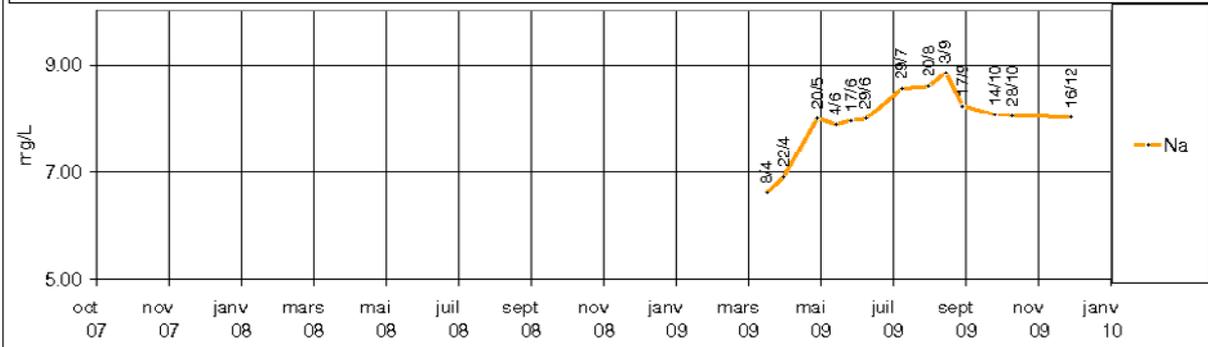
### GOUTTIERE 3/3



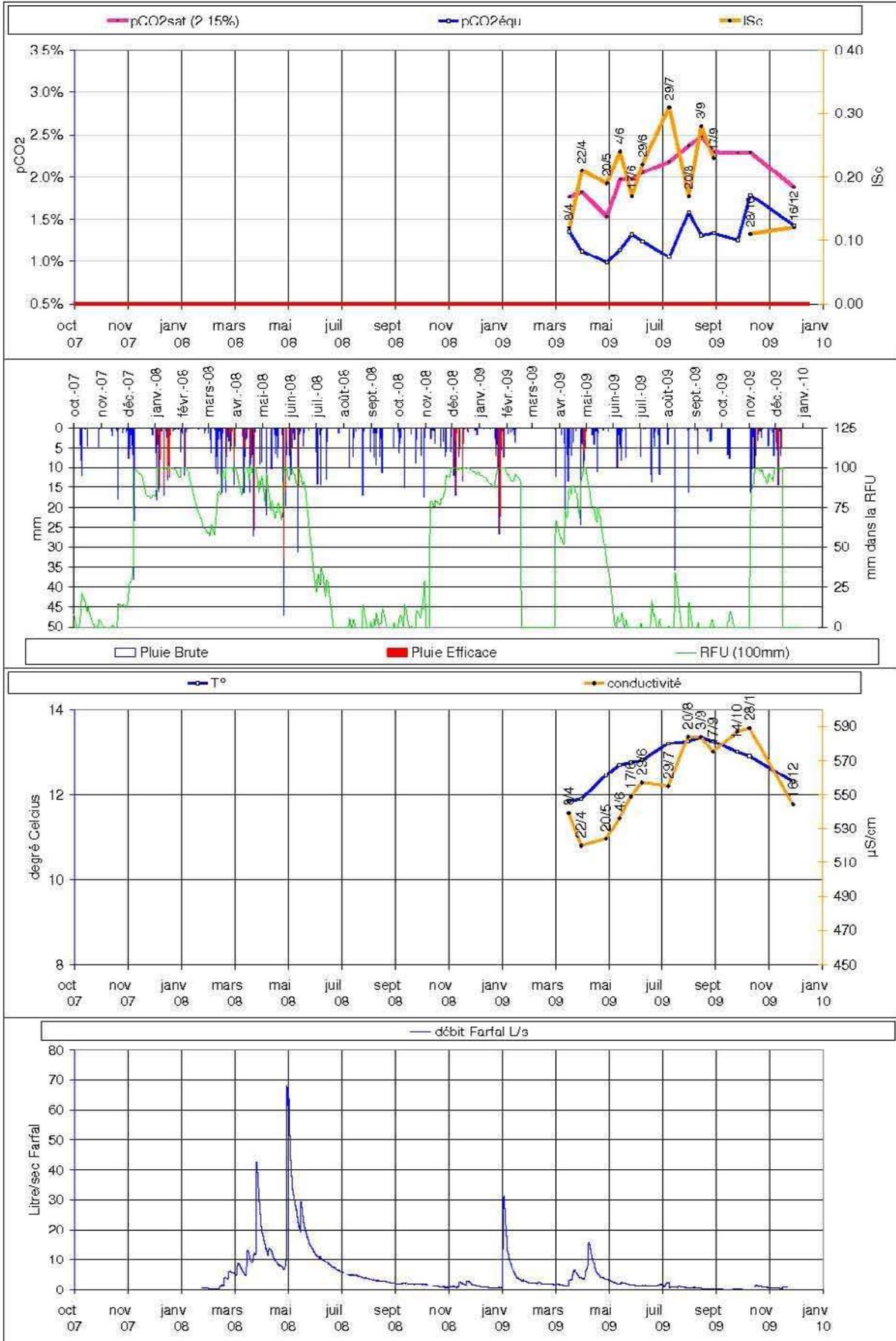
### Sous le Travertin 1/3



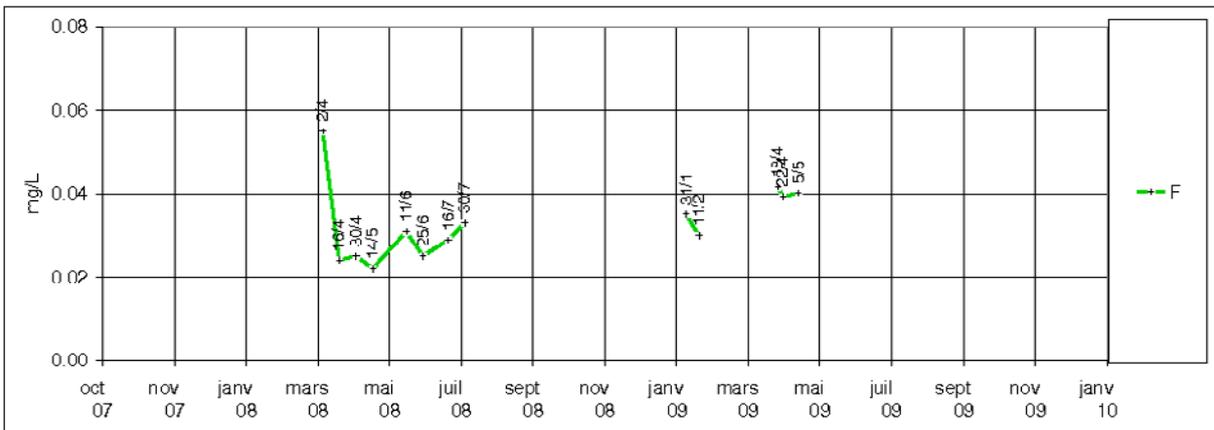
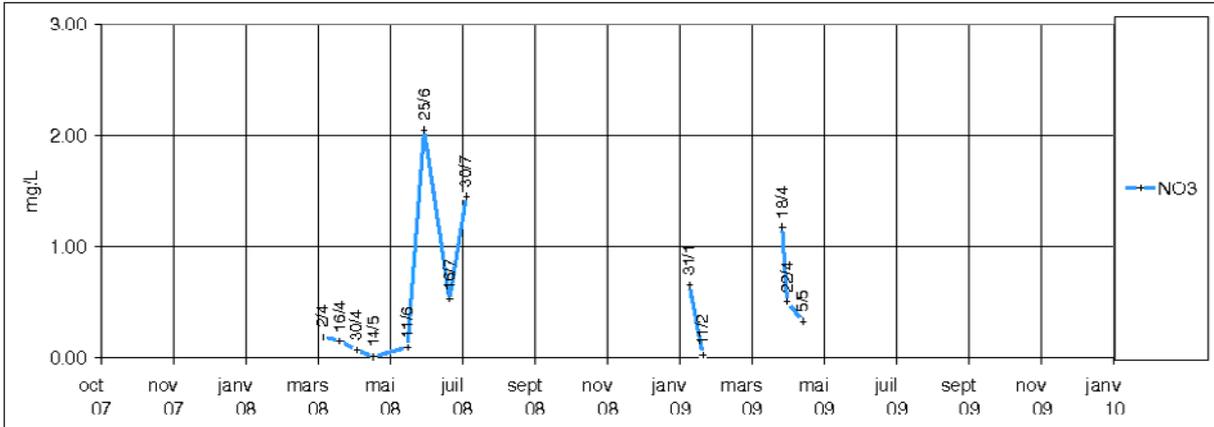
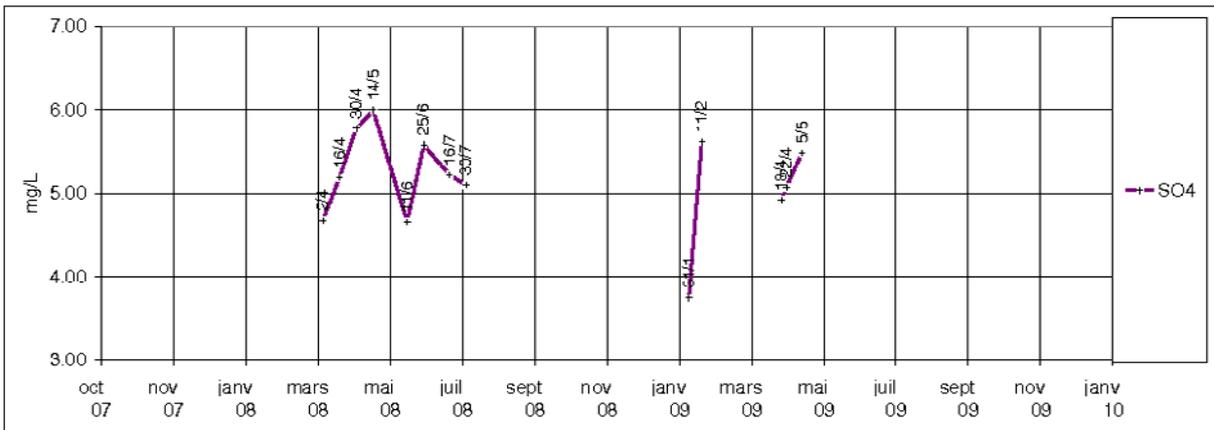
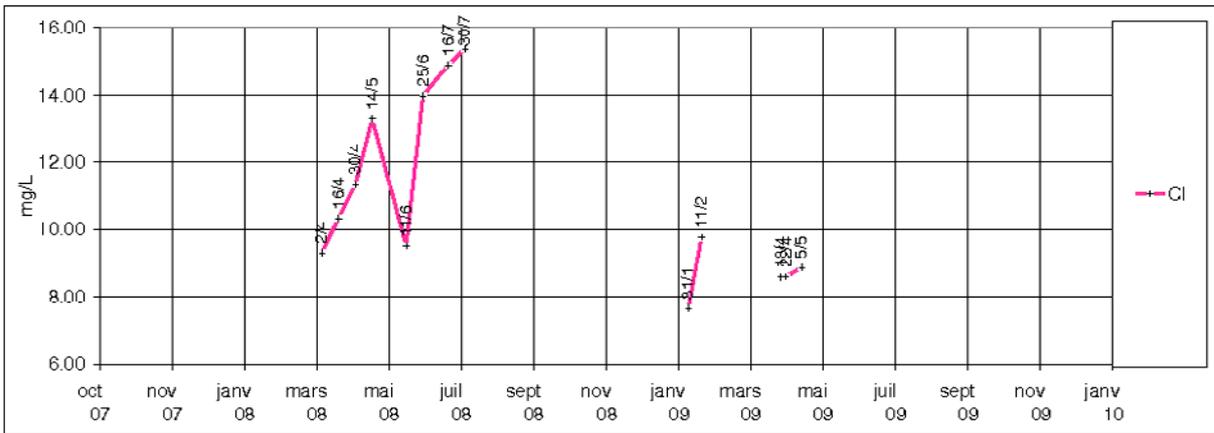
### Sous le Travertin 2/3



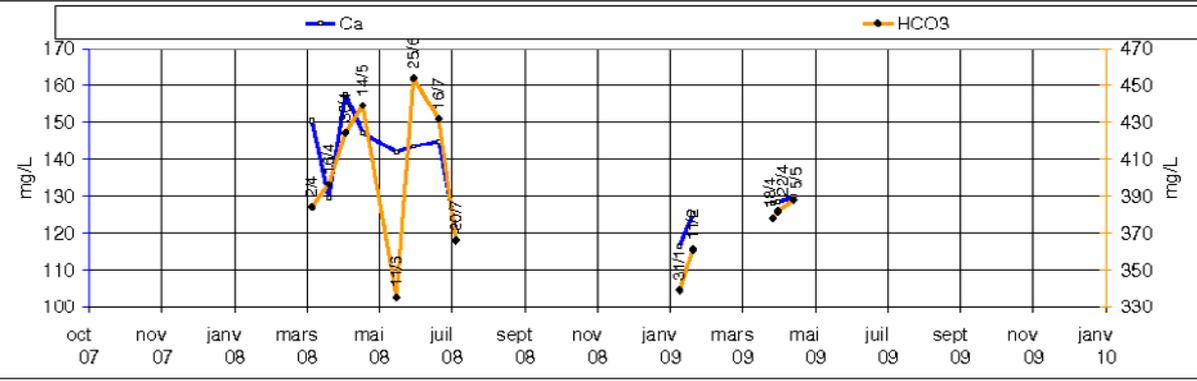
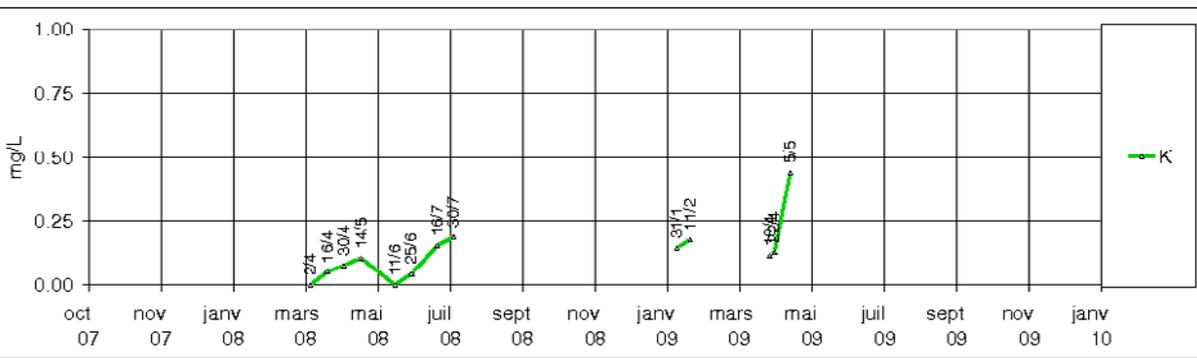
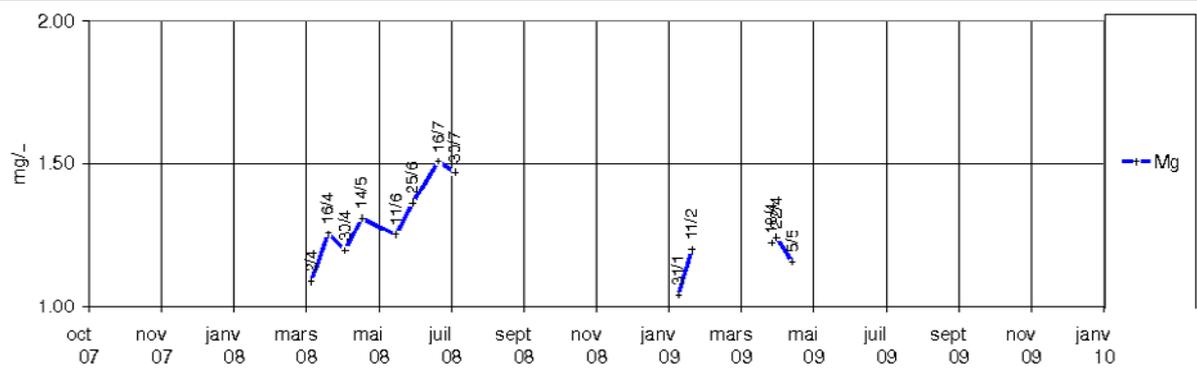
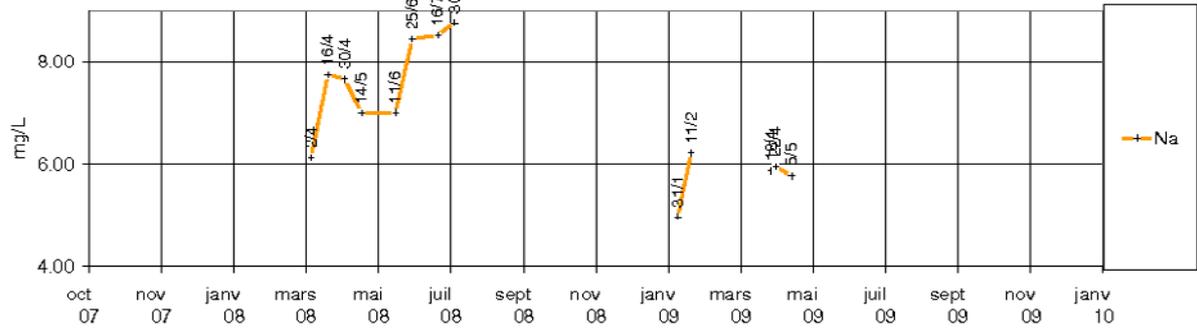
### Sous le Travertin 3/3



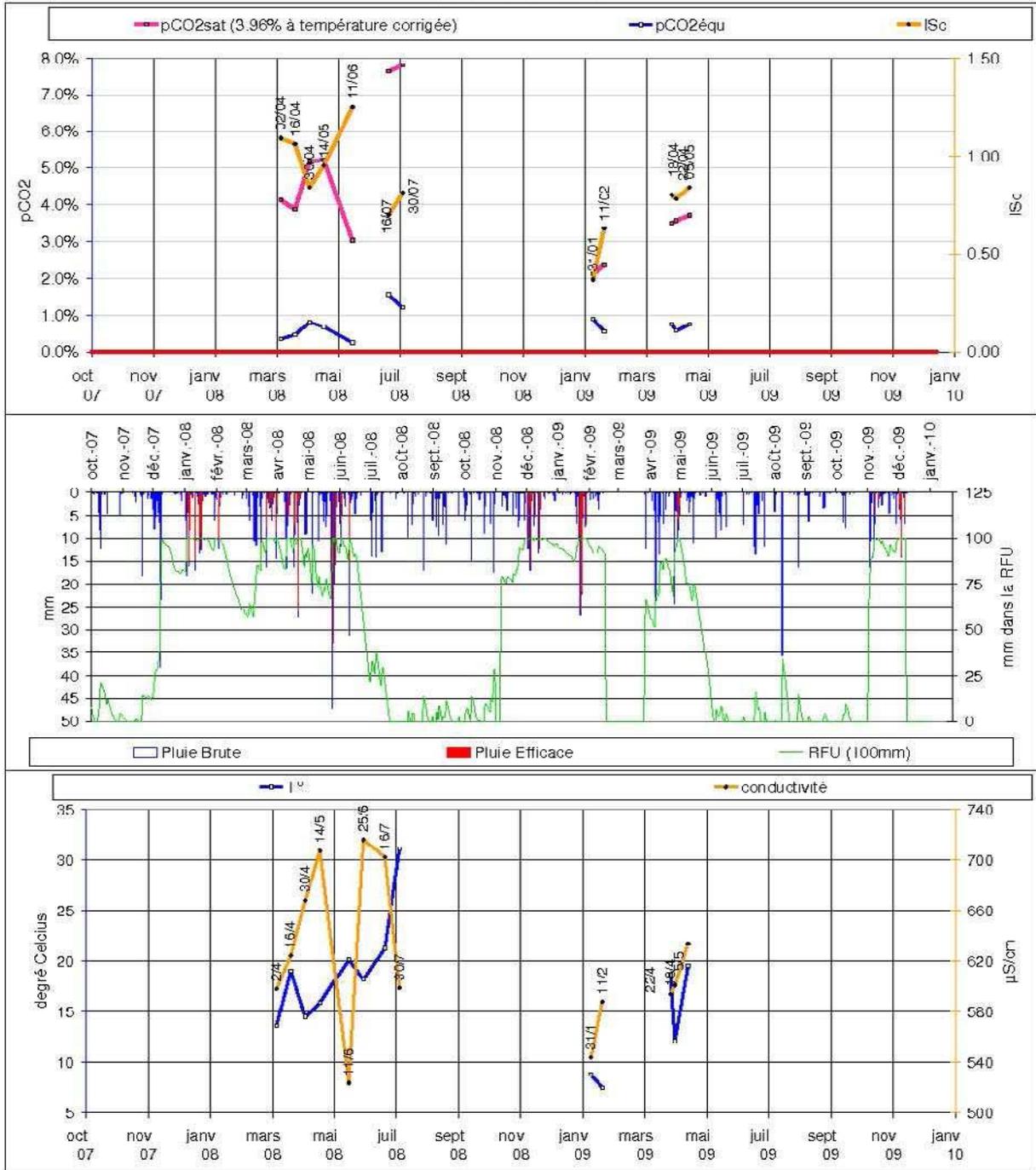
## EPIKARST 1/3



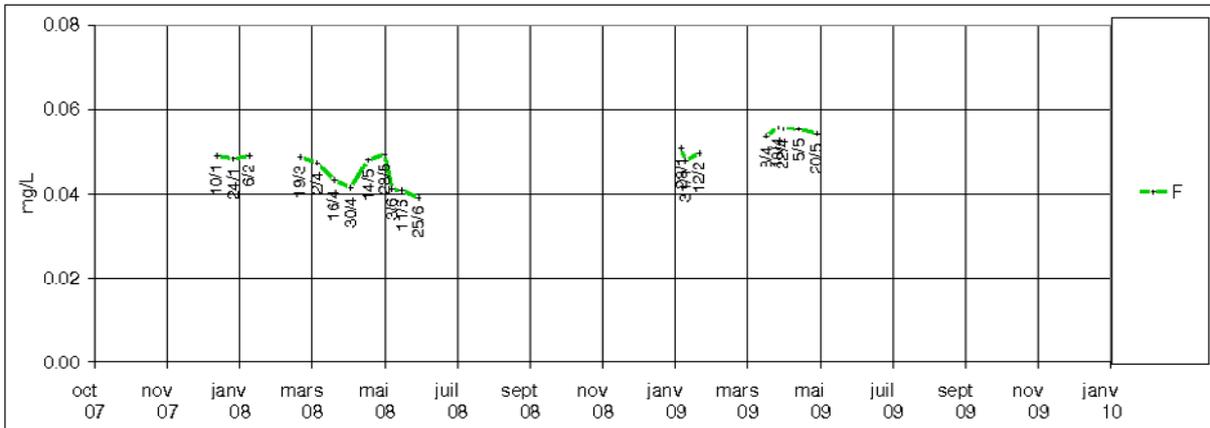
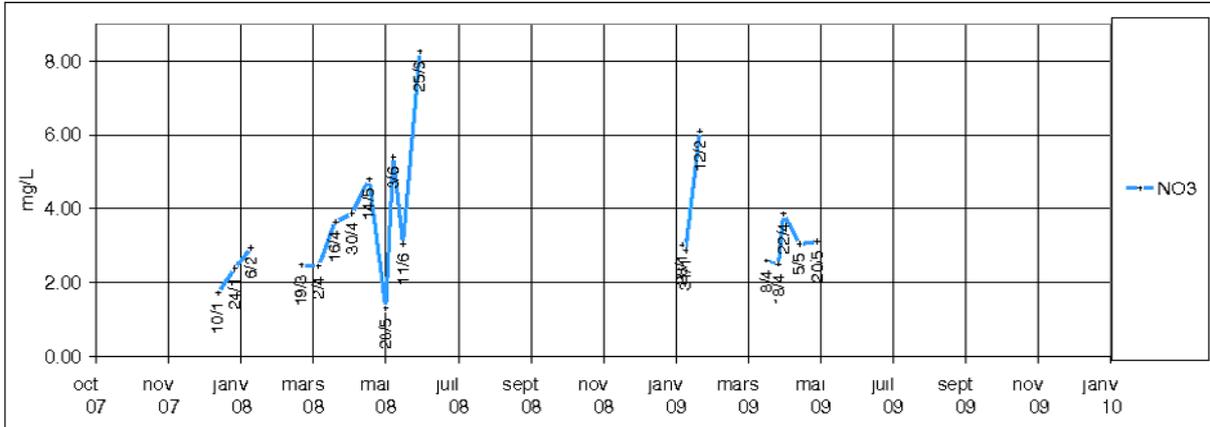
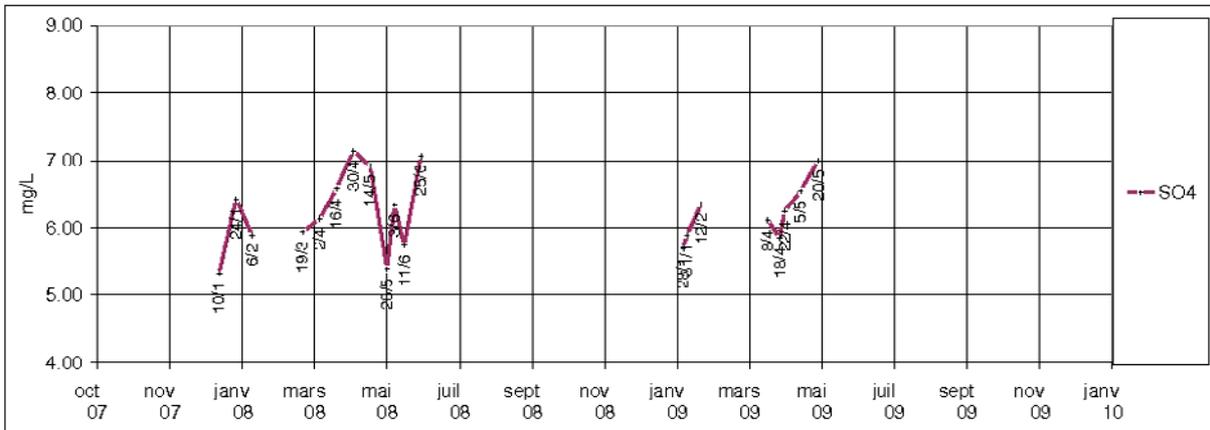
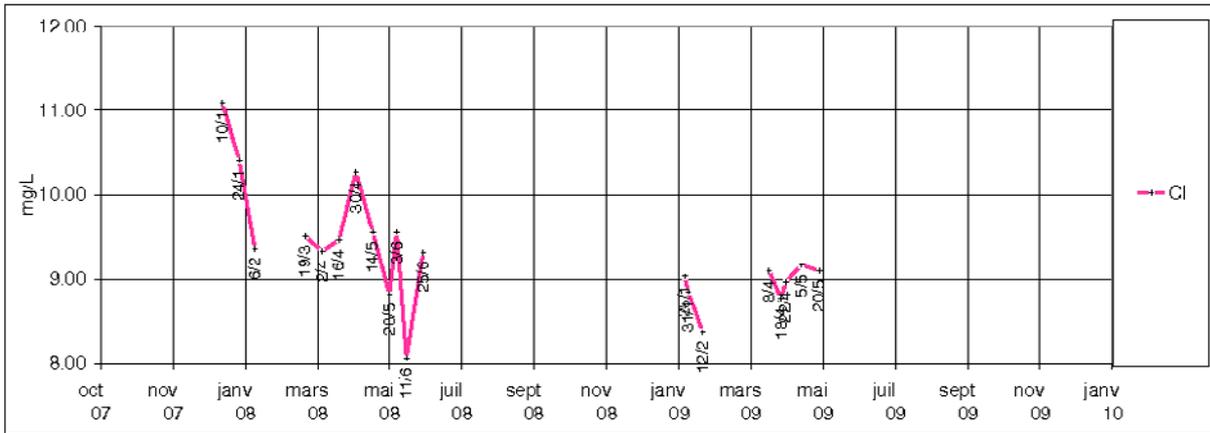
### EPIKARST 2/3



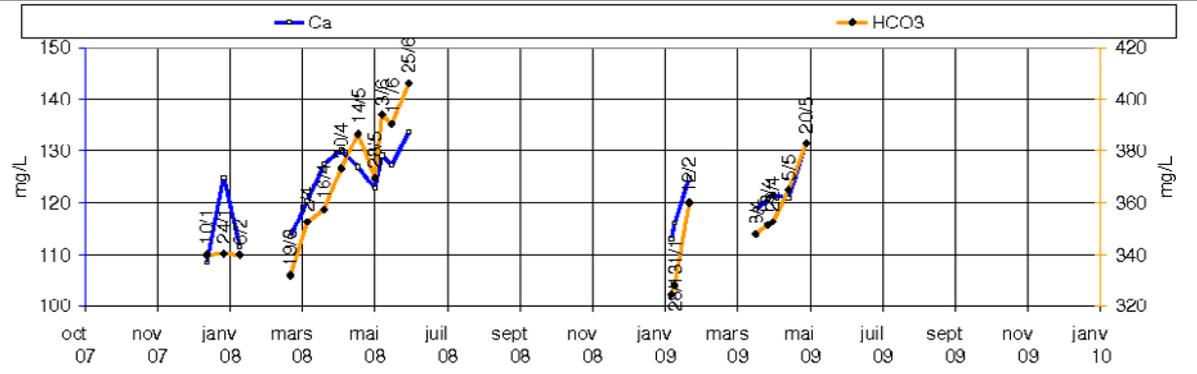
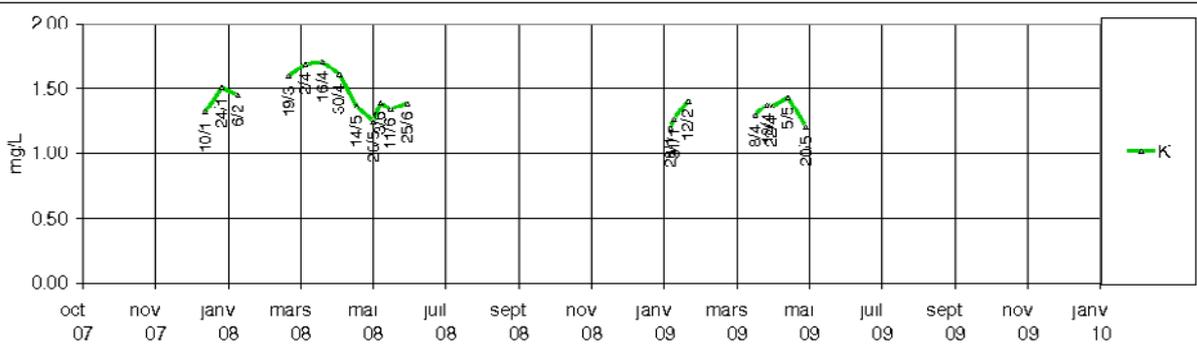
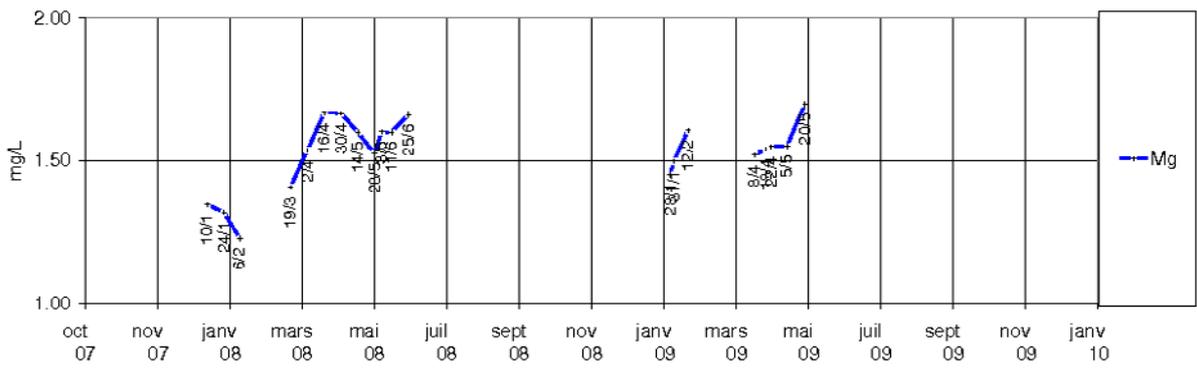
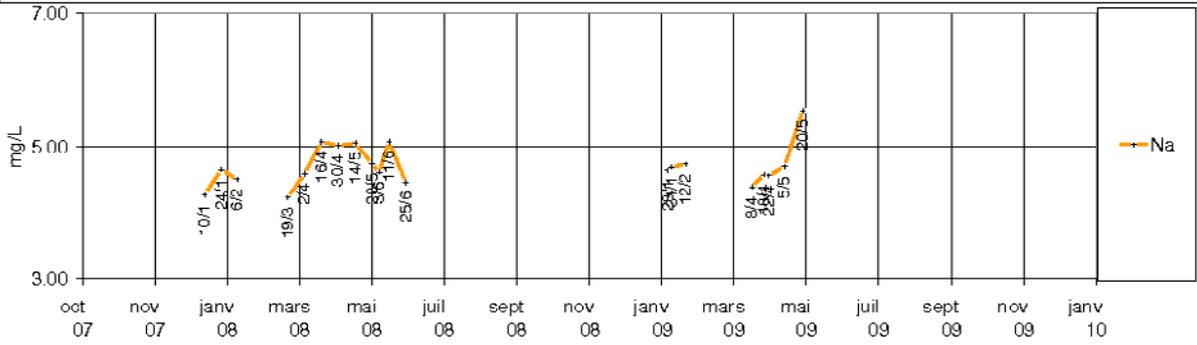
### EPIKARST 3/3



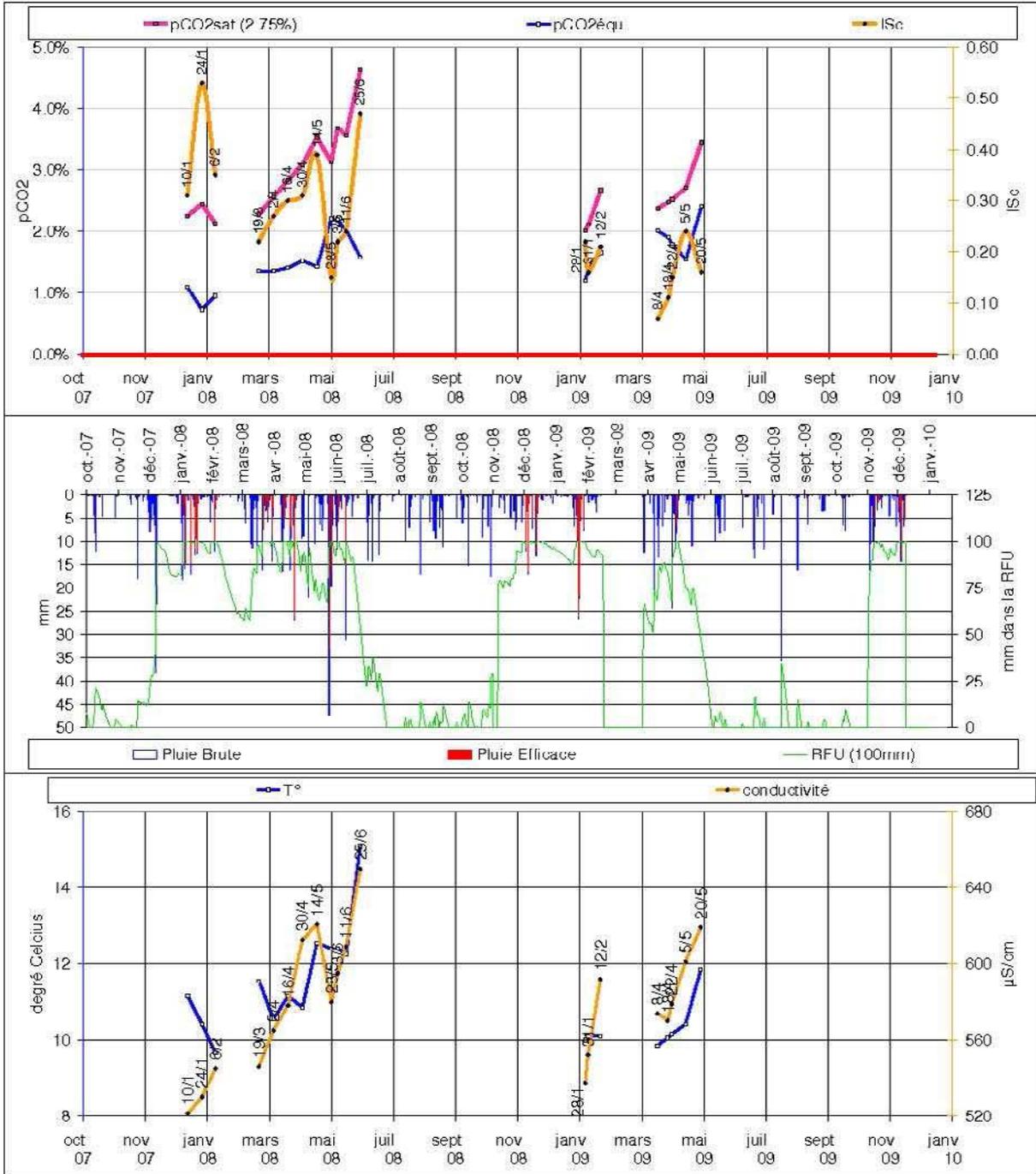
### TALWEG 1/3



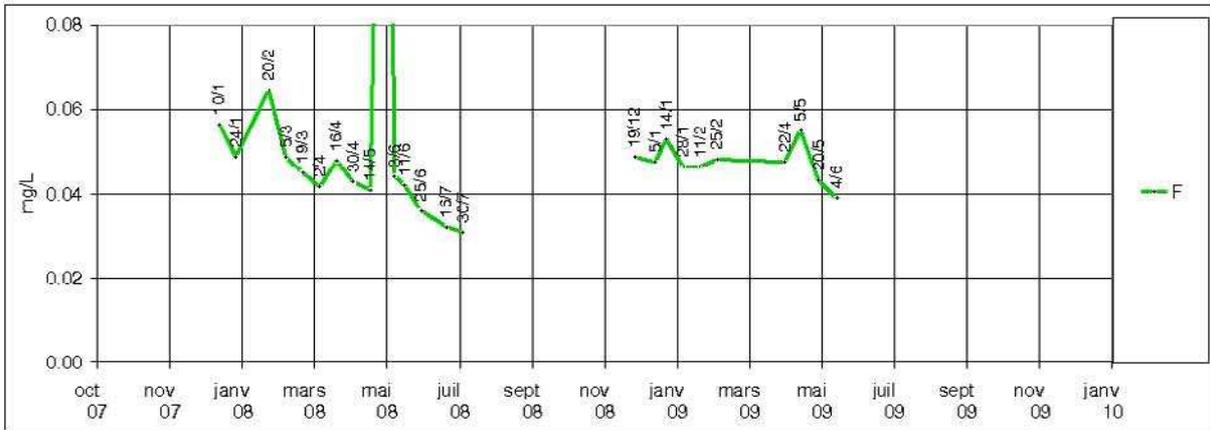
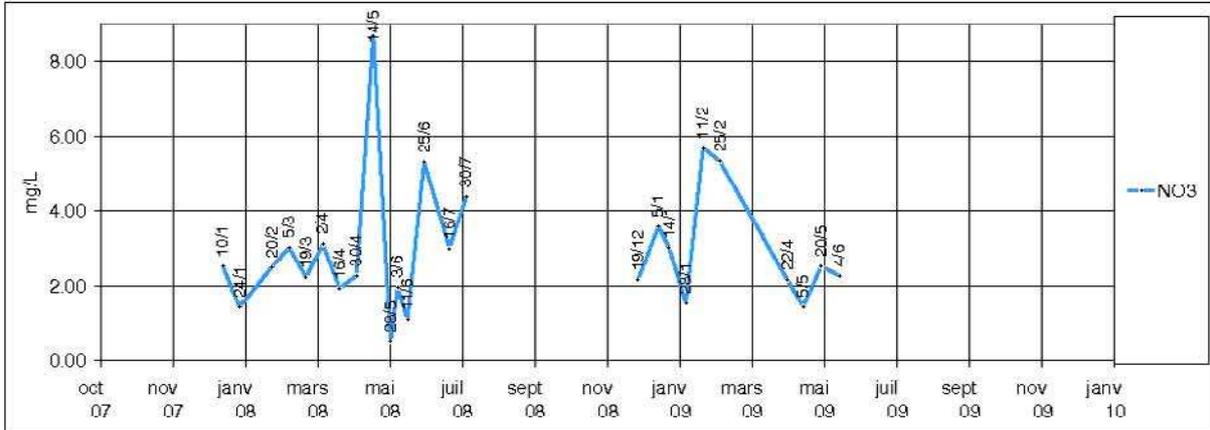
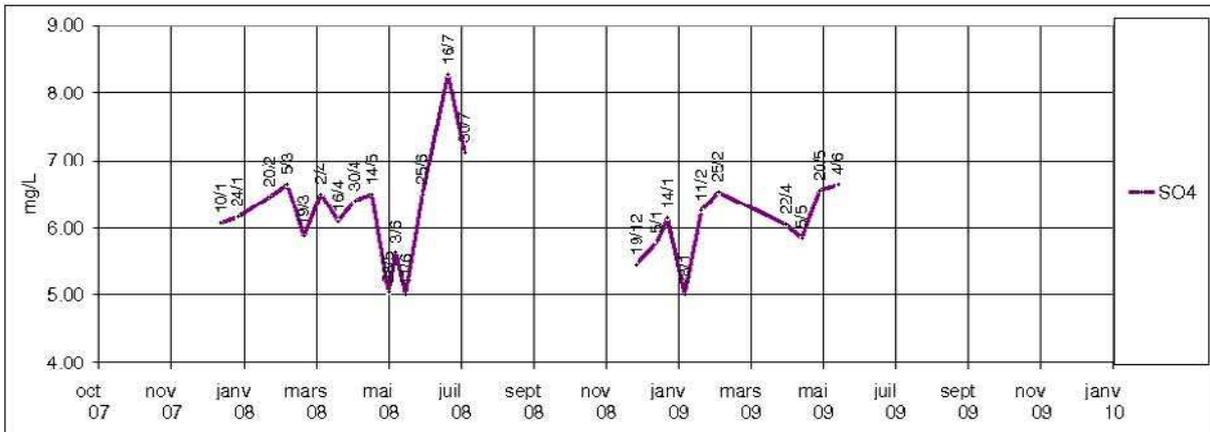
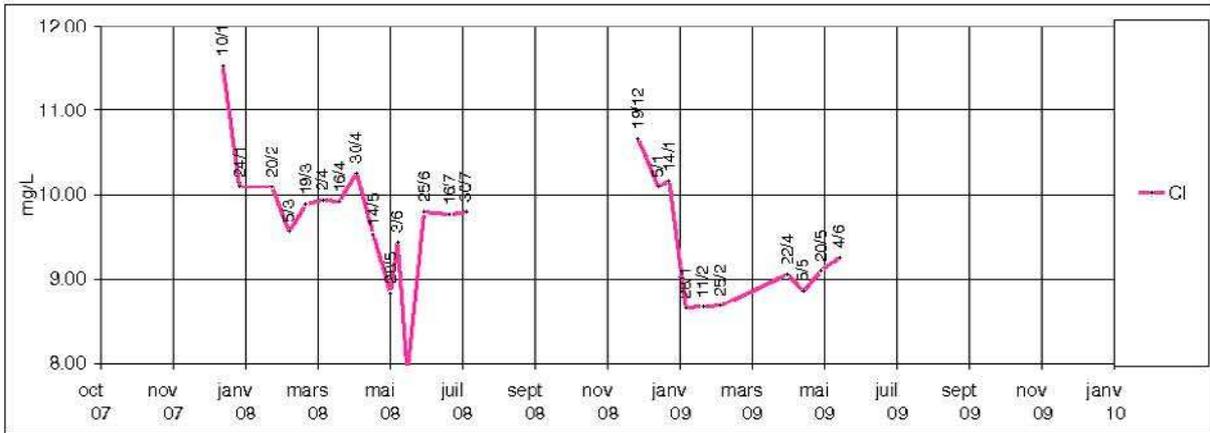
### TALWEG 2/3



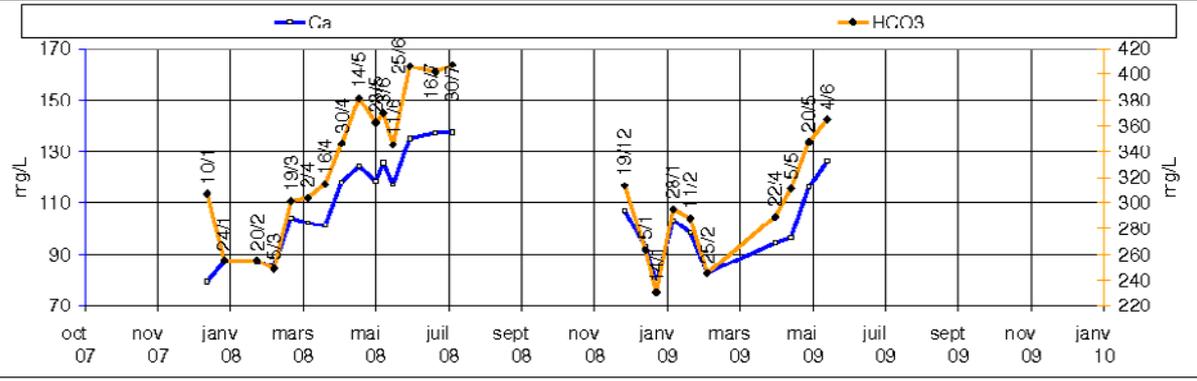
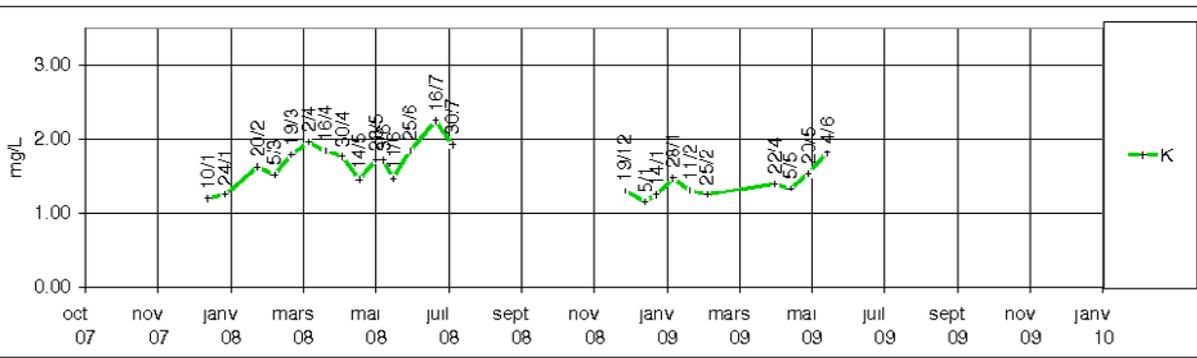
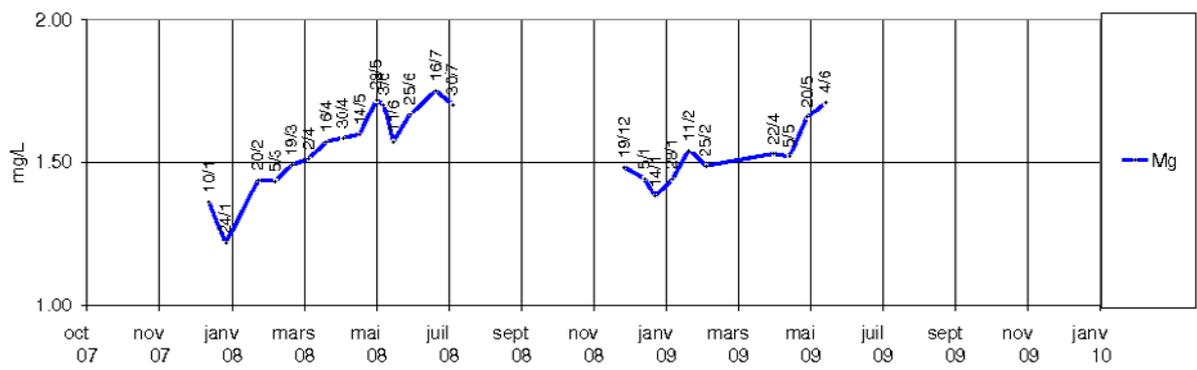
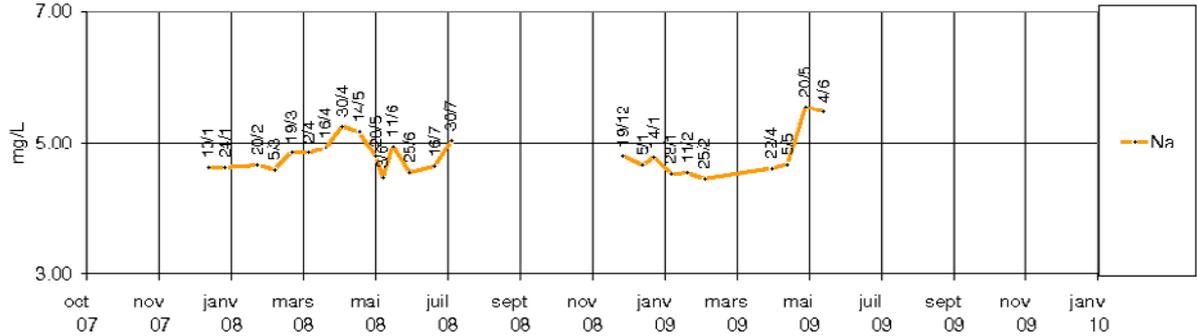
### TALWEG 3/3



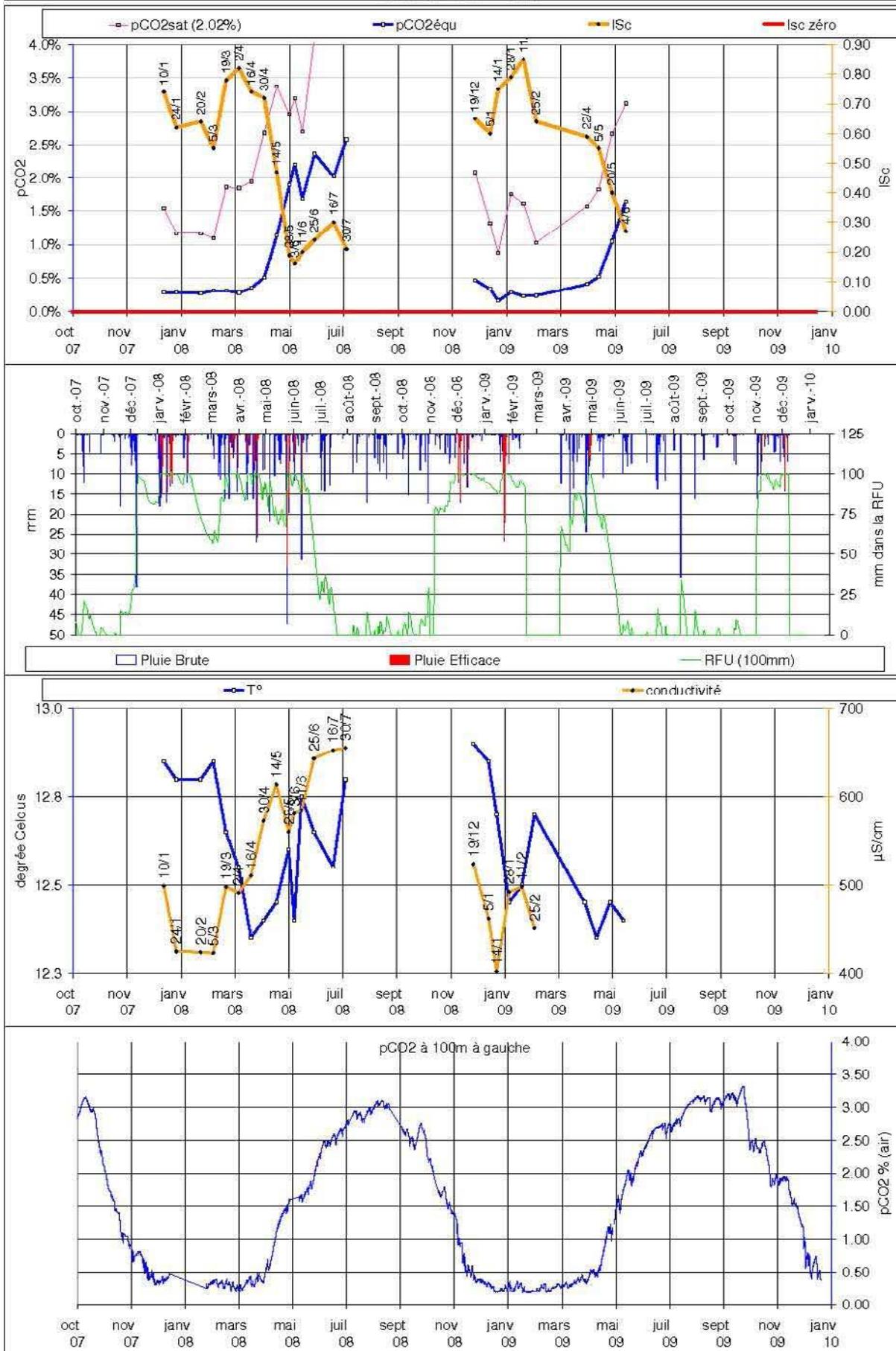
### Gours Est 1/3



### GOURS EST 2/3



### Gours Est 3/3



## ANNEXE 3 : ensemble des émergences dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc)

La Figure Annexe 4 présente dans le repère (-log(pCO<sub>2</sub>eq) ; ISc) l'ensemble des émergences étudiées au cours de ce travail de thèse. Les sources déjà présentées en chapitre IV :

- **source Farfal**
- **source du talweg**
- **source Ruijters**
- **égouttement de la stalactite**
- **gours ouest en été, hiver et pendant la transition**
- **source de la haute Fageotte**
- **puits**
- **écoulement de la gouttière**
- **source de l'épikarst**
- **écoulement du SAS1 de la grotte de Lascaux**

à celles-ci s'ajoutent

- **écoulement sous le travertin**
- **gours est** en été, hiver et pendant la transition
- **source Couyssac** (pérenne). Elle émerge légèrement au dessus de la transition entre les calcaires gréseux et les calcaires marno-crayeux. Elle est assez similaire à la source Farfal. Cependant elle ne peut être prélevée directement à l'émergence. Les eaux s'accumulent dans une vasque après une courte ré-infiltration dans un sol de quelques centimètres d'épaisseur.

Les illustrations de ces émergences sont présentées sur la Figure II.14

**Source du Doigt** (pérenne). Elle émerge une cinquantaine de mètres au dessus de la Dordogne par une petite cavité de 50 cm de haut que nous n'avons pas pu explorer. Son débit est presque équivalent à celui de la source Farfal. Peu de prélèvements ont été réalisés sur cette émergence à cause de son éloignement du site d'étude et de son accès difficile. Elle mériterait pourtant une étude plus approfondie.



**Source du moulin Beaulieu** (pérenne). Il s'agit d'une petite émergence épikarstique à proximité de la source du Doigt. L'épaisseur de terrain au dessus des calcaires gréseux est d'une vingtaine de mètres.



**Source du Baradis** (pérenne). Elle émerge par une petite cavité de 20 cm de haut à une altitude de 140 m. du point de vue chimique



**Source de Pinquet** (pérenne). L'émergence est canalisée vers un lavoir en bord de route par un aménagement de la cavité naturelle dont elle est issue. Les eaux quittent le lavoir et s'accumulent de l'autre côté de la route dans une marre. De là elles sont captées et acheminées vers le lac à proximité de l'église de Cussac donnant la « **source de l'église** ».



Source de l'église de Cussac



Source de Pinquet

**Source de la Borle** (pérenne). Elle émerge dans les calcaires gréseux au pied de la butte du Bouillaguet qui constitue en elle-même un système épikarstique. L'émergence est bâtie et l'eau est captée vers les habitations de la Seguinie.



**Source d'Aillas** (pérenne). Elle émerge sur la rive gauche du Belingou, une dizaine de mètres sous le niveau de la source Farfal mais dans la même formation de calcaires gréseux. Elle est à l'origine d'une importante concrétion de travertin en forme de crête. Les prélèvements sont effectués dans la vasque de l'émergence avant leur circulation sur le sommet de la crête du travertin.

**Source de la Métairie basse** (pérenne). Elle émerge au bout d'un conduit maçonné et alimente un ancien lavoir qui sert aujourd'hui de bassin à poisson. Selon les témoignages, le talweg de la Métairie basse n'a pas montré d'écoulement de surface depuis au moins 70 ans.



**Écoulement dans la « vallée sèche »**. Le talweg dit la « vallée sèche » est situé entre la vallée du Belingou et la vallée du ruisseau de Cussac. Elle sépare le promontoire dans lequel se trouve la grotte de Cussac et la butte sur laquelle est construite l'ancienne décharge devenue SMICTOM. Un écoulement a pu être prélevé à deux reprises : fin mai 2008 et fin janvier 2009. Il ne peut s'agir de simples eaux de ruissellement compte tenu de leur forte concentration en calcium et bicarbonate. Elles pourraient avoir acquis cette minéralisation dans les sols par dissolution des blocs de calcaires issus de l'altération de l'épikarst.



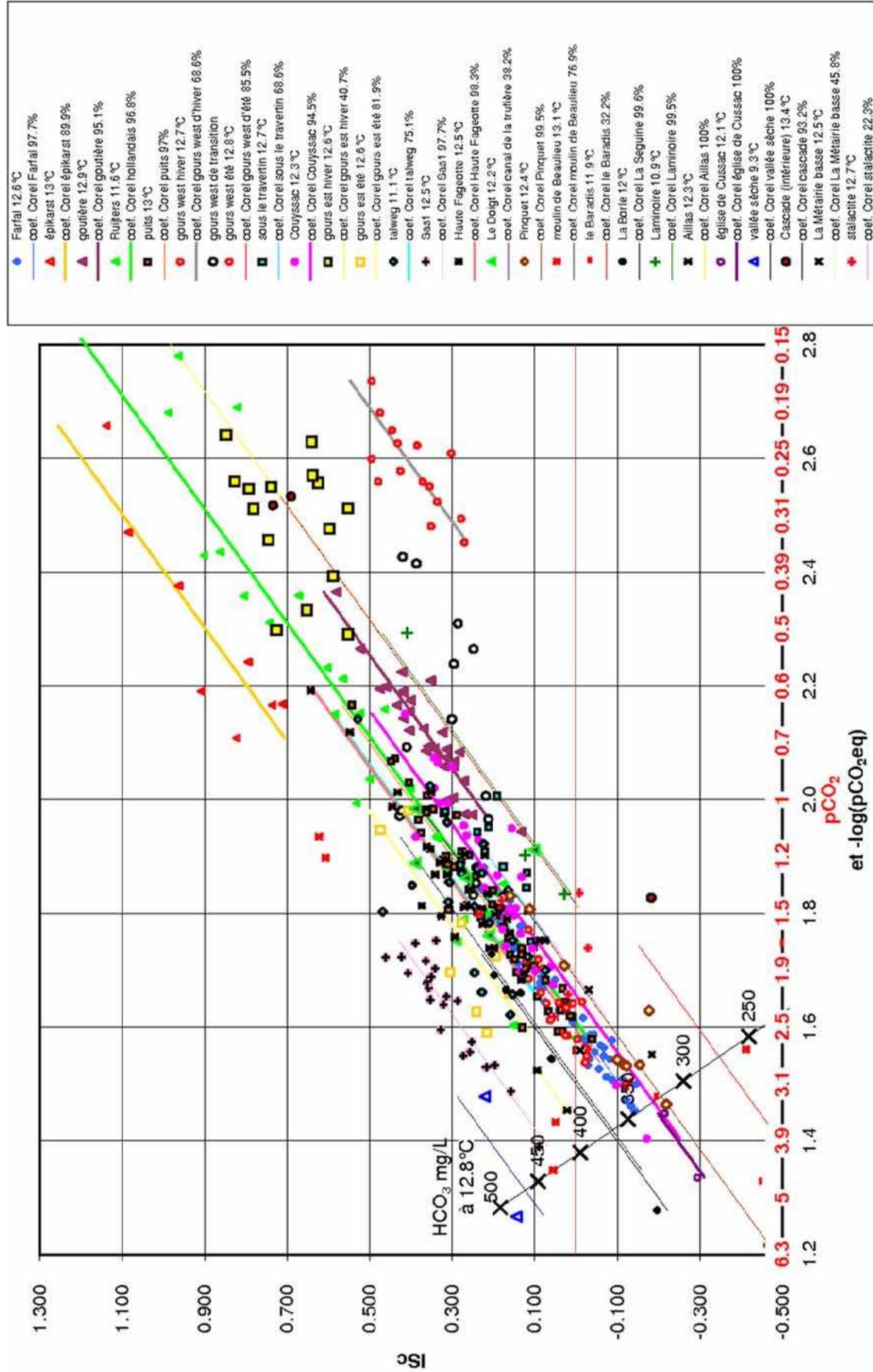


Figure annexe 4 : Ensemble des émergences testées au cours de l'étude