



HAL
open science

Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu karstique- Approche descriptive, analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquées au bassin versant expérimental du Coulazou, Causse d'Aumelas, France -
Vincent Bailly-Comte

► **To cite this version:**

Vincent Bailly-Comte. Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu karstique- Approche descriptive, analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquées au bassin versant expérimental du Coulazou, Causse d'Aumelas, France -. Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2008. Français. NNT : . tel-00319965v1

HAL Id: tel-00319965

<https://theses.hal.science/tel-00319965v1>

Submitted on 9 Sep 2008 (v1), last revised 18 Sep 2008 (v2)

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

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

Université Montpellier II

- Sciences et Techniques du Languedoc -

THESE

Présentée à l'Université de Montpellier II

pour obtenir le grade de docteur

Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu karstique

—
Approche descriptive, analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquées
au bassin versant expérimental du *Coulazou*, *Causse d'Aumelas*, France.

par

Vincent Bailly-Comte

Spécialité : Hydrogéologie

Laboratoire HydroSciences Montpellier, UMR 5569

Ecole doctorale SIBAGHE, *Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosociences, Environnement*

Thèse de doctorat soutenue le 23 juin 2008 devant le jury composé de :

M. Desbordes	Professeur.....	Président
J. Mudry	Professeur.....	Rapporteur
B. Andreo-Navarro.....	Professeur.....	Rapporteur
P.-Y. Jeannin	Docteur.....	Examineur
S. Pistre.....	Professeur.....	Directeur de thèse
H. Jourde	Maître de Conférences	Directeur de thèse
E. Gaume.....	Ingénieur du Génie Rural des Eaux et des Forêts.....	Invité

Je dédie ce travail à Michel Lepiller,
hydrogéologue, enseignant-chercheur
à l'Université d'Orléans, décédé
accidentellement le 30 octobre 2006.

Remerciements

Je tiens avant tout à remercier Séverin Pistre et Hervé Jourde d'avoir efficacement assuré la codirection de ce travail, de m'avoir proposé ce sujet de recherche et pour leur disponibilité et leur écoute durant ces quatre années passées au laboratoire HydroSciences de Montpellier. Je remercie notamment Hervé pour la multitude d'ébauches d'articles qu'il a accepté de relire... Je remercie également J. Mudry et B. Andreo d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce mémoire et d'avoir assuré ce rôle avec enthousiasme et rigueur.

Les nombreuses journées de terrain passées sur (et parfois sous) le Causse d'Aumelas m'ont permis de rencontrer des gens toujours très sympathiques, friand de spéléologie et de phénomènes karstiques extraordinaires en tout genre ; je tiens particulièrement à remercier M. Bourrier, M. Douchet et M. Passevant pour leur témoignages de spéléo(-plongeurs), sans oublier les nombreux propriétaires qui m'ont laissé accéder à leur forage ou qui ont accepté de garder des pluviographes dans leur jardin. Je pense notamment à M. Le Cornec, M. et Mme Roux, M. et Mme Cazal, Mme Barral, M. et Mme Moreau et M. Reder, ainsi que la mairie de Cournonterral et le SIAEP du Bas-Languedoc. Sur le terrain, la compagnie de Frédéric Hernandez m'a permis d'oublier ces longues et fastidieuses journées de mesure pour ne garder en mémoire que ces agréables pauses déjeuner, ces discussions et... ces efforts pour me conduire à la gare avant le départ du dernier train !

Je tiens également à remercier le CG 34 pour les données et les nombreux documents qu'ils nous ont transmis, ainsi que l'équipe de M.-G. Tournoud du laboratoire HSM, le BRGM de Montpellier et la DIREN-LR pour les données mises à disposition, Schlumberger Water Services pour l'ensemble des Divers® qui ont pu être utilisés dans le cadre de cette collaboration fructueuse, sans oublier Géosciences Montpellier et notamment N. Lemoigne et F. Boudin pour le « coup de pouce » sur ETERNA.

Ces années passées à la MSE en compagnie de Kenza Najib et d'Axel Roesch ont permis au fil de diverses discussions politico-socio-scientifiques engagées de tisser entre nous des liens d'amitié que j'espère durable. Je tiens également à remercier Christelle Batiot, Valérie Borrell et Véronique Léonardi pour leur soutien, leurs encouragements et leur bonne humeur ; je réserve néanmoins une place de choix à Valérie qui a su me « débloquer » et me réorienter à maintes reprises sur la modélisation hydrologique et les écoulements à surface libre en général.

Enfin, en dehors de ce petit cercle professionnel non exhaustif, il reste bien évidemment beaucoup d'autres personnes qui mériteraient amplement d'apparaître sur cette page. Parmi celles-ci, je souhaite évidemment remercier Véro qui a su me reconforter dans les moments difficiles.

Résumé – Abstract

Ce travail de thèse s'inscrit dans la problématique générale de la caractérisation de l'aléa inondation. Plus précisément, cette étude cherche à caractériser l'influence des eaux souterraines sur la genèse et la propagation des crues en surface dans les cas d'un bassin versant à forte composante karstique. Le site expérimental du bassin versant du *Coulazou*, rivière temporaire qui traverse le massif karstique du *Causse d'Aumelas* à l'Ouest de *Montpellier* a été retenu pour étudier de manière approfondie les interactions entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains en situation de crue.

L'étude hydrodynamique de ce système karst/rivière s'appuie sur un dispositif expérimental adapté à l'observation des phénomènes hydrologiques (pluie, ruissellement) et hydrogéologiques (piézométrie en forage et dans les drains karstiques, suivi hydrodynamique des exutoires du système) très rapides et très intenses. La dynamique de ces écoulements est liée au contexte climatique Méditerranéen mais aussi aux structures de drainage en surface et en souterrain qui permettent un transfert et un transit très rapide des eaux au sein du système karst/rivière.

Une description hydrodynamique classique est complétée par une approche fonctionnelle des échanges karst/rivière dans le but de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique d'un tel système et de mettre en avant des indicateurs utilisables dans une démarche de modélisation des échanges surface/souterrain. Un premier modèle est présenté dans la dernière partie de ce document.

This work aims at assessing the flooding hazard. More precisely, the study focuses on the influence of groundwater on the genesis and propagation of surface flows in the case of a highly karstified watershed. The experimental site of the *Coulazou River*, a temporary River which crosses the karstified formation of the *Causse d'Aumelas* (western *Montpellier*) has been selected to study hydrodynamic interactions between surface flows and groundwater flows during flood.

The hydrodynamic study of this karst/River system is based on a suitable experimental monitoring of both fast and intense hydrological (rain, runoff) and hydrogeological (water level in wells and karst drains, discharge measurements at the main outlets of the system) phenomenon. The specific hydrological response of this watershed is due to the Mediterranean climate but also to surface and underground drainage structures which allow very fast water flows within the karst/river system.

A common hydrodynamic description is followed by a functional approach of karst/river exchanges in order (i) to better understand the hydrodynamic behaviour of such a system and (ii) to highlight some indicators that can be used in a modelling approach. A first conceptual model of surface water/groundwater exchanges in karst terranes is presented in the latter part of the manuscript.

Sommaire

Sommaire	7
Introduction générale.....	11
Chapitre 1 : Problématique générale des interactions hydrodynamiques surface/souterrain et spécificités dans le cas d'un aquifère karstique.....	13
I Introduction.....	13
II Classification des échanges surface/souterrain	14
II.1 Organisation spatiale des systèmes d'écoulements	14
II.2 Sens et direction des écoulements	15
II.3 Synthèse sur la classification des échanges aquifères/rivières.....	18
III Approches analytiques, numériques et conceptuelles des interactions aquifère/rivière.....	19
III.1 Evolution des approches analytiques décrivant localement les échanges surface/souterrain ...	19
III.2 Utilisation de modèles analytiques 1D pour estimer les propriétés du milieu aquifère.....	19
III.3 Exemples d'approches numériques distribuées décrivant physiquement le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant.....	22
III.4 Prise en compte des interactions aquifère/rivière dans les modèles hydrologiques conceptuels	27
III.5 Synthèse	28
IV Cas des aquifères karstiques à recharge allochtone.....	29
IV.1 Définitions et concepts généraux décrivant la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques.....	29
IV.2 Représentation à l'échelle du territoire Français	35
IV.3 Echelles d'observations des interactions karst/rivière	36
IV.4 Le système karst/rivière.....	37
V Conclusion et démarche choisie.....	38

Chapitre 2 : Le site expérimental du Causse d'Aumelas	40
I Présentation générale du site et objectifs du suivi hydrodynamique	40
I.1 Introduction : Localisation et enjeux	40
I.2 Les mesures climatiques	43
I.3 Le suivi des masses d'eau	43
II Délimitation et description du système hydrologique	45
III Description hydrogéologique du système karstique d' <i>Aumelas-Thau</i> et délimitation du système karst/rivière selon l'échelle d'écoulement	51
III.1 Limites hydrogéologiques	51
III.2 Synthèse et limites proposées pour le système karst/rivière	57
IV Gestion des données	59
IV.1 Conversion des données de hauteur en données de débit : le problème des courbes de tarage	59
IV.2 Acquisition et traitement des données	73
V Soutien logistique et financier	74
VI Conclusion	74

Chapitre 3 : Analyse descriptive des interactions karst/rivière à une échelle locale - Cas de l'aquifère karstique du Causse d'Aumelas et de la rivière du *Coulazou* - **76**

I Introduction	76
II Réseau de mesure hydrodynamique	76
III Analyse de la réponse pluie/débit en amont et en aval du système karstique	78
III.1 Objectifs et crues étudiées	78
III.2 Caractérisation de l'état initial du système karst/rivière	79
III.3 Caractérisation des épisodes pluvieux	82
III.4 Coefficient de ruissellement et coefficient de ruissellement apparent	82
III.5 Débit spécifique maximal	82
III.6 Résultats	83
III.7 Analyses et discussion	85
III.8 Synthèse	87
IV Analyse événementielle de la réponse hydrodynamique du système karst/rivière	88
IV.1 Classement des épisodes de crue selon le sens des écoulements et le type de connexion hydraulique entre l'aquifère et la rivière	88
IV.2 Rivière déconnectée infiltrante sans inversion d'écoulement	89
IV.3 Rivière déconnectée infiltrante puis drainante	90
IV.4 Rivière connectée infiltrante	92
IV.5 Rivière connectée infiltrante puis drainante	93
IV.6 Rivière connectée drainante	96
V Synthèse des observations hydrodynamiques et physico-chimiques	99

Chapitre 4 : Analyse descriptive des interactions karst/rivière à une échelle intermédiaire..... 103

I	Introduction.....	103
II	Utilisation des interactions karst/rivière pour estimer des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère.....	103
II.1	Etude préliminaire des relations hydrodynamiques entre PA et PZ2.....	103
II.2	Estimation de la diffusivité.....	107
II.3	Estimation de la perméabilité équivalente d'un réseau de drainage karstique à l'aide des courbes de décrue.....	112
III	Influence des interactions karst/rivière sur le fonctionnement d'un exutoire karstique : le cas de la source de <i>La Vène</i>	115
III.1	Introduction.....	115
III.2	Présentation de la source de la Vène.....	116
III.3	Modèles mathématiques simples pour rendre compte de la récession en un exutoire de trop plein.....	117
III.4	Etude préliminaire du comportement hydrodynamique de la source de <i>la Vène</i>	123
III.5	Calage des modèles de récession à l'exutoire.....	129
IV	Synthèse des interactions karst/rivière observées à l'échelle intermédiaire.....	145

Chapitre 5 : Analyse fonctionnelle du système karstique 150

I	Introduction.....	150
II	Eléments théoriques sur l'approche fonctionnelle.....	151
II.1	Avant propos.....	151
II.2	Notion de filtre et analyse systémique en hydrogéologie.....	151
II.3	Transfer functions in a karst watershed using correlation and spectral analyses [Bailly-Comte et al., 2008a].....	156
III	Synthèse des analyses corrélatoires et spectrales appliquées au système karst/rivière.....	170
III.1	Analyses dans le domaine temporel.....	170
III.2	Analyses dans le domaine fréquentiel.....	172
IV	Etude des variations cycliques du niveau piézométrique par l'analyse du système piezomètre/aquifère.....	173
IV.1	Introduction.....	173
IV.2	Observation du phénomène.....	174
IV.3	Origine et interprétation des variations périodiques.....	176
V	Conclusion.....	190

Chapitre 6 : Modélisation conceptuelle semi-distribuée de la réponse hydrologique d'un bassin versant karstique.....	192
I Introduction.....	192
II Proposition d'un modèle hydrologique.....	193
II.1 Bilan des observations sur le fonctionnement hydrologique des sous bassins à l'échelle de la crue.....	193
II.2 Bilan des données disponibles.....	195
II.3 Type et structure du modèle hydrologique.....	196
III Calage du modèle.....	201
III.1 Présentation de quelques résultats selon le sens des écoulements entre le karst et la rivière .	201
III.2 Présentation synthétique des résultats et confrontation avec des mesures hydrodynamiques effectuées dans l'aquifère.....	208
III.3 Discussion et perspectives.....	213
IV Conclusion.....	213
Conclusion générale.....	214
Liste des figures.....	216
Liste des tableaux.....	220
Références bibliographiques.....	221
Liste des annexes.....	229

Introduction générale

Ce travail de thèse s'inscrit dans la problématique générale de la caractérisation de l'aléa inondation. Plus précisément, il s'agit d'étudier l'influence des eaux souterraines sur la genèse et la propagation des crues en surface dans les cas d'un bassin versant à forte composante karstique.

Ces milieux particuliers sont encore mal connus et le rôle qu'ils peuvent avoir en terme de genèse, d'amortissement ou d'amplification d'une crue de surface est une problématique relativement récente qui est apparue prioritaire suite notamment en France aux inondations observées dans la Somme (2001), puis dans le Sud-est de la France (septembre 2002, décembre 2002, décembre 2003, septembre 2005).

Les enjeux sont en effet de taille en région Méditerranéenne compte tenu du climat favorable à une réponse hydrologique rapide et intense des petits cours d'eau dont on ne soupçonne pas la dangerosité (les fameuses « Vidourlades » du *Vidourle*...). Dans ces régions, le proverbe selon lequel « *il faut se méfier de l'eau qui dort* » doit être pris au premier degré ; ce n'est pourtant pas toujours le cas si l'on se réfère à la politique d'occupation du sol des communes, notamment dans le bassin Méditerranéen où de nombreuses habitations sont en zones inondables. Ainsi, l'augmentation du risque d'inondation provient surtout du développement des agglomérations dans des secteurs beaucoup plus vulnérables (anciennes terrasses fluviatiles, réaménagement de moulins...), auquel s'ajoute une modification de l'occupation du sol (augmentation du ruissellement).

D'un point de vue législatif, les nouvelles directives du Code de l'Environnement imposent aujourd'hui de mieux gérer le développement urbain, routier et industriel par la mise en place de *mesures compensatoires* qui doivent assurer la *transparence hydraulique* des nouvelles installations. Néanmoins, pour que ces mesures soient efficaces, la caractérisation de l'aléa inondation doit être précise et adaptée au contexte hydro(géo)logique de la zone étudiée. Cela pose encore de nombreux problèmes théoriques et méthodologiques, notamment dans les bassins versants qui drainent des surfaces propices à un ruissellement direct extrêmement rapide (à l'image des *Cévennes*) et qui traversent plus en aval des aquifères karstiques (*Grands Causses*, *Avant Causses* ou encore les *Garrigues* au Nord de *Montpellier*, de *Nîmes* puis le long de la vallée du *Rhône*).

Ainsi, ce travail de thèse s'inscrit dans une démarche à la fois descriptive, théorique et méthodologique dans le but de mieux caractériser l'aléa inondation dans un bassin versant à forte composante karstique.

Les approches classiques permettant de décrire et de simuler les interactions hydrodynamiques surface/souterrain lors d'une crue seront tout d'abord présentées dans le cas d'un milieu souterrain poreux idéal (homogène) avant de repositionner l'étude dans le contexte particulier d'un aquifère karstique. Ainsi, le chapitre 1 précise les approches qui ont été retenues jusqu'alors et détermine comment s'en inspirer pour décrire les interactions karst/rivière à l'échelle événementielle, mais à différentes échelles d'espace selon l'organisation des systèmes d'écoulements souterrains (locaux, intermédiaires ou régionaux [Tóth, 1963]).

Il est ensuite nécessaire de retenir un site expérimental adapté à la description de ces interactions et de proposer un réseau de mesure adapté à cette problématique, ce qui fait l'objet du chapitre 2.

L'analyse des résultats permettra de mieux comprendre le comportement hydrologique du bassin étudié : il s'agit de rechercher des indicateurs construits à partir de mesures sur le terrain qui seront pertinents dans une démarche de prévision du comportement hydrodynamique d'un aquifère karstique en interaction avec une rivière. Cette étape est scindée en 2 parties selon l'échelle d'observation des circulations entre ces deux milieux, locale pour le chapitre 3 et intermédiaire pour le chapitre 4.

L'utilisation de méthodes basées sur une approche de traitement du signal dans le but d'obtenir des informations complémentaires sur le système karstique et sur le fonctionnement couplé du karst et de la rivière est ensuite discutée dans le Chapitre 5.

Enfin, une dernière partie s'appuiera sur l'ensemble des résultats obtenus et abordera la question de la simulation du comportement hydrologique d'un bassin versant à forte composante karstique.

D'une manière générale, les analyses effectuées ont toutes pour objectif de proposer des méthodes de caractérisation d'un karst en relation avec une rivière afin de justifier le type et la structure du modèle hydrologique ainsi que les valeurs des paramètres choisis pour simuler le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant à forte composante karstique.

Chapitre 1 :

Problématique générale des interactions hydrodynamiques surface/souterrain et spécificités dans le cas d'un aquifère karstique

I Introduction

Les interactions aquifère/rivière ont fait l'objet de nombreuses études dans des domaines très variés qui regroupent les problématiques hydrologiques, hydrogéologiques, hydrobiologiques ou encore hydrogéochimiques, ainsi que leurs conséquences en termes socio-économiques. L'interpénétration de deux milieux aquatiques différents et du milieu terrestre constitue à la fois une zone économiquement intéressante (ressource en eau, carrière, transport fluvial, activité de plein air, etc.), mais aussi un lieu de vie très riche et souvent modifié par les activités anthropiques. Ces biocénoses parfois spécifiques aux hydrosystèmes nappes/rivières sont aujourd'hui menacées dans de nombreux bassins versants en raison des aménagements hydrauliques (endiguement, barrage, carrière, etc.) et de la dégradation de la qualité des eaux, notamment des eaux de surface (lessivage des routes, eaux usées non ou mal traitées, rejet d'usine, pollution agricole, etc.).

D'autre part, du point de vue de la ressource en eau, les nappes alluviales d'accompagnement des cours d'eau constituent des réservoirs aquifères ayant souvent de bonnes propriétés hydrodynamiques : ces systèmes aquifères et les captages AEP associés présentent donc une forte vulnérabilité vis-à-vis d'une pollution accidentelle ou chronique des eaux de surface.

Ces constats ont motivé de nombreux projets de recherche depuis les années 60 qui ont permis de mieux caractériser les échanges aquifère/rivière aux différentes échelles temporelles et spatiales et de proposer une classification de ces échanges. Les premières études hydrodynamiques se sont attachées à décrire et à modéliser la propagation d'une onde de crue de surface à travers le milieu aquifère ainsi

que le rôle des nappes sur le soutien d'étiage des cours d'eau ; le rôle filtrant des berges en tant qu'élément de transition entre la surface et milieu souterrain a par la suite été mis en avant dans les problématiques de protection de la ressource en eau souterraine (adsorption de polluants). Plus récemment, la problématique de gestion du risque de crue associée à une contribution de l'aquifère (« remontée de nappe ») est apparue : En France, le besoin de mieux comprendre les interactions hydrodynamiques surface/souterrain est devenu prioritaire suite notamment aux inondations exceptionnelles de 2001 en Somme. D'autre part, l'étude de la genèse et de la propagation des crues dans les bassins versants karstiques est devenue l'une des problématiques principales de l'agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, cette thématique ayant été renforcée suite aux crues exceptionnelles de 2002 et 2003 dans le Sud Est de la France.

Une classification générale des interactions hydrodynamiques surface/souterrain selon le sens et la direction des écoulements entre ces deux milieux et le type de connexion hydraulique sera tout d'abord exposée dans un contexte simple où une rivière s'écoule sur un aquifère poreux. Plusieurs formulations analytiques permettant de décrire les interactions aquifères/rivières à une échelle locale lors d'un évènement de crue dans la rivière seront ensuite proposées. A l'échelle du bassin versant, le principe général des modèles à base physique qui couplent les processus de surface et les processus souterrains lors d'une crue sera rapidement présenté avant de conclure sur les avantages ou inconvénients des approches plus conceptuelles. Enfin, la problématique des échanges surface/souterrain sera replacée dans la problématique des crues survenant dans les bassins versants à forte composante karstique.

II Classification des échanges surface/souterrain

II.1 Organisation spatiale des systèmes d'écoulements

Les eaux souterraines et les eaux de surface constituent deux éléments souvent indissociables d'un même système hydrologique [Sophocleous, 2002]. L'étude de leur interaction implique que la formation aquifère soit affleurante ou sub-affleurante, ce qui limite l'étude au cas des aquifères libres. Différentes échelles d'observation (Fig. 1) sont utilisées depuis les travaux de Tóth [1963] pour simplifier l'étude des systèmes d'écoulements entre la surface et le souterrain: (i) A l'échelle locale, les interactions berge/rivière et les écoulements souterrains s'organisent selon les zones d'exhaure les plus proches matérialisées par des sources ponctuelles ou diffuses dans les cours d'eau et les lacs environnants. (ii) A l'échelle régionale, les écoulements mettent en mouvement les masses d'eau souterraines, depuis les zones de recharge jusqu'aux rivières majeures, les lacs ou encore la mer. (iii) Une échelle intermédiaire est distinguée pour les écoulements qui concernent un sous ensemble non négligeable de l'aquifère.

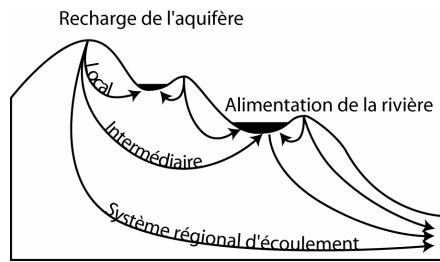


Fig. 1: Système d'écoulement local, intermédiaire et régional [d'après Dahl et al., 2007]

De manière générale, les zones de fort relief tendent à s'organiser à l'échelle locale, tandis que pour les régions plates les écoulements souterrains s'organisent plus souvent à l'échelle régionale [Sophocleous, 2002].

II.2 Sens et direction des écoulements

Les échanges aquifère/rivière sont variables à la fois dans le temps et dans l'espace suivant l'échelle à laquelle s'organisent les écoulements. Le sens des écoulements entre la rivière et l'aquifère est contrôlé par la différence entre la charge hydraulique de l'aquifère et la cote de la surface libre de la rivière. Ainsi, plusieurs configurations peuvent être considérées selon l'échelle des systèmes d'écoulements et la charge de l'aquifère (Fig. 2).

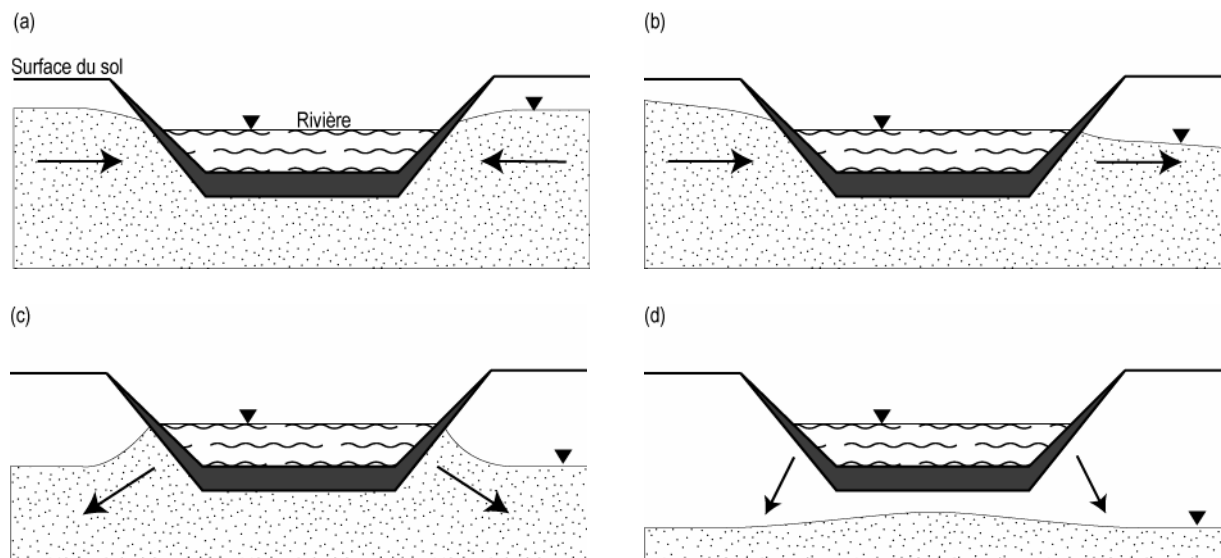


Fig. 2: Représentation schématique des interactions aquifère-rivière dans le cas d'un lit semi-perméable. Les flèches indiquent le sens des interactions entre l'aquifère et la rivière. D'après Peterson et Wilson, 1988, cité par Sophocleous [2002], modifié.

La Fig. 2a représente le cas d'une rivière drainante (« gaining stream », [Winter et al., 1998]): la rivière draine l'aquifère, comme lors d'un soutien d'étiage par l'aquifère. La rivière matérialise alors une condition limite de potentiel égale à la cote de la surface libre. Sur la Fig. 2b, les écoulements s'organisent à une échelle intermédiaire ou régionale, c'est-à-dire que l'interaction entre l'aquifère et

la rivière ne perturbe pas l'organisation des écoulements souterrains. Ce cas peut se rencontrer à proximité d'une étendue d'eau qui impose la direction générale des écoulements souterrains (lacs, étangs, etc.), ou encore pour des raisons anthropiques lors de pompage dans la nappe alluviale. Sur la Fig. 2c la rivière reste connectée à l'aquifère et matérialise toujours une condition limite de potentiel, mais le sens des écoulements est inversé par rapport à la Fig. 2a. La rivière alimente l'aquifère, elle est qualifiée de rivière infiltrante (« losing stream », [Winter et al., 1998]). La dénomination *rivière infiltrante* inclut également le cas de flux entrants dans l'aquifère lorsqu'il n'y a pas de zone non saturée, ce qui ne constitue pas une infiltration au sens strict (mais une filtration), le terme anglo-saxon est à la fois plus imagé et plus précis (« losing stream»). Enfin, la Fig. 2d représente le cas d'un cours d'eau perché déconnecté de la zone saturée de l'aquifère qui constitue une véritable infiltration : Un flux d'eau d'infiltration transite par la zone non saturée et alimente l'aquifère ; la rivière est toujours infiltrante mais constitue cette fois une condition limite de flux d'alimentation souvent assimilée à la capacité d'infiltration du milieu constituant la zone non saturée. Ce type d'interaction caractérise le fonctionnement des rivières éphémères [Winter et al., 1998; Sahuquillo, 2004].

A l'échelle du bassin versant, la rivière peut être drainante sur une partie de son cours et infiltrante sur une autre partie ; de plus, un secteur sur lequel la rivière est drainante à l'étiage peut devenir infiltrant en période de crue, et inversement dans le cas d'une montée des eaux souterraines. Ainsi, les différents cas de figures de la Fig. 2 peuvent se rencontrer au niveau du bassin versant: lors d'un épisode pluvieux, on passe généralement du cas *d* en tête de bassin au cas *c* puis *a* à l'aval. Il existe donc au moins une ligne fictive limite qui sépare le cas *c* du cas *a* et qui correspond à la frontière entre la zone de recharge et la zone d'alimentation de la rivière par l'aquifère (Fig. 3). Les équipotentielles sont déformées au voisinage de la rivière dans les trois directions de l'espace: l'orientation de la concavité définit le sens des échanges entre l'aquifère et la rivière (rivière infiltrante ou drainante Fig. 3), tandis que l'apparition du zone non saturée en amont traduit le cas d'une rivière déconnectée de la zone saturée de l'aquifère. Dans ce contexte, certaines lignes d'écoulements permettent d'envisager un court-circuit des écoulements de surface par les écoulements souterrains.

L'interface entre les eaux de surface et le milieu aquifère est qualifiée de zone hyporhéique (Fig. 3, de quelques cm à quelques mètres d'épaisseur). La zone hyporhéique constitue la zone de mélange des eaux de surface et des eaux souterraines lorsque la rivière est connectée à la zone saturée de l'aquifère (cas *c* et *a*, Fig. 3) ; ce milieu peut avoir des propriétés hydrodynamiques différentes du milieu aquifère sous-jacent.

La direction des écoulements souterrains peut être plus ou moins parallèle ou perpendiculaire à la direction des écoulements aériens (Fig. 4). Le cas d'écoulements souterrains parallèles au cours aérien caractérise les aquifères qui accompagnent une rivière dont les caractéristiques géomorphologiques favorisent les échanges à faible profondeur [Larkin et Sharp, 1992]. En considérant une organisation des écoulements souterrains à l'échelle régionale, ces auteurs utilisent des critères géomorphologiques pour identifier la présence d'écoulement souterrain parallèle au cours aérien: pente et rapport

largeur/profondeur relativement fort, faible pénétration dans l'aquifère et tracé rectiligne. Ils nomment ces écoulements « underflow », ce qui peut être traduit par le terme de sous-écoulements (Fig. 4). Ces sous-écoulements deviennent prépondérants dans le cas de rivières éphémères sans qu'ils puissent être comptabilisés facilement à l'exutoire d'un bassin, ce qui rend difficile le calcul d'un bilan hydrologique [Moore et Bell, 1999]. Dans ce cas la rivière peut être infiltrante, à l'équilibre ou encore drainante selon le gradient hydraulique entre la rivière et l'aquifère [Griffiths et al., 2006].

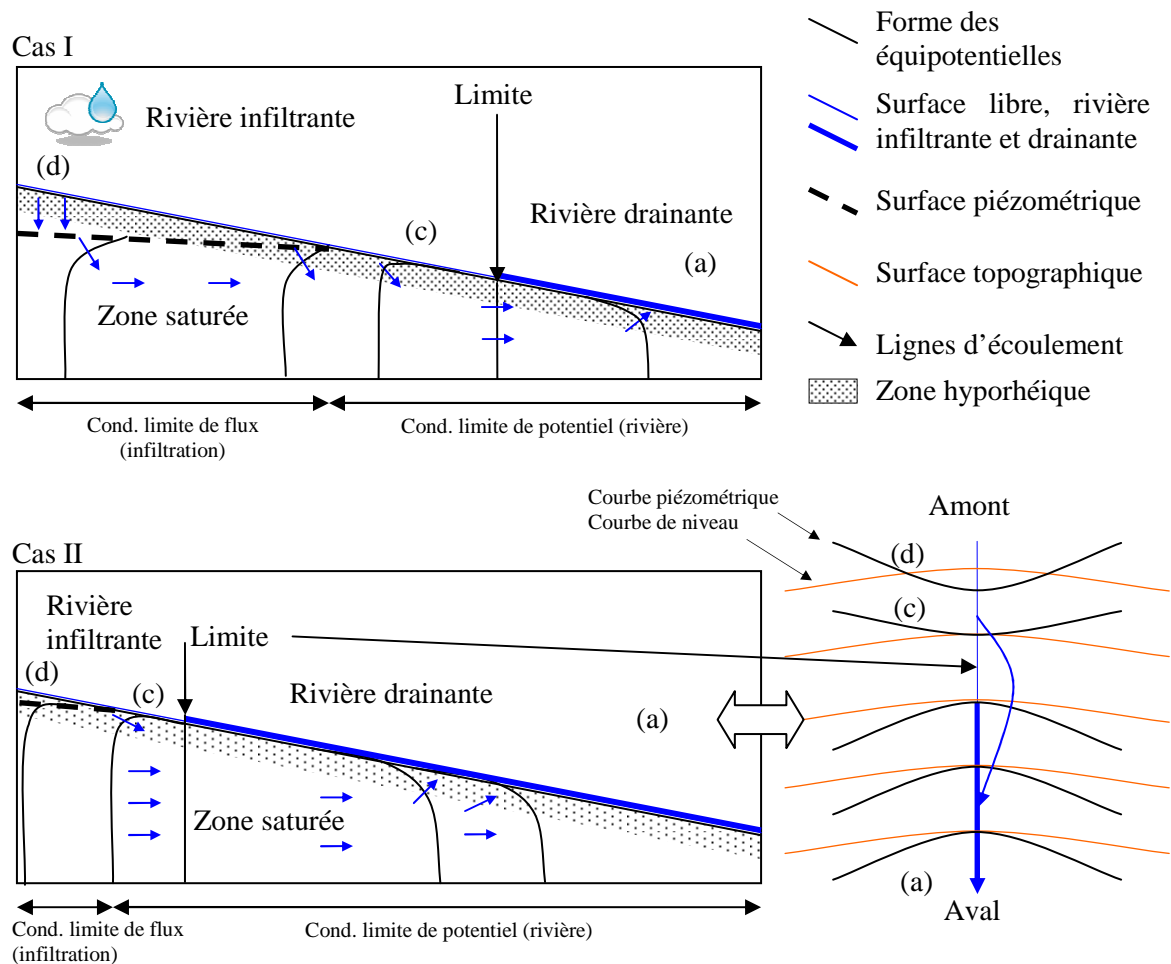


Fig. 3: Vue schématique en coupe et en plan de la limite entre une rivière infiltrante et une rivière drainante au début (I) et à la fin (II) d'un épisode pluvieux. Les lettres se rapportent aux cas de la Fig. 2.

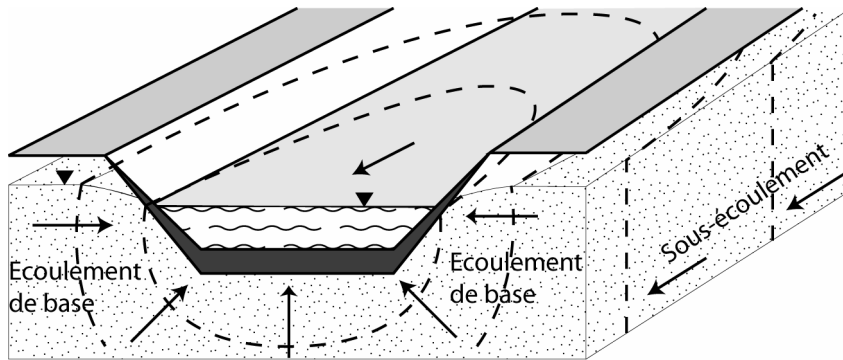


Fig. 4: Sous écoulement et écoulement de base (rivière drainante). Les tirets représentent les courbes d'équipotentiels qui régissent ces écoulements.

Le cas d'écoulement souterrain perpendiculaire au cours aérien est qualifié de « baseflow » [Larkin et Sharp, 1992], ce qui correspond à l'écoulement de base (Fig. 4). Dans ce cas, l'interaction entre la rivière et l'aquifère est réalisée au niveau des berges ; c'est la valeur algébrique du gradient hydraulique entre la rivière et les berges qui contrôlera le sens de ces écoulements [Griffiths et al., 2006]. Ce débit de base pourra être négatif dans le cas d'une rivière infiltrante.

II.3 Synthèse sur la classification des échanges aquifères/rivières

D'une manière générale, on peut proposer une classification des interactions hydrodynamiques selon :

- le type de connexion hydraulique entre la rivière et la zone saturée de l'aquifère : 2 cas sont envisagés, la rivière pouvant être connectée ou déconnectée (perchée),
- le sens des écoulements : 2 cas sont envisagés, la rivière pouvant être drainante ou infiltrante
- la direction des écoulements souterrains au voisinage de la rivière : 2 cas sont envisagés, les écoulements souterrains parallèles à la rivière sont qualifiés de sous écoulements tandis que les écoulements perpendiculaires correspondent aux écoulements de base.

Cette classification sera utilisée comme outil de description afin de présenter de manière méthodique l'organisation des écoulements à l'échelle locale, puis d'envisager les conséquences à une échelle plus large, intermédiaire ou régionale.

III Approches analytiques, numériques et conceptuelles des interactions aquifère/rivière

III.1 Evolution des approches analytiques décrivant localement les échanges surface/souterrain

Les premières études relatives aux interactions entre une rivière et un aquifère ont tout d'abord permis de donner une solution analytique dans le cas d'un hydrogramme de crue dont la forme pouvait être explicitée mathématiquement. Cooper et Rorabaugh [1963] proposent d'étudier la modification d'une onde de crue dans un canal qui serait en contact direct avec un aquifère libre sur toute son épaisseur, le canal comme l'aquifère ayant la même limite inférieure imperméable. L'onde de crue dans le canal est décrite par une fonction sinusoïdale pondérée par une exponentielle décroissante. Ces auteurs expriment alors d'une manière analytique l'évolution de l'onde de crue au sein de l'aquifère en fonction de la distance au canal dans le cas d'un aquifère fini puis semi-infini. Cette étude est vraisemblablement la première étude qui permet de visualiser clairement l'inversion des sens d'écoulement entre l'aquifère et la rivière au cours du passage de l'onde de crue, ainsi que l'évolution du stockage des eaux de surface et leur restitution au sein des berges, qualifié ici de *bank-storage*.

Seuls les aquifères alluviaux sont considérés dans ces études, la plaine alluviale étant assimilée à la berge du cours d'eau. C'est pour cette raison que le terme de *bank storage* est utilisé pour décrire les processus hydrodynamiques entre une rivière et le ou les aquifères contenus dans les terrasses alluviales.

La première simulation numérique couplée des échanges surface/souterrain a été proposée par Pinder et Sauer [1971]. Leur étude permet de caractériser quantitativement le rôle des nappes d'accompagnement sur la modification d'une onde de crue en surface, ce qui leur a permis d'insister sur le rôle positif joué par les berges naturelles sur l'atténuation des pics de crue.

Enfin, plus récemment, des auteurs se sont attachés à exprimer ces interactions sous la forme d'une fonction noyau caractérisant la réponse linéaire de l'aquifère à une variation de charge instantanée de type impulsion ou créneau dans la rivière [Barlow et al., 2000; Moench et Barlow, 2000; Hantush, 2005]. Dans ce cas la réponse de l'aquifère à une crue quelconque s'obtient par convolution, ce qui permet d'envisager une application concrète pour tout type d'hydrogramme.

III.2 Utilisation de modèles analytiques 1D pour estimer les propriétés du milieu aquifère

Les méthodes analytiques présentées précédemment ont initialement été développées dans le cas d'hydrogramme ayant une forme mathématique simple. Une première application directe concerne l'étude des fluctuations périodiques de la surface libre d'un cours d'eau, comme dans le cas d'un

fleuve où l'on observerait une onde de marée. A partir de l'équation de diffusivité [Boussinesq, 1904], en assimilant l'onde dans la rivière à une perturbation sinusoïdale cyclique [Ferris, 1952; Ferris, 1963], le déphasage δ entre l'enregistrement du maximum de l'onde de période τ dans la rivière et dans un piézomètre distant de x permet d'exprimer la diffusivité T/S de l'aquifère (Eq. 1). T représente ici la transmissivité et S l'emmagasinement de l'aquifère.

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 \cdot \tau}{4 \cdot \pi \cdot \delta^2}$$

Eq. 1: Méthode « Time-Lag », [Ferris, 1952; Ferris, 1963]

Une seconde méthode [Ferris, 1952; Ferris, 1963] s'appuie sur la modification de l'amplitude de l'onde de crue, ce qui revient à étudier l'atténuation ou l'amplification d'une onde de marée, c'est-à-dire le *Tidal Efficiency* noté TE défini par Jacob [1940]: C'est un nombre sans unité égal à l'amplitude de la variation du niveau d'eau enregistrée dans l'aquifère rapportée à la perturbation, soit l'amplitude enregistrée dans la rivière. Dans ce cas :

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 \cdot \pi}{\tau \cdot (\ln(TE))^2}$$

Eq. 2: Méthode « Stage Ratio » [Ferris, 1952; Ferris, 1963], ou « Apparent Tidal Efficiency », [Gilmore et F. A. Spane, 1993]

Ces deux méthodes sont bien adaptées à l'estimation des paramètres hydrodynamiques d'un système aquifère/rievière si celui vérifie les hypothèses suivantes:

- (i) Les fluctuations dans la rivière peuvent être représentées par une onde sinusoïdale,
- (ii) Les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont invariants dans le temps et dans l'espace
- (iii) La rivière pénètre l'aquifère sur toute son épaisseur
- (iv) La composante verticale de l'écoulement peut être négligée au profit des composantes horizontales ou subhorizontales.
- (v) La variation du niveau piézométrique dans l'aquifère est faible par rapport à l'épaisseur de l'aquifère.
- (vi) La variation de charge est faible devant l'épaisseur de l'aquifère.

Ces méthodes décrites dans le cas d'une perturbation cyclique ne sont pas bien adaptées à l'étude de la propagation d'une onde de crue. Ferris [1963] démontre qu'elles peuvent aussi s'utiliser pour l'étude de la propagation d'un pic de crue à condition de connaître précisément la durée de la crue qui remplace la période τ dans les équations précédentes (Eq. 1 et Eq. 2).

Pinder et al. [1969] proposent de résoudre de manière discrète l'équation de diffusivité en recherchant la valeur de la diffusivité qui permet d'obtenir l'évolution du niveau piézométrique dans l'aquifère à partir d'un hydrogramme quelconque. Dans le cas d'un aquifère semi-infini, l'équation qui

régit les écoulements souterrains en régime transitoire selon une dimension et sans terme source devient :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

Eq. 3: Expression 1D de l'équation de diffusivité pour un aquifère homogène d'extension semi-infinie.

Dans ces conditions, une solution de cette équation identique à l'équation de la propagation de la chaleur est donnée par :

$$h = h_0 \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2} \sqrt{\frac{S}{T \cdot t}} \right)$$

Eq. 4: Solution dans le cas d'un aquifère d'extension semi-infinie

Il est possible d'écrire cette équation en faisant intervenir uniquement les variations de h_0 à chaque pas de temps (Δh_0). On calcule ainsi la variation de charge Δh dans l'aquifère en réponse à un incrément positif ou négatif du niveau d'eau Δh_0 dans la rivière, chaque incrément étant calculé indépendamment. Ainsi, en appliquant le principe de superposition, l'évolution du niveau piézométrique dans l'aquifère à une distance x de la rivière s'obtient en sommant l'ensemble de ces variations [Razack et al., 1980].

$$\Delta h = \Delta h_0 \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{2} \sqrt{\frac{S}{T \cdot t}} \right)$$

$$h = \sum \Delta h$$

Eq. 5: Résolution discrète de l'équation de diffusivité, Δh et Δh_0 correspondent respectivement à un incrément de charge dans l'aquifère et dans la rivière [Pinder et al., 1969].

Cette méthode permet d'utiliser un hydrogramme de crue quelconque. Elle nécessite néanmoins de vérifier les mêmes hypothèses que les deux méthodes de Ferris [1952; 1963], à l'exception de la contrainte sur la forme de l'hydrogramme. Enfin, toutes ces méthodes nécessitent de connaître l'emmagasinement pour obtenir une estimation de la transmissivité. Elles s'appuient de plus sur l'hypothèse d'un milieu aquifère homogène où les paramètres hydrodynamiques sont invariants dans le temps et dans l'espace, et où l'équation de Darcy peut être appliquée. Ces conditions restreignent énormément le champ d'application de ces méthodes, surtout dans le cas d'un aquifère karstique. Elles ont néanmoins été appliquées pour caractériser les échanges entre un conduit karstique et la matrice carbonatée de l'aquifère supérieur de Floride [Martin, 2003; Martin et al., 2006] et leur application sera discutée dans les chapitres suivants.

III.3 Exemples d'approches numériques distribuées décrivant physiquement le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant

Les logiciels de modélisation actuels permettent d'activer plusieurs modules afin de réaliser un couplage numérique de différents processus à chaque pas de temps de calcul. Chaque module activé décrit l'un des processus du cycle de l'eau que l'on souhaite prendre en compte dans la modélisation ; le nombre de modules activés définit la complexité du modèle et par conséquent son degré de conceptualisation (Fig. 5).

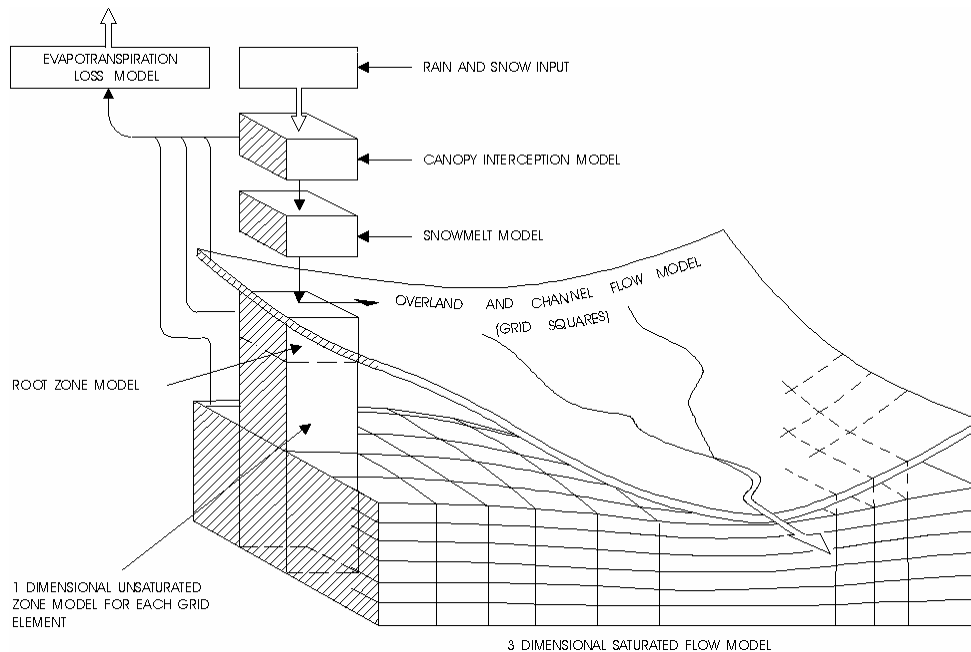


Fig. 5: Structure d'un modèle hydrodynamique couplé surface/souterrain, l'exemple du modèle Mike She (DHI Software)

Ainsi, dans le cas d'une modélisation hydrologique d'un bassin versant où l'on souhaite prendre en compte les interactions hydrodynamiques avec un aquifère il sera nécessaire d'activer (au minimum) le module relatif au ruissellement sur les versants et aux écoulements à surface libre dans la ou les rivières, le module relatif aux écoulements en zone non saturée et le module relatif aux écoulements souterrains où plusieurs aquifères peuvent intervenir. D'autres modules relatifs à l'interception, aux processus évaporatoires ou encore à l'influence de la zone racinaire sur les transferts dans la zone non saturée pourront être négligés selon l'échelle de temps choisie et le type de bassin étudié. (Fig. 5).

III.3.a Principe de la modélisation distribuée à base physique du ruissellement depuis le versant jusqu'à l'exutoire à l'échelle évènementielle

Le principe général des modèles distribués à base physique est de résoudre les équations qui régissent les écoulements à l'échelle de la maille élémentaire du modèle, généralement définie par le modèle numérique de terrain (MNT) dont on dispose. La fonction d'entrée du modèle prend en compte les précipitations et les échanges à travers les limites du système modélisé, ce qui nécessite de connaître (images radar interprétées) ou d'estimer (interpolations spatiales à partir de données ponctuelles) les précipitations en chaque maille du modèle.

Les différents processus d'évapotranspiration sont souvent négligés à l'échelle de l'évènement de crue, le ruissellement sur les versants peut alors être estimé à partir d'une résolution en différences finies (mailles carrées) ou en éléments finis (mailles TIN) des équations de Barré Saint Venant (Eq. 6) simplifiées comme le proposent (i) l'approximation de l'onde diffusante (Eq. 7), qui traduit un équilibre entre les forces de frottement, les forces de pesanteur et de pression, ou bien encore (ii) l'approximation de l'onde cinématique (Eq. 8), qui traduit un équilibre entre les forces de frottement et celles de pesanteur.

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(VS)}{\partial x} = p$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + g(J - I) = 0$$

Eq. 6: Equations de Barré Saint-Venant exprimé en 1D, avec S la section de l'écoulement, V la vitesse suivant la direction préférentielle de l'écoulement, p le terme d'apport latéral en m³/s/m, h le tirant d'eau, J la pente de la ligne d'énergie, I la pente du fond, g l'accélération de la pesanteur et t et x les variables de temps et d'espace.

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(VS)}{\partial x} = p$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} + (J - I) = 0$$

Eq. 7: Approximation de l'onde diffusante

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(VS)}{\partial x} = p$$

$$J = I$$

Eq. 8: Approximation de l'onde cinématique

Dans ce cas, la ligne d'énergie est égale à la pente du fond, ce qui revient à considérer l'évolution du débit en régime transitoire comme le résultat d'une succession d'états où l'écoulement est uniforme.

La résolution de ces équations (Eq. 7 ou Eq. 8) n'est possible que si l'on ferme le système avec une équation supplémentaire qui lie la pente J de la ligne de charge à la vitesse V de l'écoulement. Les relations de Manning-Strickler, de Darcy-Weisbach ou encore de Chézy peuvent être utilisées. Ces relations utilisent de nouveaux coefficients qu'il faudra renseigner dans le modèle : Dans le cas de la relation de Manning-Strickler, il faudra renseigner un coefficient de Strickler pour chaque maille du modèle.

Le ruissellement calculé sur une maille est transmis à la maille aval à chaque pas de temps, et le ruissellement généré en chaque maille va ainsi parcourir la surface du MNT le long de la ligne de plus grande pente jusqu'à atteindre le fond d'un talweg. Si ce talweg est important, celui-ci va récolter une grande quantité d'eau ruisselée, ce qui revient à simuler le comportement d'une rivière.

Cependant, la précision nécessaire pour décrire correctement les écoulements à surface libre dans une rivière n'est pas compatible avec la discrétisation beaucoup plus large choisie pour représenter les versants. Dans ce cas, le talweg est représenté en tant qu'élément *rivière* dans un module spécifique qui traite des écoulements transitoires 1D en rivière à une échelle beaucoup plus fine, ce qui nécessite de connaître différents paramètres géométriques du cours d'eau comme les sections en travers. Mike 11 (DHI Software) ou HEC-RAS [USACE, 2002b] sont 2 modèles de ce type. Ils doivent alors être couplés au modèle de ruissellement pour drainer en chaque élément *rivière* les eaux ruisselées. La Fig. 6 schématise le couplage entre le modèle de ruissellement 2D et le modèle 1D d'écoulements en rivière.

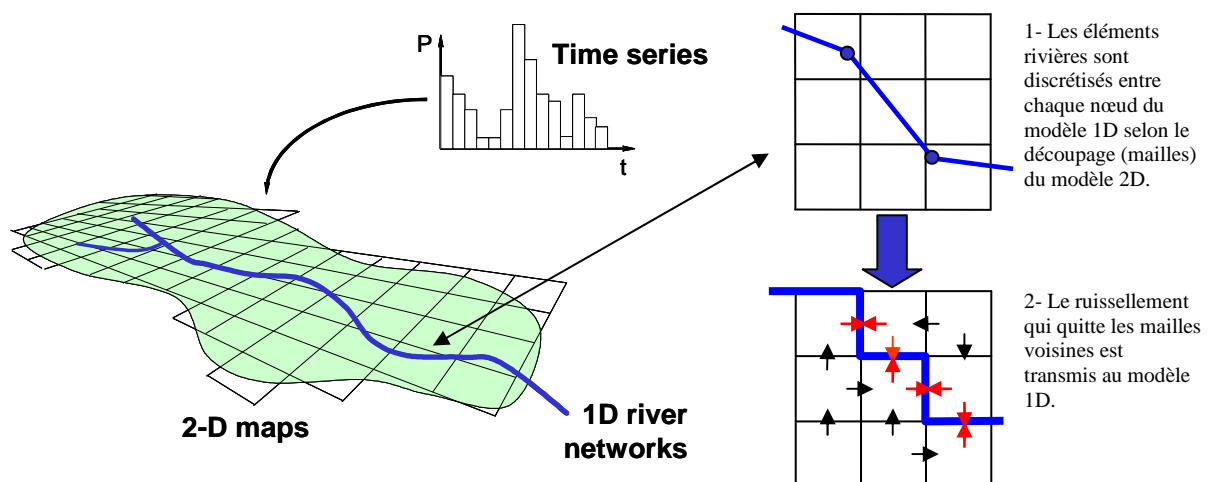


Fig. 6: Couplage du modèle de versant avec le modèle de rivière (cas du couplage Mike-She/Mike 11, source : V.Guinot)

L'élément rivière assure le transfert jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Le transfert est déterminé par une résolution complète des équations de Barré Saint-Venant par différences finies. Si l'équation de Manning-Strickler est à nouveau utilisée pour fermer le système, il sera nécessaire de renseigner au moins un coefficient de Strickler pour chaque section en travers définie dans le modèle d'écoulement en rivière 1D. Selon le modèle utilisé, il est possible de traiter les problèmes de confluence, de décrire les plaines d'inondation, d'ajouter des ouvrages hydrauliques calibrés (seuil) ou non (ponts). De plus, ces modèles d'écoulements 1D sont souvent couplés à un modèle de transport, ce qui permet d'aborder les problèmes de pollutions.

Une première estimation des échanges surface/souterrain sur un bassin versant karstique a été appliquée au cas d'une rivière en crue qui recoupe un aquifère karstique [Roesch, 2004; Jourde et al., 2007]. La modélisation des écoulements de surface à l'aval de l'aquifère karstique a été réalisée en considérant uniquement le ruissellement de surface (Mike She, DHI software). Ainsi, l'écart entre la sortie du modèle et l'hydrogramme observé en aval du karst traduirait l'influence des interactions hydrodynamiques entre l'aquifère karstique et la rivière sur la propagation de la crue. Un doublement du débit de pointe et un apport par le karst de 30% en volume avaient pu être estimé.

III.3.b Couplage avec un modèle d'écoulement souterrain

Il est tout d'abord nécessaire d'estimer les flux à travers la zone non saturée, ce qui peut être réalisé à l'aide d'une résolution des équations de Richards. Elles nécessitent de connaître le tenseur de perméabilité en milieu non saturé. Dans le cas de Mike She, ces équations sont résolues pour chaque maille du modèle au niveau d'un élément de hauteur variable (Fig. 5) qui assure la jonction entre la surface (le MNT) et le souterrain (la zone saturée).

Deux types de modèles d'écoulements peuvent être utilisés pour réaliser un couplage des écoulements de surface avec les écoulements souterrains : les modèles à différences finies comme MODFLOW [McDonald, 1988] et les modèles à éléments finis comme FEFLOW [Diersch, 1998] ou encore BIGFLOW [Ababou et Bagtzoglou, 1993; Tregarot, 2000]. L'équation de diffusivité [Boussinesq, 1904] est utilisée dans tous les cas pour décrire les écoulements souterrains (Eq. 9, avec un terme en z à ajouter pour une approche 3D).

$$S_s \times e \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(-K_x e \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-K_y e \frac{\partial h}{\partial y} \right) = R$$

Eq. 9: Equation de diffusivité [Boussinesq, 1904], S_s est l'emmagasinement spécifique, h représente la charge hydraulique dans l'élément, K_x et K_y sont les perméabilités dans les deux directions x et y , e est l'épaisseur de la zone saturée et R est le terme de couplage avec les niveaux supérieurs et éventuellement inférieurs.

Pour un aquifère libre, l'hypothèse de Dupuit-Forsheimer permet de négliger la variation de charge hydraulique devant la hauteur saturée de l'aquifère et ainsi de considérer l'épaisseur e comme

constante dans l'Eq. 9. De plus, toujours pour un aquifère libre le produit $S_s e$ peut être estimé à partir de la porosité efficace du milieu.

Osman et Bruen [2002] propose une adaptation de MODFLOW pour mieux représenter le cas des rivières drainantes en milieux poreux. Dans le cas d'une rivière déconnectée, le transfert à travers la zone non saturée doit aussi être pris en compte sous la rivière. Il est en général possible de considérer plusieurs aquifères superposés et de distribuer les paramètres hydrodynamiques de manière hétérogène. L'équation qui régit les écoulements souterrains (Eq. 9) est souvent couplée aux équations de transport pour répondre par exemple aux problématiques de transport de polluants. Les modèles utilisant un algorithme de résolution par différences finies permettent de décrire dans les trois directions de l'espace les tenseurs de perméabilité, et ainsi s'adaptent mieux aux aquifères à forte hétérogénéité spatiale.

Il est donc nécessaire d'introduire la géométrie du réservoir, les paramètres hydrauliques de l'aquifère (T et S_s), les conditions aux limites et les conditions initiales.

III.3.c Utilisation des modèles couplés surface/souterrain à base physique

Il existe de nombreuses applications de modèles couplés surface/souterrain qui utilisent Modflow couplé à un modèle adaptés aux écoulements de surface (HEC RAS [Rodriguez et al., 2008]) ou utilisant une approche plus conceptuelle en surface basée sur la théorie de l'hydrogramme unitaire (transfert HRUs du modèle SWAT [Kim et al., *In Press*]). Des logiciels plus adaptés à la simulation du transport peuvent aussi être couplés au modèle souterrain (Mt3d [Lautz et Siegel, 2006; Schilling et Helmers, 2008], Moc3d [Lin et Medina, 2003] ou encore Modpath [Chen et Chen, 2003]). Dans le cas d'aquifères fortement hétérogènes comme les aquifères karstiques, des éléments représentatifs des conduits peuvent être ajoutés à un modèle à différences finies comme cela a été fait pour modéliser le bassin versant du *Rhône* et mieux intégrer les interactions karst/rivière dans le Jura et le Vaucluse (programme GEOCOU : modèle Modcou [Ledoux et al., 1984] couplé au modèle Modsur auquel des mailles « tuyaux » ont été ajoutées [Golaz et al., 1998]). Le pas de temps journalier et l'échelle spatiale de cette modélisation permettait de représenter le karst d'une manière relativement simple (bassin de 86496 km² discrétisé en 27054 mailles de 1 à 8 km de côté, dont 2982 en rivières).

Le couplage en souterrain avec Feflow est une avancée récente et le nombre d'applications pour simuler la réponse hydrologique d'un bassin est encore très restreint [Cox, 2007], mais prometteur dans le cas d'un aquifère fortement hétérogène. Enfin, des expérimentations numériques récentes à l'aide du code Bigflow2000 offrent des perspectives intéressantes pour aborder la simulation des écoulements en zone non-saturée et en zone variablement saturée, pour différents milieux fortement hétérogènes, voire fissurés et karstiques [Tregarot, 2000; Kimmeyer, 2001].

III.4 Prise en compte des interactions aquifère/rivière dans les modèles hydrologiques conceptuels

D'autres approches permettent de traduire les échanges surface/souterrain par une analogie de fonctionnement avec un ensemble de réservoirs. La réponse hydrologique du bassin versant est alors décrite par le biais de deux fonctions, l'une relative à la production, c'est-à-dire la transformation de la pluie brute en pluie nette qui va pouvoir ruisseler, et l'autre relative au transfert de la pluie nette jusqu'à l'exutoire du bassin. Le but recherché est de trouver quelle transformation il faut appliquer au hyétogramme mesuré sur le bassin pour obtenir l'hydrogramme de crue observé à l'exutoire sans chercher à reproduire en détail les processus physiques.

En dehors de la prise en compte de l'infiltration dans la fonction de production (pertes initiales, infiltration constante, modèle SMA, modèle de pertes de Green et Ampt, etc.), les échanges surface/souterrain des modèles à réservoirs peuvent rendre compte d'un soutien au débit d'étiage des cours d'eau par les eaux souterraines. L'approche retenue est plus ou moins empirique et consiste à restituer une partie des eaux infiltrées selon une dynamique de décroissance souvent exponentielle, traduisant dans ce cas une loi de vidange du réservoir proportionnelle à la charge.

Ces modèles sont plus souvent utilisés d'un point de vue opérationnel compte tenu de leur facilité de mise en œuvre, des temps de calcul souvent très faibles et du nombre souvent réduit de paramètres. Les paramètres doivent être calés sur une période de validation puis doivent ensuite être validés sur une période différente avant de prétendre pouvoir prévoir le comportement du bassin. Ces modèles n'étant pas basés sur des lois physiques, il est difficile de justifier ou d'anticiper la valeur des paramètres à partir de mesures sur le terrain.

Il existe des modèles réservoirs à structure fixe (les modèles GR [Edijatno et Michel, 1989] du CEMAGREF par exemple) ou des logiciels qui permettent de créer un modèle réservoir adapté au problème posé comme le logiciel HEC-HMS [USACE, 2002a]. Ce dernier logiciel permet d'élaborer des modèles semi-distribués, ce qui signifie que la répartition de la pluie, la forme générale du bassin et le réseau de drainage qui lui est associé vont pouvoir être décrit de manière succincte dans l'espace. De plus, ce logiciel permet de résoudre l'approximation de l'onde cinématique sur les versants et dans les cours d'eau, à l'image des modèles à base physique, ce qui permet de donner plus de sens aux paramètres du modèle. Il est alors possible à l'aide de réservoirs de simuler le comportement hydrodynamique du milieu souterrain (zone non saturée et zone saturée) et de coupler ce ou ces réservoirs à un transfert en surface utilisant l'approximation de l'onde cinématique. Ce compromis entre le degré de conceptualisation et le nombre de paramètres d'entrée permet de proposer un modèle simple de couplage hydrodynamique surface/souterrain. Enfin, il est possible de coupler HEC-HMS à HEC-RAS [Knebl et al., 2005] pour améliorer la simulation du transfert en surface.

III.5 Synthèse

Les approches analytiques 1D permettent à une échelle locale de décrire les interactions aquifère/rivière. En inversant le problème, il devient possible d'estimer des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère si des chroniques concomitantes de piézométrie dans l'aquifère et de niveau d'eau dans la rivière sont connues.

Les modèles distribués basés sur la résolution d'équations différentielles par des méthodes numériques (différences finies ou éléments finis) en surface et en souterrain ont des structures très malléables qui leur permettent théoriquement de s'adapter à la complexité des processus du bassin étudié. Le problème de ces approches est justement lié à ce très faible degré de conceptualisation qui nécessite de connaître avec précisions la répartition spatiale de très nombreux paramètres souvent totalement inconnus. Les approches analytiques 1D inverses pourront dans certains cas apporter quelques éléments de réponse, mais la majorité des paramètres devront être calés pour une application à l'échelle d'un bassin versant au détriment du caractère physique de cette approche. Ces modèles distribués à base physique ont néanmoins l'avantage de répondre précisément aux problématiques hydrogéologiques liées aux interactions aquifère/rivière, à savoir la caractérisation des aléas inondation et pollution de la ressource en eau.

A l'inverse, les modèles réservoirs posent le problème du sens physique que l'on peut donner aux paramètres calés. Le logiciel HEC-HMS semble cependant être relativement souple d'utilisation puisqu'il permet de se positionner à mi-chemin entre les modèles « trop » conceptuels et les modèles « trop » déterministes.

C'est donc la qualité des données, la connaissance hydrologique et hydrogéologique du bassin étudié, les échelles de temps (échelle événementielle) et d'espace (à définir) qu'il faut considérer et le but recherché par la modélisation hydrologique qui guideront l'hydro(géo)logue sur le choix du type de modèle à utiliser. Par conséquent, il sera nécessaire dans un premier temps de réaliser l'inventaire des données disponibles et de caractériser au mieux le fonctionnement hydrodynamique du bassin versant et du milieu aquifère avant de conclure sur le choix du modèle hydrologique qui prendra en compte le couplage surface/souterrain.

IV Cas des aquifères karstiques à recharge allochtone

IV.1 Définitions et concepts généraux décrivant la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques

IV.1.a Origine de la karstification

Un des ouvrages de référence qui décrit la karstification du point de vue géomorphologique et hydrogéologique est celui de Ford et Williams [1989]. Des descriptions claires et synthétiques (en Français) de la structure et du fonctionnement général des aquifères karstiques peuvent être trouvées dans Bakalowicz [1999] ainsi que dans la section dédiée au karst d'un ouvrage sur les « Aquifères & eaux souterraines en France » rédigé par ce même auteur [Collectif, 2006]. Enfin, une analyse synthétique récente des différents modèles conceptuels qui expliquent le fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques pourra par exemple être trouvée dans la thèse de Perrin [2003].

Le principe de la karstification est néanmoins rappelé sous l'angle des interactions avec les eaux de surface en insistant sur les particularités des karsts Méditerranéens.

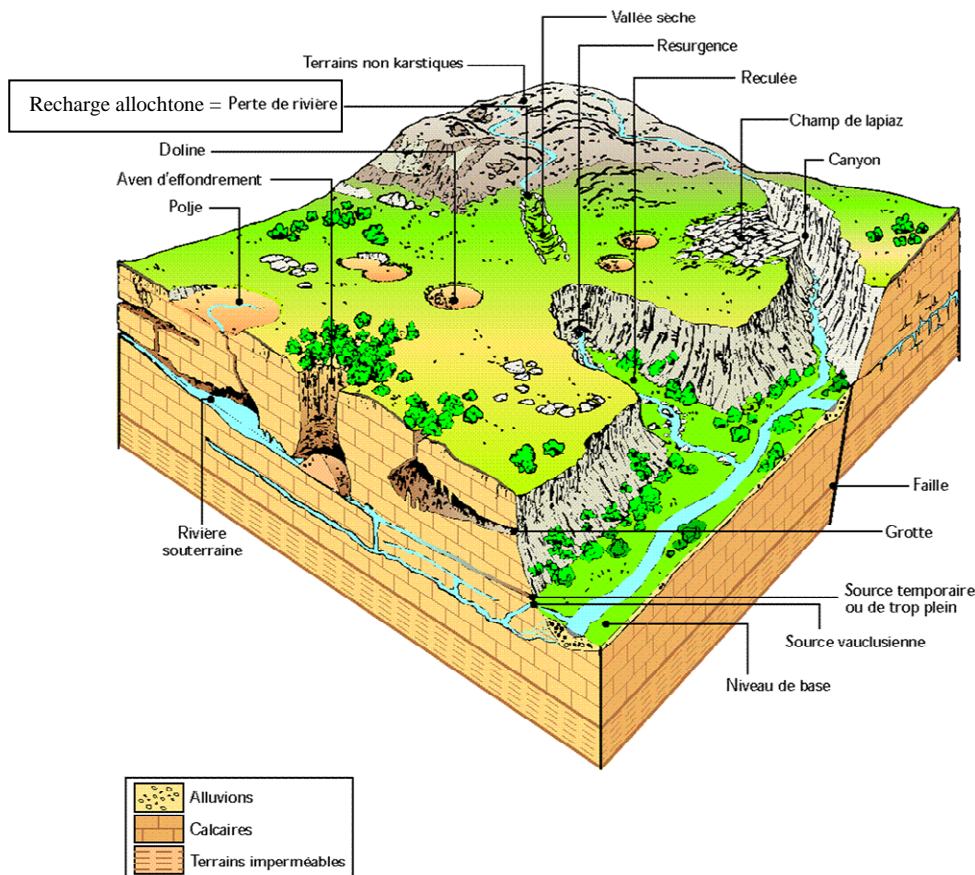


Fig. 7: Bloc diagramme représentant un paysage karstique en surface et le milieu karstique souterrain [Bakalowicz, 1999]

La karstification est un processus d'altération chimique et d'érosion mécanique (abrasion) qui permet la formation de vides karstiques connectés et hiérarchisés constituant une unité de drainage karstique au sein de la roche originelle.

Les roches concernées sont celles qui pourront être dissoutes directement par l'eau de pluie et surtout celles qui peuvent être dissoutes par l'eau infiltrée à travers le sol, ce qui regroupe l'ensemble des formations carbonatées (calcaires et dolomies). En effet, l'activité biologique au niveau du sol joue un rôle fondamental en augmentant la pression partielle de CO₂ (pCO₂) du milieu ; l'eau infiltrée va alors s'équilibrer avec ce milieu et s'enrichir en CO₂, ce qui lui confère un caractère acide qui favorise la dissolution des carbonates (système calco-carbonique, voir par ex. [Ford et Williams, 1989]). Ces eaux infiltrées sont dites agressives vis-à-vis de la calcite compte tenu de leur fort pouvoir de dissolution. Néanmoins, la très faible minéralisation de l'eau de pluie qui s'équilibre avec la pCO₂ de l'atmosphère peut aussi présenter un pouvoir de dissolution élevé : C'est le cas des eaux de ruissellement direct sur un terrain non karstique qui atteignent plus en aval un aquifère karstique. De plus, l'oxydation de la matière organique qui est amenée en quantité importante par les pertes de rivière produit du CO₂ et favorise d'autant plus la dissolution de la calcite et le développement des réseaux de drainage karstique. Dans le cas d'une perte en rivière, le flux d'éléments dissous sera donc lié au débit de la rivière qui atteint le karst [Palmer, 2003].

IV.1.b Les circulations souterraines et le développement du réseau karstique

La circulation de l'eau au niveau des discontinuités préexistantes de la roche encaissante (micro fissure, fracture, joint de stratification) et dans certains cas à travers la porosité originelle de la roche (calcaire bioclastique, certaines craies) entraîne par un élargissement progressif le développement du réseau de drainage karstique, ce qui en retour favorise la circulation de l'eau. La genèse des réseaux de drainage karstique est donc un processus décrivant une boucle de rétroaction positive, ce qui est à l'origine de la hiérarchisation du réseau et de son adaptation rapide aux changements des conditions limites qui contrôlent les écoulements. Cette organisation du drainage confère aux aquifères karstiques un comportement hydrodynamique spécifique.

L'énergie disponible pour l'écoulement et la karstification qui en dépend est matérialisée par le gradient hydraulique. Il est lié la différence d'altitude entre la surface où s'effectue la recharge et la condition limite de décharge, appelée niveau de base, matérialisé par la position de l'exutoire karstique (Fig. 7). Une variation relative du niveau de base entraîne un rééquilibrage des réseaux karstique qui s'adaptent très rapidement aux nouvelles conditions d'écoulement. La position relative du niveau de base par rapport à la zone de recharge est donc un élément majeur qui explique le processus de karstification. Ce rééquilibrage rapide permet d'expliquer le développement étagé des réseaux karstiques qui enregistrent les évolutions relatives passées du niveau de base, notamment en zone de

montagne suite à l'enfoncement des cours d'eau et aux mouvements relatifs des masses rocheuses (mouvements tectoniques), mais aussi dans le bassin Méditerranéen en raison des fortes variations eustatiques (crise Messinienne, périodes glaciaires du Quaternaire) qui ont contrôlé l'enfoncement des cours d'eau (canyon, Fig. 7) puis le comblement des vallées, à l'image de la vallée du *Rhône* [Clauzon, 1982; Mocochain et al., 2006].

La karstification dépend aussi du faciès chimique de l'eau qui est véhiculée, et en particulier de son pouvoir de dissolution. Celui-ci diminue au fur et à mesure que l'eau s'éloigne de la zone de recharge et que l'eau s'équilibre avec la calcite.

La combinaison du pouvoir de dissolution, du degré de fracturation, de la structure tectonique préexistante et du gradient hydraulique définit le potentiel de karstification [Mangin, 1975; Mangin, 1978] du système étudié. L'évolution spatiale et temporelle de ce potentiel permet de comprendre la genèse du réseau karstique, notamment sous le niveau de l'exutoire. Si l'on considère que ce potentiel est constant, alors les grands vides karstiques seront situés soit en un point qui favorise l'altération chimique, soit en un point qui favorise l'altération mécanique. L'altération chimique (i), sous réserve qu'il existe une circulation d'eau, est favorisée à proximité de la surface où elle est associée à une décompression des roches et à des facteurs climatiques favorisant l'érosion de la partie supérieure de l'aquifère. (ii) L'érosion mécanique est favorisée lorsque la vitesse des écoulements devient importante, ce qui s'observe dans les drains principaux plus on se rapproche de l'exutoire [Mangin, 1975].

L'ensemble des processus de décompression et d'altération à la surface d'un karst au contact de l'atmosphère se traduit par une zone plus perméable pouvant atteindre quelques dizaine de mètres sous la surface du sol : l'épikarst [Mangin, 1975; Klimchouk, 2004].

IV.1.c Types de recharge et concepts décrivant la dynamique d'infiltration

Les régions karstiques sont des milieux où l'eau est souvent absente en surface du fait de la grande perméabilité des terrains. On distingue classiquement 2 types d'alimentation, (i) une alimentation par les précipitations sur la zone de recharge de l'aquifère et (ii) une alimentation par les pertes de rivières allochtones, c'est-à-dire les rivières qui drainent des terrains non karstiques avant de rejoindre l'aquifère karstique (Fig. 7).

- Alimentation par les précipitations sur la zone de recharge de l'aquifère (*autogenic drainage*)

Deux types d'écoulements sont souvent distingués pour décrire l'alimentation par les précipitations : (i) une infiltration lente avec un stockage temporaire possible (aquifère épikarstique, [Mangin, 1975]) et (ii) une infiltration rapide et concentrée qui utilise et élargit les discontinuités sub-verticales de l'épikarst pour rejoindre rapidement la zone saturée (ou zone *noyée*) du karst sans nécessairement recharger de manière significative les volumes peu perméables de la zone non saturée

[Kiraly, 1998]. Ainsi, des phénomènes de court-circuit par des axes de drainage développés dans la zone d'infiltration permettent d'acheminer les eaux plus rapidement en profondeur (ruissellement souterrain). Ces écoulements rapides ont été mis en évidence par l'utilisation de traceurs géochimiques [Emblanch et al., 2001; Batiot et al., 2003; Trček, 2007] et de simulations numériques (« epiflow ») [Kiraly et al., 1995; Kiraly, 2003; Perrin et al., 2003]. Ils permettent entre autre d'acheminer en profondeur une eau ayant un plus fort pouvoir de dissolution et donc de poursuivre la karstification. L'infiltration peut aussi « pousser » de l'eau préalablement stockée depuis les dernières pluies (effet piston), ce qui apparaît à la lecture de courbes de flux chimique-débit des sources karstiques [Mudry, 1990] et sur la signature isotopique des eaux à l'exutoire [Emblanch et al., 2001; Batiot et al., 2003].

En surface, des formes d'érosion spécifiques aux paysages karstiques témoignent du drainage des eaux vers le milieu souterrain (effondrement, dolines, gouffres, cf. Fig. 7). Il est de plus fréquent d'observer des vallées sèches qui témoignent d'un abandon des structures d'écoulement de surface au profit d'un drainage souterrain au fur et à mesure que la karstification s'est développée. L'orientation de ces vallées ainsi que la distribution spatiale des manifestations karstiques (dolines, poljés, cavités, etc., cf. Fig. 7) sont des indices de l'organisation de la karstification passée ou actuelle qui peuvent donc être utilisée pour comprendre le fonctionnement du karst pour différentes conditions hydrogéologiques.

Enfin, l'approche systémique des aquifères karstiques permet de décrire l'ensemble de ces processus en définissant le système karstique [Mangin, 1975]. Celui-ci reçoit un signal (pluie, température, etc.), le transforme (opérateur de transfert) puis renvoie un signal de sortie (débit, température, etc.). Lorsque les limites du système correspondent aux limites de l'aquifère et qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir une autre surface de recharge, le système est qualifié de système karstique unaire [Mangin, 1978].

- Alimentation par les pertes de rivière allochtone (*allogenic stream* [Palmer, 2003])

Le cas d'une recharge par une rivière allochtone s'apparente au cas d'une infiltration concentrée et rapide puisque les écoulements de surface provenant d'un bassin versant généralement non karstique (fort pouvoir de dissolution) vont s'infiltrer rapidement à la faveur de pertes diffuses ou ponctuelles en liaison directe avec le réseau karstique. Dans ce cas, le système karstique reçoit des eaux précipitées sur une autre surface et la notion de système karstique est étendue pour inclure cette surface : le système est alors qualifié de système karstique binaire [Mangin, 1978].

IV.1.d Les structures de stockage et de transfert

Le milieu karstique est un milieu à double voire triple porosité : la porosité des drains karstiques, la porosité liée à la fissuration de la matrice et, éventuellement, la porosité matricielle de la roche (calcaires bioclastiques, certaines craies etc.). Ces deux dernières porosités sont regroupées sous le terme de porosité de la matrice fissurée. Chaque porosité joue un rôle plus ou moins déterminant sur

les écoulements dans l'aquifère karstique étudié, selon sa nature géologique, sa fracturation et son degré de karstification, ce dernier étant lui-même lié à la distribution initiale des porosités dans la roche.

On peut donc observer des systèmes karstiques ayant des comportements hydrodynamiques très différents du fait de leur structure, ce qui pose le problème de la représentativité des résultats obtenus sur un site particulier.

Il est généralement admis que le transfert dans la zone non saturée est assuré par le réseau de drainage karstique ou, plus simplement le réseau de conduits [Drogue, 1969; Mangin, 1975; Jeannin, 1996; Bakalowicz, 2005]. Cependant, le stockage de l'eau dans un aquifère karstique suscite encore de nombreuses interrogations [Bakalowicz, 2005]. Les résultats apportés par les nombreuses études sur le comportement hydrodynamique des karsts [Drogue, 1969; Mangin, 1969; Mangin, 1975; Kiraly et Morel, 1976; Atkinson, 1977; Mudry, 1990; Collectif, 1992; Kiraly, 2003] témoignent d'un stockage (i) au niveau de l'épikarst drainé par des conduits éventuellement élargis localement, ou (ii) au niveau de volumes peu perméables (matrice fissurée ou non) ou encore (iii) dans des vides karstiques de grande dimension mal connectés au système de drainage, les SAD (Système Annexe de Drainage). Cette diversité de représentation conceptuelle du lieu de stockage traduit souvent la diversité des types d'aquifères karstiques étudiés par ces auteurs.

IV.1.e Conséquences sur les échanges surface/souterrain

Les aquifères karstiques à recharge allochtone constituent donc des hydrosystèmes privilégiés pour étudier les échanges quantitatifs et qualitatifs entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Le ruissellement généré à la surface d'une formation non karstique modifie peu à peu les structures de drainage karstique au contact avec l'aquifère et augmente la capacité d'échange des eaux entre la surface et le souterrain [Winter et al., 1998; Palmer, 2003]. La structure de drainage karstique est donc l'élément essentiel qui va contrôler la dynamique des échanges entre le karst et la rivière.

L'étude hydrodynamique des interactions karst/rivière nécessite donc de comprendre et de décrire le comportement couplé du bassin versant et de l'aquifère karstique. Ces deux milieux apparaissent déjà complexes lorsqu'ils sont étudiés indépendamment et il semble difficile d'aborder d'une manière totalement déterministe leur fonctionnement couplé.

IV.1.f Conséquences sur la vulnérabilité de la ressource vis-à-vis d'une pollution

La circulation des eaux souterraines peut être très rapide entre la zone de recharge et l'exutoire. En cas d'une utilisation de la ressource pour l'AEP, la plupart des expériences de traçages artificiels depuis une perte d'un cours d'eau ou une cavité indiquent des temps moyen de séjour inférieurs aux

40 jours de référence de la réglementation pour l'établissement des périmètres de protection [Collectif, 2006]. La forte perméabilité en grand des terrains karstiques se traduit souvent par des pertes partielles ou totales des cours d'eau qui les traversent, ce qui rend les aquifères karstiques extrêmement vulnérables à une pollution chronique ou accidentelle en surface. En cas d'exploitation AEP, cette forte vulnérabilité justifie l'installation de système d'alerte de pollution en amont des zones de pertes de rivière, à l'image du captage AEP de la ville d'*Orléans* entre les pertes de *Loire* et les résurgences du *Loiret* où un dispositif permettant l'arrêt des pompages a été mis en place. Le réseau d'adduction doit dans ce cas avoir assez d'autonomie pour subvenir aux besoins AEP tant que le critère de qualité définit pour l'eau de rivière n'est pas atteint. D'autres solutions peuvent être envisagées, comme les dispositifs réversibles de limitation des pertes du *Doubs (Franche Comté)* qui devraient permettre de réduire l'effet de "court-circuit" résultant des circulations karstiques entre le cours d'eau et la source de *la Loue* [Bakalowicz, 1999].

La vulnérabilité vis-à-vis d'une pollution accidentelle peut cependant être relativisée compte tenu de l'élimination rapide du polluant dès qu'il atteint le réseau de conduits, ou bien de sa forte dilution/dispersion si la pollution se produit loin du réseau [Bakalowicz, in Collectif, 2006].

IV.1.g Conséquences sur la vulnérabilité associée au risque d'inondation dans les bassins versants à fortes composantes karstiques

La contribution du karst aux crues de surface est une problématique relativement récente. Bien que ce type d'inondation ne soit pas un phénomène nouveau, ses effets sont de plus en plus dévastateurs en raison de l'évolution de l'occupation des sols et de l'urbanisation croissante [Currens et al., 1993; Bradley et Hileman, 2006; Najib, 2008].

Les inondations en milieu karstique se manifestent sous 2 formes :

- (i) Une saturation des terrains en surface consécutive à des précipitations extrêmes qui induisent une saturation de la capacité d'absorption du karst. Celle-ci est favorisée dans les zones dépressionnaires par un colmatage possible des drains et des fissures qui ne peuvent plus drainer les eaux [Salvayre, 1969; Bruxelles et Caubel, 1996], un sous dimensionnement des réseaux de drainages karstique lié notamment à une modification de l'occupation du sol et une augmentation du ruissellement vers les zones de pertes [Currens et al., 1993; Bradley et Hileman, 2006] ou encore le contraste de perméabilité entre l'épikarst et le karst plus profond qui provoque l'apparition d'un aquifère épikarstique [Mijatovic, 1988]
- (ii) Une contribution rapide et intense des eaux karstiques aux écoulements de surface, consécutive à une forte mise en charge du karst et qui se traduit en surface par une augmentation rapide du débit des émergences karstiques drainées par le cours d'eau, auquel s'ajoute le débit d'émergences karstiques temporaires de type trop plein [Roesch,

2004; Bonacci et al., 2006; Jourde et al., 2007; Bailly-Comte et al., 2008b; Bailly-Comte et al., 2008c].

Seul ce second type d'inondation sera étudié plus en détails puisqu'il implique directement les interactions karst/rivière.

Le karst, en raison des fortes vitesses d'infiltration offre néanmoins en situation d'étiage une capacité d'absorption des crues de surface non négligeable. Par exemple, l'exploitation active de la ressource en eau du karst de *Montpellier* (Source du *Lez*) permet de prélever de l'eau du karst à un débit de 1600 l/s [Collectif, 2006], alors que le débit naturel de la source à l'étiage est d'environ 400 l/s, ce qui nécessite de restituer une partie de l'eau pompée dans le cours d'eau (débit réservé de 160 l/s). Cette surexploitation momentanée en basses eaux crée un rabattement important et confère au karst une forte capacité de stockage lors des crues automnales, ce qui permet de reconstituer la réserve tout en limitant la contribution du karst aux crues [Roesh et Jourde, 2006].

IV.2 Représentation à l'échelle du territoire Français

Les formations karstiques affleurent sur plus de 35 % du territoire national. Différents domaines karstiques peuvent être distingués, traduisant des contextes climatiques, tectoniques et géologiques différents (Fig. 8). Sur la Fig. 8 sont représentés les grands domaines karstiques ainsi que le réseau hydrographique principal de la *France*. On s'aperçoit que la plupart des cours d'eau recoupent des formations karstifiées, ce qui signifie que toutes les agences de l'eau sont plus ou moins confrontées aux problématiques liées aux interactions surface/souterrain en milieu karstique. Dans les régions Méditerranéennes, ces formations sont exploitées pour la satisfaction des besoins des collectivités et soutiennent aussi l'alimentation de nombreux cours d'eau, en particulier pendant l'étiage [Bakalowicz, 1999].

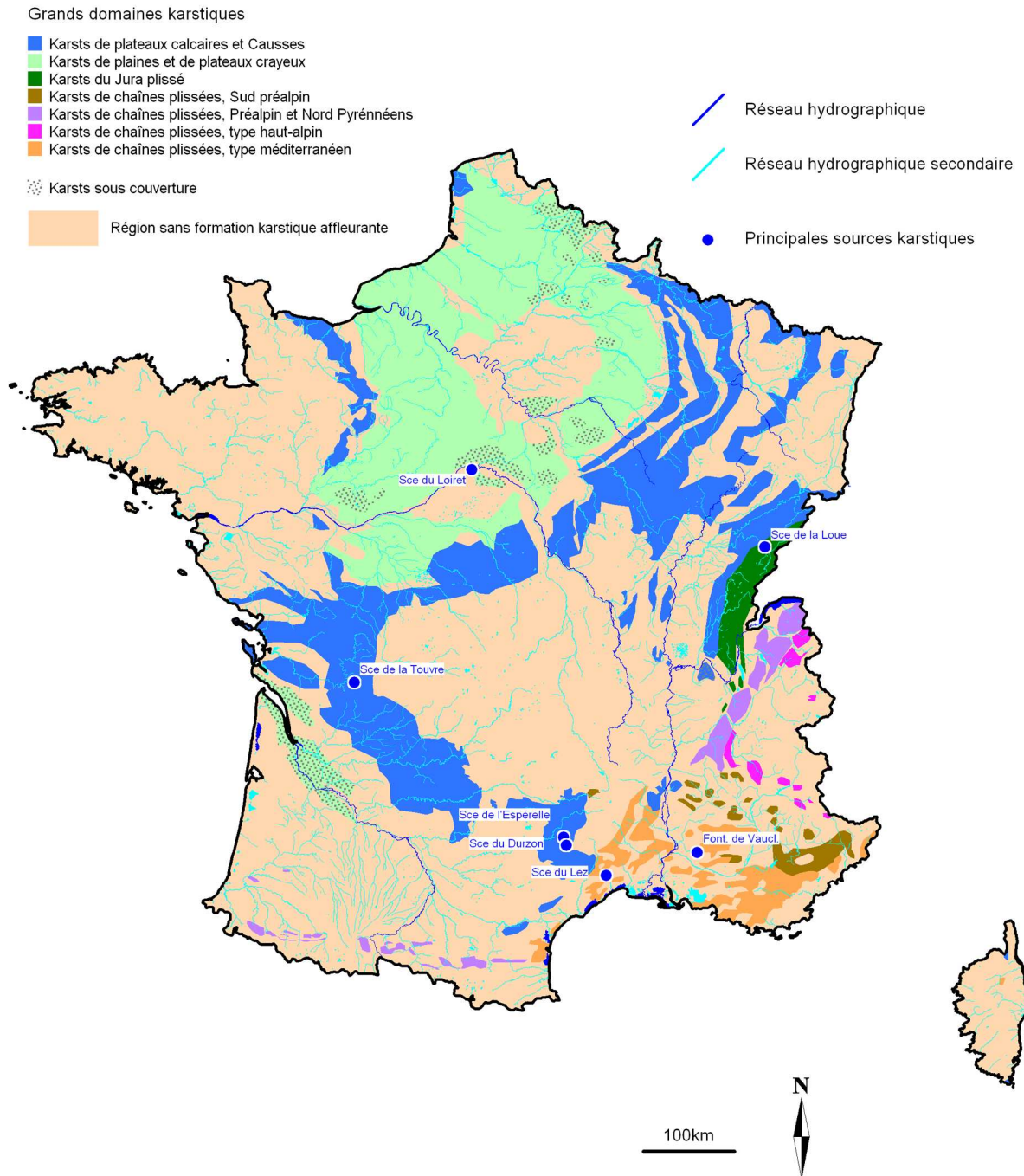


Fig. 8: Formations karstiques affleurantes ou sub-affleurantes (d'après [Nicod et al., 1995], modifié), sources karstiques principales [Collectif, 2006] et réseau hydrographique en France

IV.3 Echelles d'observations des interactions karst/rivière

Les interactions karst/rivière seront décrites à différentes échelles en s'appuyant sur la classification générale des interactions aquifère/rivière décrite au II :

- (i) L'échelle locale d'observation concernera les écoulements à proximité de la rivière et plus particulièrement les influences réciproques du karst et de la rivière en termes d'apport ou

de perte d'eau. Cela inclut donc le fonctionnement hydrodynamique des cavités karstiques situées dans le lit de la rivière, mais aussi l'influence d'un éventuel aquifère épikarstique.

- (ii) L'échelle intermédiaire concernera les relations hydrodynamiques entre le massif karstique et les écoulements dans la rivière (réponse hydrodynamique dans les forages) ainsi que les autres exutoires karstiques alimentant un autre bassin versant. Ces écoulements caractérisent le volume dynamique [Mangin, 1975] du karst.
- (iii) Enfin, à l'échelle régionale, les écoulements caractérisent le volume profond du karst [Mangin, 1975] ; à ce niveau la dynamique des écoulements souterrains n'influence plus les débits à l'exutoire. Cette échelle d'observation ne sera donc pas retenue pour décrire les interactions hydrodynamiques karst/rivière.

L'un des objectifs de ce travail est de vérifier si cette classification des échanges aquifère/rivière existantes est bien adaptée au cas d'un aquifère karstique à l'échelle locale et intermédiaire.

IV.4 Le système karst/rivière

L'approche systémique et fonctionnelle des aquifères karstiques permet de caractériser de manière synthétique l'ensemble des processus complexes qui contrôlent le fonctionnement d'un aquifère karstique. De la même manière, une définition d'un système karst/rivière en tant qu'élément du système karstique est proposée pour décrire de manière globale à l'intérieur de ce système les interactions hydrodynamiques entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains.

Ainsi, si l'on nomme Q_{amont} le débit correspondant à la recharge allochtone et Q_{aval} le débit à la sortie du massif karstique, le système karst/rivière ainsi que ses interactions internes peuvent être schématisées suivant le modèle fonctionnel illustré par la Fig. 9.

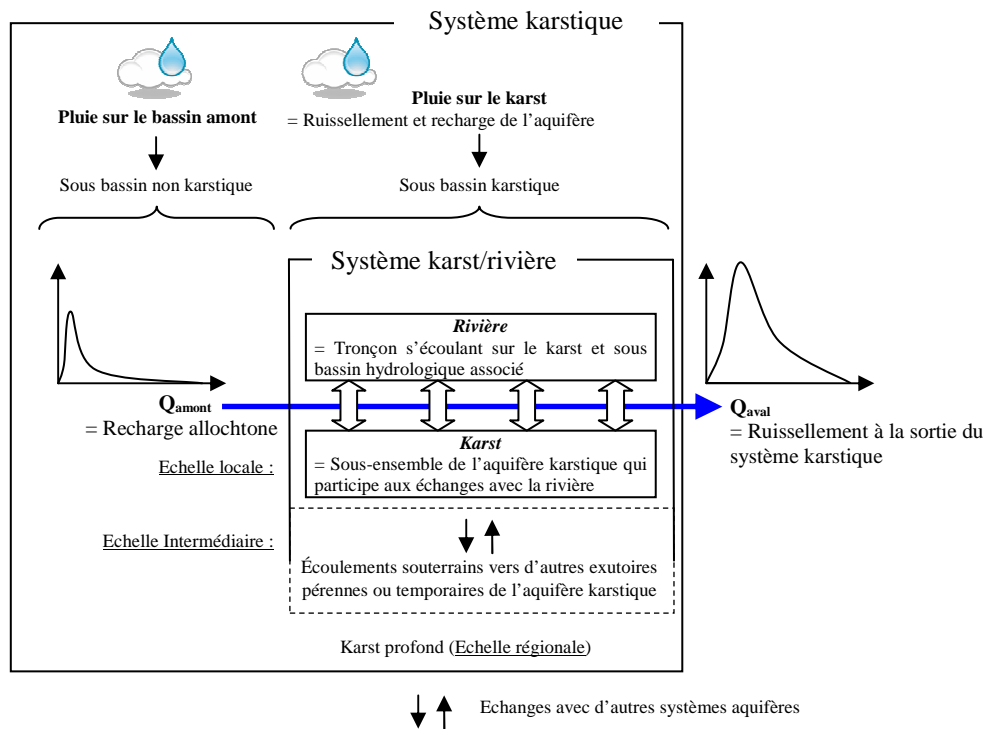


Fig. 9: Représentation schématique du système karst/rivière

Le transfert d'une crue de surface à travers le système karst/rivière est donc contrôlé par le sous-système *Rivière* et le sous-système *Karst*. Le premier caractérise le transfert de l'onde de crue depuis le bassin amont et les apports par ruissellement direct ou de subsurface sur les versants. Le second représente un sous-ensemble de l'aquifère karstique de taille variable selon l'échelle d'observation (locale ou intermédiaire), caractérisé par la géométrie de son réseau de drainage et ces paramètres hydrodynamiques. Ces deux sous-systèmes interagissent tout le long de la propagation de la crue, et, comme pour tout type d'aquifère, seule une approche couplée permettra de décrire l'évolution de l'onde de crue en surface [Pinder et Sauer, 1971]. Le système karst/rivière apparaît comme un élément du sous-système *infiltration* si la rivière est infiltrante, ou bien comme un élément du sous-système *karst noyé* (zone saturée) si la rivière est drainante vis-à-vis de l'aquifère et que des exurgences participent au ruissellement. Il correspond dans ce cas au sous-système karstique associé à l'ensemble des exutoires de trop plein dans la rivière.

V Conclusion et démarche choisie

Le fonctionnement hydrodynamique complexe d'un aquifère karstique reste un obstacle majeur à la prise en compte des interactions karst/rivière dans les modèles hydrologiques. Les enjeux en terme de caractérisation des aléas inondation et pollution de la ressource justifient cependant de développer des

approches de modélisation plus adaptées au karst qui tiennent compte des difficultés de caractérisation dans l'espace de ces systèmes. Il existe en effet un écart énorme entre l'état d'avancement des modèles couplés surface/souterrain et la quantité et la qualité des données dont on dispose sur les bassins versants karstiques, alors que l'hétérogénéité de ces milieux nécessiterait des informations très précises dans les trois directions de l'espace.

C'est pourquoi il est tout d'abord proposé de décrire précisément ces interactions à différentes échelles d'espace et de temps dans le but de discriminer les paramètres hydrologiques et hydrogéologiques qui permettent de mieux prévoir la réponse hydrologique d'un bassin versant karstique. Ainsi les interactions karst/rivière seront étudiées par une approche descriptive à l'échelle locale (chapitre 3) et intermédiaire (chapitre 4) à partir de données obtenues sur le bassin versant expérimental du *Coulazou* décrit dans le chapitre 2.

Dans le cas d'un aquifère karstique à recharge allochtone, les interactions karst/rivière peuvent aussi être abordées en analysant le transfert d'une onde de crue de surface à travers l'aquifère karstique. Une approche fonctionnelle utilisant des méthodes de traitement du signal a été adoptée dans le chapitre 5 pour étudier la genèse (relations pluie/débit et piézométrie/débit) ainsi que la propagation (relation débit en amont /débit à l'aval du karst) d'une onde de crue dans une rivière qui recoupe un aquifère karstique.

Enfin, une modélisation hydrologique à l'échelle événementielle de la réponse hydrologique du bassin versant du *Coulazou* en amont et à l'aval du système karstique sera proposée dans le chapitre 6 en essayant d'utiliser au maximum les conclusions des approches descriptives et fonctionnelles. Compte tenu du dispositif expérimental (cf. Chapitre 2), la description des interactions karst/rivière traitera essentiellement des transferts de pression entre les deux milieux, et la modélisation hydrologique n'abordera que l'estimation de la réponse hydrologique. Ce travail s'inscrit donc dans une démarche de caractérisation de l'aléa inondation dans les bassins versants à forte composante karstique.

Chapitre 2 :

Le site expérimental du Causse d'Aumelas

I Présentation générale du site et objectifs du suivi hydrodynamique

I.1 Introduction : Localisation et enjeux

Le bassin versant du *Coulazou* est situé à environ 20 km à l'Ouest de *Montpellier*. Le parcours de ce petit cours d'eau Méditerranéen peut être subdivisé en trois parties : (i) La rivière s'écoule tout d'abord sur un sous bassin amont de 21 km² qui correspond essentiellement à un bassin détritique comblé d'argile, puis (ii) elle recoupe sur 15 km un massif karstique, le *Causse d'Aumelas*, avant (iii) d'atteindre un autre bassin détritique qui l'amènera à sa confluence avec la *Mosson* (Fig. 10 et Fig. 11). En aval du karst, la surface du bassin hydrologique du *Coulazou* est d'environ 60 km².

En terme d'enjeux, l'historique des inondations observées à l'aval du karst où se trouve la commune de *Cournonterral* est donné en annexe 5. Le *Coulazou* appartient au bassin *Lez-Mosson* où la vulnérabilité est très forte (agglomération de *Montpellier*), mais en dehors des communes de *Cournonterral* et de *Fabrègues* (qui a tout de même enregistré 1 décès imputable à la crue d'octobre 2002), le secteur réellement concerné par les crues du *Coulazou* est relativement restreint et peu occupé (Fig. 10 et Fig. 11).

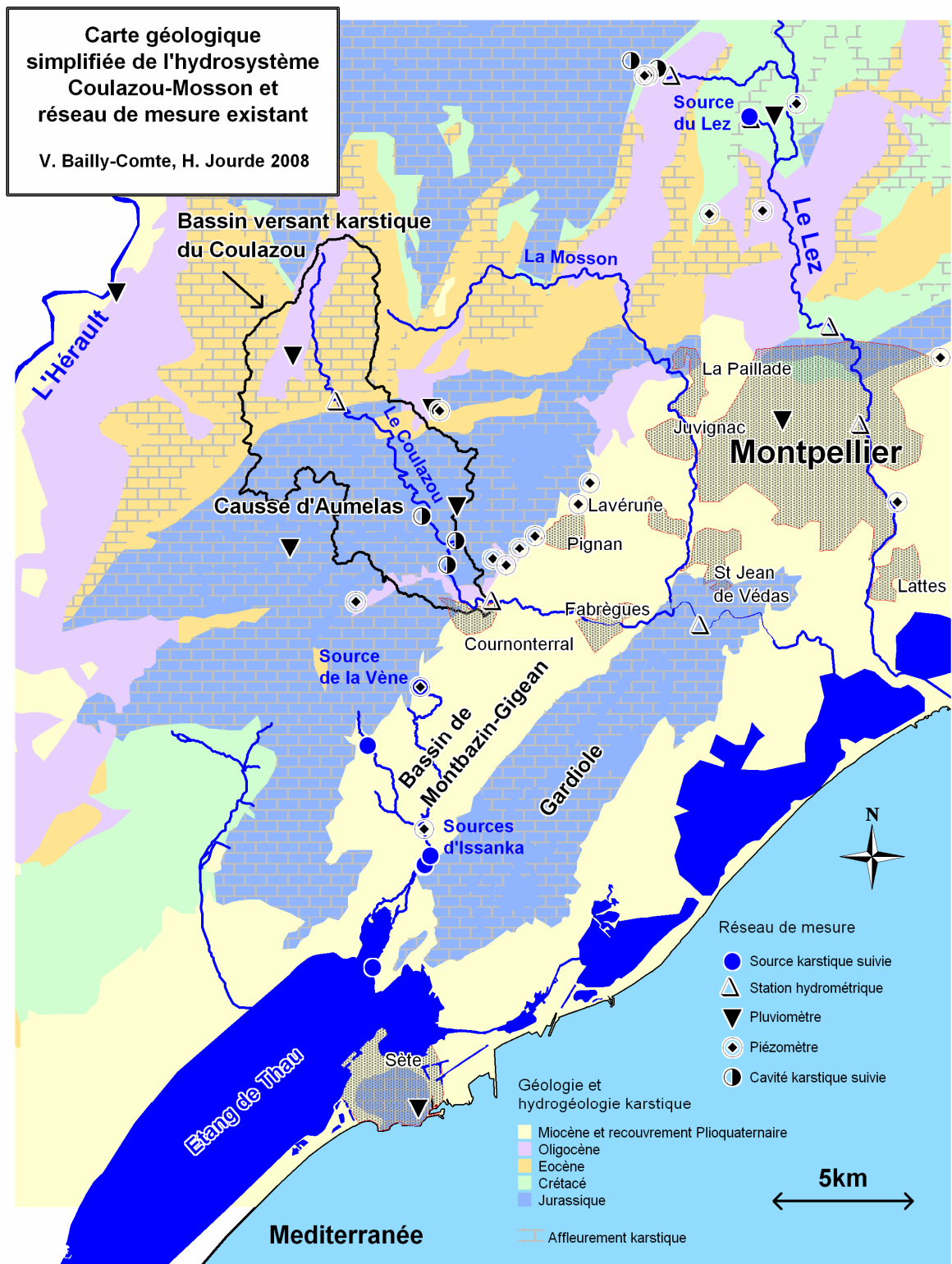


Fig. 10: Carte géologique et hydrogéologique simplifiée de l'hydrosystème *Coulazou-Mosson* et réseau de mesure hydrodynamique existant

La ressource en eau du karst est également exploitée, soit directement par pompage sur la partie libre de l'aquifère karstique (alimentation partielle de la commune de *Pignan en B*, Fig. 11), soit par

pompage dans la partie captive au niveau de l'un des exutoires du système (*Issanka*, Fig. 11) pour l'alimentation de la ville de *Sète*, mais il faut noter que les eaux de surface provenant du sous bassin amont qui atteignent le karst, même si elles drainent des terrains viticoles, sont de qualité relativement bonne « sans impact sur le milieu récepteur », d'après le schéma départemental de préservation, de restauration et de mise en valeur des milieux aquatiques de l'Hérault disponible sur internet.

Ce bassin hydrologique ne justifie donc pas à lui seul une étude poussée des interactions karst/rivière. Cependant, la faible dimension de ce site permet d'étudier précisément ces interactions à l'échelle de l'aquifère karstique. Ce bassin hydrologique constitue donc un site expérimental miniature parfaitement adapté à la problématique des interactions hydrodynamiques karst/rivière, la recharge allochtone étant assurée par le ruissellement issu du sous bassin amont. Ce bassin a donc été retenu pour étudier et mieux caractériser l'aléa inondation sur un bassin versant à forte composante karstique avant de transposer les méthodes et les résultats obtenus sur des plus grands bassins versants analogues où la vulnérabilité est beaucoup plus forte, comme par exemple le Tarn, la Cèze, l'Hérault ou encore le Vidourle. La vulnérabilité de la ressource vis-à-vis d'une pollution ne sera pas abordée mais fait l'objet d'un autre travail de thèse en cours sur le bassin du Lez.

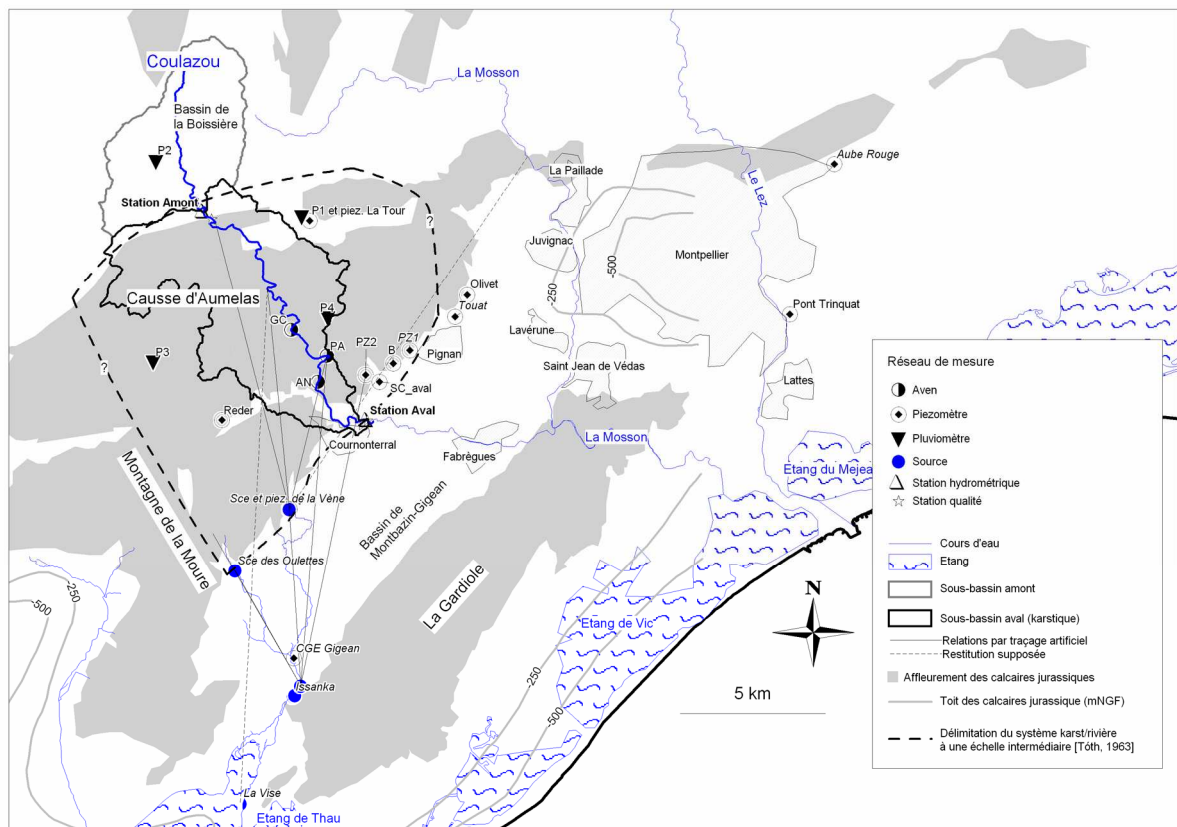


Fig. 11: Réseau de mesure, géométrie des calcaires jurassiques [Doerfliger et Le Strat, 2001], résultats d'expériences de traçage et délimitation du système karst/rivière (cf. III), les termes en italique signalent des sites de mesure non gérés dans le cadre de cette thèse

I.2 Les mesures climatiques

I.2.a Mesure de la pluie

Le site a été instrumenté à partir du mois d'avril 2004 [Roesch, 2004; Jourde et al., 2007]. 3 pluviographes (P1, P3 et P4) ont été répartis à la surface du karst et 1 pluviographe (P2) est utilisé pour estimer les précipitations sur le sous bassin amont (Tableau 1, Fig. 11). Des pas de temps d'acquisition courts sont nécessaires pour décrire correctement les épisodes pluvieux, notamment en automne (épisodes Cévenols) où les cumuls journaliers peuvent dépasser 300 mm.

Id	Nom	X(L3)	Y(L3)	Pas de temps d'acquisition
P1	La Tour	710200	148100	5 min
P2	La Boissière	705200	150000	5 min
P3	Mas de Figuière	705100	143100	5 min
P4	Les Blaquières	711100	144600	Avant juillet 2005 : 1 h Puis variable (0,2 mm)

Tableau 1: Description du réseau pluviométrique

I.2.b Mesure de la température de l'air et de la pression atmosphérique

La température de l'air et la pression atmosphérique ont été mesurées à proximité du pluviographe P4 (Tableau 1) au pas de temps de 10 min à l'aide d'un capteur Mini-DIVER® (0-1 mH₂O) depuis le 17 février 2006. Le site des *Blaquières* (P4, Tableau 1, Fig. 11) a été retenu en raison de sa position centrale par rapport au bassin.

I.3 Le suivi des masses d'eau

La caractérisation de l'aléa inondation sur un petit bassin versant karstique soumis à un climat Méditerranéen nécessite un réseau de mesure dense (hétérogénéité du karst) et un pas de temps court pour bien rendre compte de la dynamique de crue en surface et en souterrain.

I.3.a Les eaux de surface

Deux stations limnimétriques (station amont et station aval, Fig. 11) permettent de connaître l'évolution de la hauteur d'eau dans la rivière en amont et en aval du karst au pas de temps de 5 min depuis avril 2004 (Tableau 2).

Des sondes de mesure en continu de la conductivité électrique et de la température ont également été ajoutées à proximité de ces stations depuis le mois de novembre 2005 (Fig. 11, Tableau 2), mais elles ont fait l'objet de nombreux actes de vandalisme, ce qui ne permet pas d'avoir beaucoup d'enregistrements concomitants à l'amont et à l'aval du karst.

La conversion des données de hauteur dans la rivière en données de débit sera exposée en détail dans le IV.1.

Nom	X(L3)	Y(L3)	Z(mNGF)
Station amont	706840	148260	147
Station aval	712451	141080	38
Station qualité amont	707101	148021	nd.
Station qualité aval	712452	141085	nd.

Tableau 2: Point de mesure en rivière

I.3.b Les eaux souterraines

D'une manière générale, ce suivi a été réalisé en forage et dans des drains karstiques sous le lit de la rivière (avens). Le pas d'acquisition de la pression et de la température est généralement de 10 min, sauf dans les cavités karstiques où il a été ponctuellement de 8 min. Certains sites ont pu bénéficier de mesures de conductivité en continu à partir d'août 2006 à l'aide de CTD Diver®, notamment le forage PZ2 et la cavité karstique PA (aven) dont les chroniques seront très utilisées par la suite. Les points de mesure qui ont été suivis spécifiquement pour ce travail de thèse sont présentés dans le Tableau 3.

Identifiant	Type	Nom	X(L3)	Y(L3)	Z (mNGF)
AN	Aven	Arche de Noé	710757	142399	53
GC	Aven	Grandes Combes	709845	144175	76
PA	Aven	Puits de l'aven	711066	143291	64
B	Piézomètre	Boulidou	713340	143040	59
PZ2	Piézomètre	Ste Cécile amont	712390	142650	73
SC_aval	Piézomètre	Ste Cécile aval	712861	142411	62
La Tour	Piézomètre	La Tour	710477	147958	155
Olivet	Piézomètre	Olivet	715880	145380	70
Reder	Piézomètre	Reder	707460	141100	136
Trinquat	Piézomètre	Trinquat	726950	144710	9.5

Tableau 3: Point de mesure dans l'aquifère

Le suivi hydrodynamique de la source de débordement de *la Vène* (Fig. 11) était déjà réalisé par une autre équipe du laboratoire HydroSciences Montpellier dans le cadre de l'étude des « *Crués en rivière intermittente: transport solide et dissous* » coordonnée par M-G. Tournoud. Des données de débit depuis octobre 2002 au pas de temps de 5 min ont pu être utilisées. Les deux autres exutoires pérennes connus ou supposés du système karstique d'*Aumelas-Thau* (partie captive) ne font pas l'objet d'un suivi de débit. Il s'agit d'une source captée (*Issanka*, Fig. 11) et d'une source sous-marine (*La Vise*, Fig. 11) dont l'appartenance à ce système karstique n'est pas certaine.

II Délimitation et description du système hydrologique

II.1.a La station amont de Saint-Paul-et-Valmalle et le sous bassin amont

- Localisation

La station limnimétrique de *Saint-Paul-et-Valmalle* est située sur le *Coulazou* juste en amont du pont de *la Tinasse* de la route nationale 109 (Fig. 12).

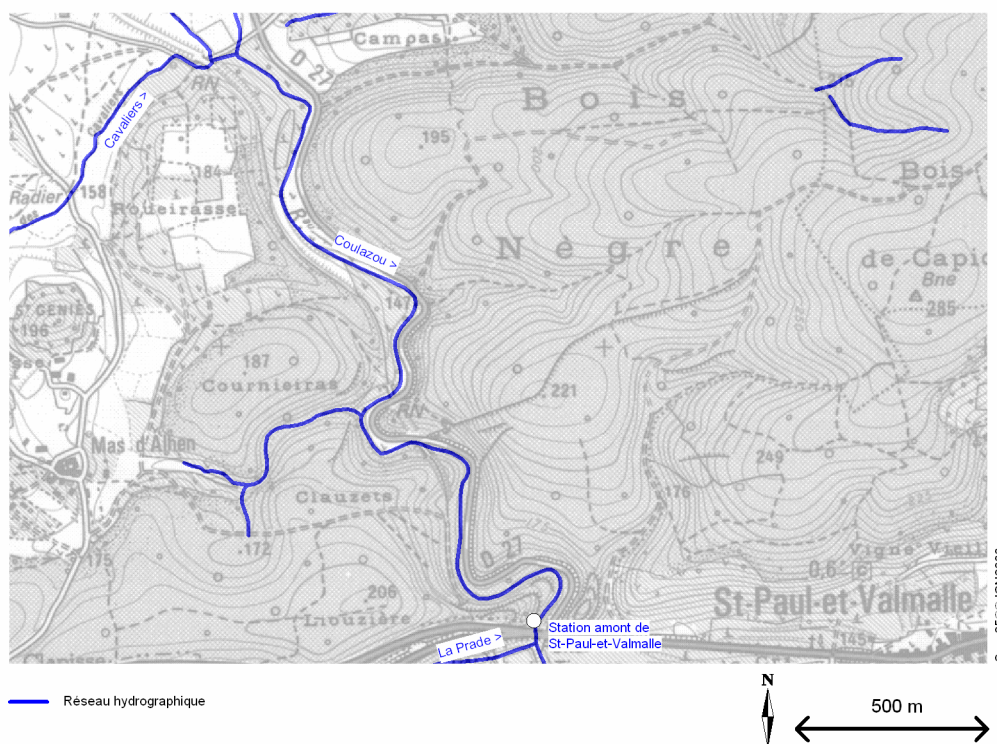


Fig. 12: Localisation de la station amont de *Saint-Paul-et-Valmalle*

La section du cours d'eau a été aménagée depuis la construction du pont de l'autoroute A 750 qui n'apparaît pas sur le fond IGN 2000 de la Fig. 12. Cette station est utilisée pour comptabiliser les volumes ruisselés qui entrent dans le système karstique d'*Aumelas-Thau*. En ce qui concerne les crues du cours d'eau dans ce secteur, aucun Plan de Prévention des Risques Inondations (PPRI) n'a été approuvé ni même prévu à ce jour pour les communes de *la Boissière* et de *Saint-Paul-et-Valmalle*.

- Bassin versant associé

Le bassin versant du *Coulazou* associé à la station de *Saint-Paul-et-Valmalle* s'étend sur 21 km². Son contour (Fig. 11) se distingue nettement dans le paysage par une ligne de crête bien marquée qui influence de façon non négligeable la pluviométrie locale (Fig. 13).

L'occupation du sol sur ce bassin versant permet de distinguer deux ensembles: (i) La plaine agricole de la *Boissière* au centre et (ii) des espaces plus ou moins boisés sur ces flancs. La plaine agricole est constituée de matériel détritique d'âge Oligocène ayant comblé le demi-graben de la *Boissière* (cf. Fig. 13). Les sols y sont bien développés et la végétation rencontrée n'est pas de type Méditerranéenne. En dehors des zones pâturées, la culture de la vigne domine. Les espaces boisés se situent sur les formations marno-calcaires d'âge Eocène. Ce sont ces formations qui définissent clairement le relief et les limites du bassin versant. En aval de la confluence avec le ruisseau des *Cavaliers* (Fig. 12), le *Coulazou* est encore un petit ruisseau d'environ 4 m de large qui s'assèche en été. Au Sud du bassin le faciès des terrains Eocène change pour passer à des calcaires lacustres relativement karstifiés (Fig. 13). On y retrouve une végétation plus typique des régions Méditerranéennes associée à des sols beaucoup moins développés. Aucun affluent significatif ne vient grossir le *Coulazou* lors de la traversée de ce défilé calcaire (méandres sur la Fig. 12). Sur ce dernier tronçon relativement court (2 km), la rivière s'enfonce pour former des gorges peu profondes et la section d'écoulement s'élargit pour atteindre 20 m au niveau de la station de *Saint-Paul-et-Valmalle*. Ce bassin versant est nommé sous bassin amont du *Coulazou* (Fig. 11, Fig. 13).

- Généralités sur le comportement hydrologique

En situation de basses eaux le *Coulazou* et ses deux premiers affluents drainent les eaux des canaux et autres réseaux de drainage agricole ainsi que les eaux provenant de la source de *Martinaigues*. Il n'existe pas de source pérenne à l'origine du *Coulazou*. La rivière bénéficie ainsi d'apports diffus relativement faibles, répartis au cours de l'année, à l'exception de la période estivale où les cours d'eau s'assèchent. Hors période estivale et hors période de crue, le débit reste cependant insuffisant pour permettre la traversée du défilé calcaire long de 2 km. Ainsi, le *Coulazou* au niveau de la station de *Saint-Paul-et-Valmalle* est généralement à sec.

En période de crue, les eaux ruisselées issues de précipitations sur la plaine agricole peuvent atteindre des cumuls journaliers supérieurs à 300 mm et provoquent une montée très rapide du niveau d'eau dans le *Coulazou* et ses affluents. Lors de la décrue la capture des eaux du *Coulazou* par les calcaires Eocènes reste effective et limite le débit de base de la rivière à la sortie du défilé calcaire en amont du système karstique d'*Aumelas Thau*. Par conséquent le régime hydrologique du cours d'eau à la station de *Saint-Paul-et-Valmalle* s'apparente à celui des cours d'eau éphémères [Sahuquillo, 2004].

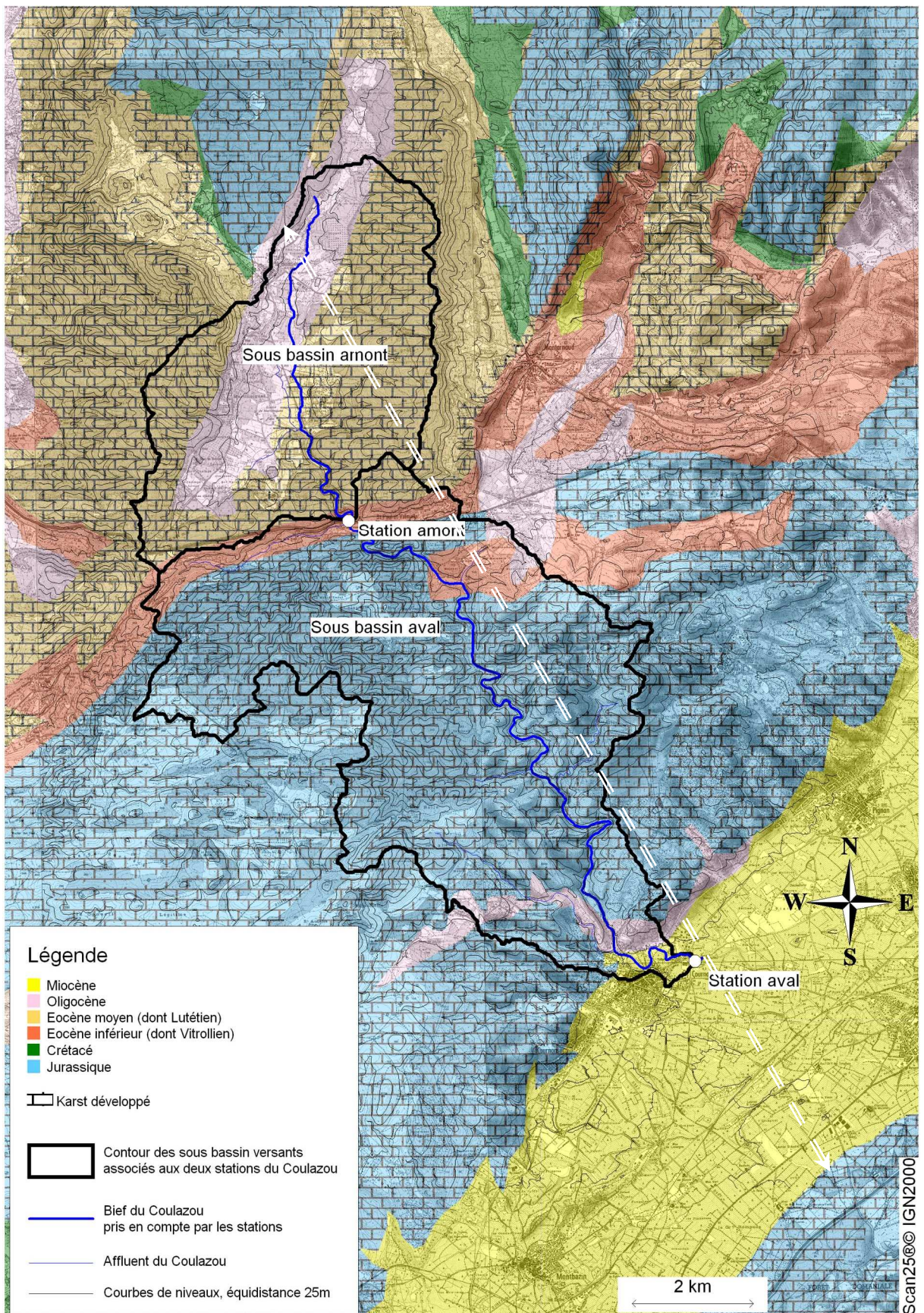


Fig. 13: Contexte géologique, le tracé de la coupe géologique (Fig. 17) est reporté en blanc

II.1.b La station aval de Cournonterral et le sous bassin aval

- Localisation

La station limnimétrique de *Cournonterral* est située sur le *Coulazou* juste en amont du pont de *Beaulieu* de la route départementale 5 (Fig. 14).

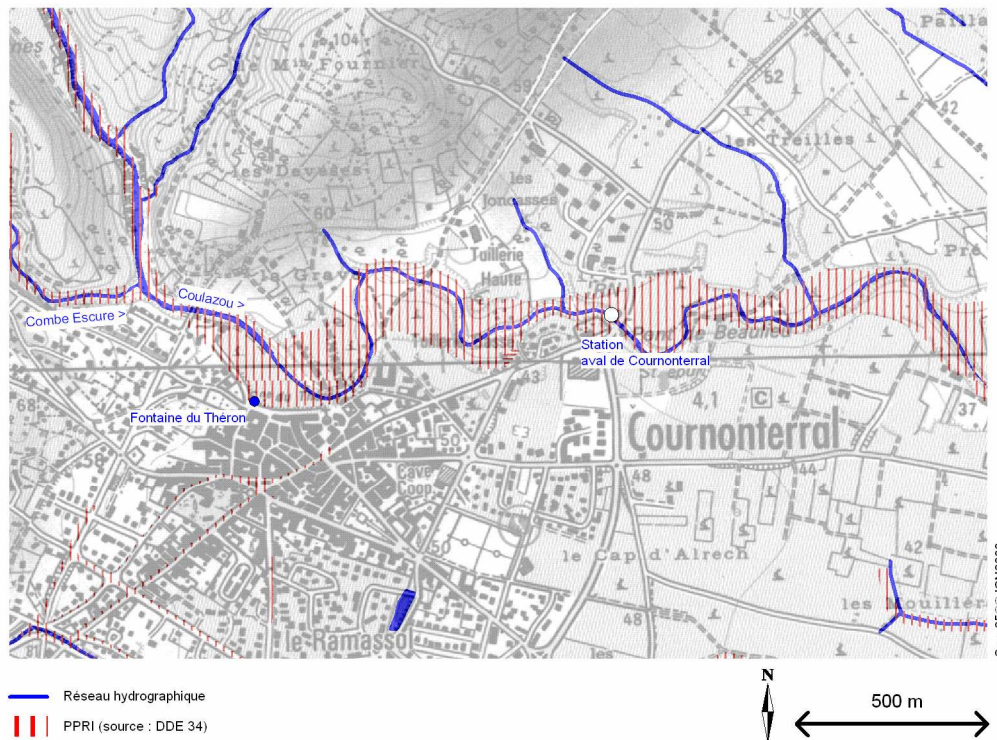


Fig. 14: Localisation de la station aval de *Cournonterral* et surfaces concernées par le PPR inondation du 23 septembre 2002

Cette station est utilisée pour comptabiliser les volumes ruisselés qui quittent le système karstique d'*Aumelas-Thau*. Des aménagements du lit du *Coulazou* permettent aujourd'hui de bénéficier à ce niveau d'une retenue d'eau d'environ 90 m de long sur 17 m de large dont le niveau est contrôlé par un seuil. Ces aménagements associés à la construction d'un pont plus récent une vingtaine de mètres en aval du pont de *Beaulieu* ne figurent pas sur le fond IGN 2000 de la Fig. 14.

- Bassin versant associé

Le bassin versant du *Coulazou* associé à la station de *Cournonterral* s'étend sur 60 km². Sur ces 60 km², 21 km² correspondent au bassin amont associé à la station de *Saint-Paul-et-Valmalle*. Les 39 km² restant constituent le sous bassin aval du *Coulazou* (Fig. 11). Il regroupe principalement au Nord les terrains marneux et conglomératiques du Vitrollien (3.5 km²) puis vers le Sud les formations calcaires et marno-calcaires plus ou moins karstifiées du Lias et du Jurassique (33 km²) qui constituent le *Causse d'Aumelas* (Fig. 13). Le *Coulazou* recoupe ensuite ce plateau calcaire où il a creusé de

profondes gorges (classées en ZNIEFF). Le contour du bassin versant se repère difficilement en raison de nombreux secteurs sans relief marqué ou endoréiques (Fig. 13, cf. III.1.c). La précision du tracé du bassin versant n'a plus de sens ici puisque ces surfaces ne jouent aucun rôle en terme de ruissellement de surface ; elles interviendront cependant sur la réponse hydrogéologique de l'aquifère. En dehors des nombreux petits thalwegs connectés au *Coulazou*, 4 affluents principaux drainent le plateau et participent aux écoulements suite à de fortes précipitations (Fig. 13). A la sortie du causse la rivière rejoint le bassin Miocène de *Montbazin-Gigean* avant d'atteindre 1 km plus en aval la station de *Cournonterral*.

L'occupation du sol à la surface du bassin versant aval est assez limitée puisque seules quelques parcelles sur les terrains Vitrolliens sont utilisées pour l'agriculture (Fig. 13). Ces derniers sont valorisés depuis peu par la culture de la vigne et de l'olivier en partie subventionnée pour empêcher l'implantation d'un centre d'enfouissement technique [Laurens, 2005]. Sur le reste du bassin, depuis la quasi-disparition des activités pastorales et le grand incendie de 1994 [Dureau, 2003] les paysages de friches, pelouses et landes claires laissent place à un peuplement de plus en plus dense de broussailles et de chênes kermès, précurseur d'une reforestation naturelle du plateau. De manière générale, le sol y est très peu développé et localement inexistant, favorisant ainsi l'infiltration directe des précipitations dans les horizons calcaires fracturés et karstifiés.

- Généralités sur le comportement hydrologique

A la sortie du *Causse d'Aumelas*, le *Coulazou* est une rivière temporaire typique des petits bassins versants Méditerranéens. Cependant, la géométrie du lit majeur du cours d'eau n'a pas permis d'implanter la station juste à la sortie du Causse. Celle-ci est située 1 km plus en aval dans le fossé de *Montbazin-Gigean*, ce qui a pour effet d'inclure dans le bassin versant aval les eaux de *la fontaine du Théron* (Fig. 14) et d'autres arrivées d'eau plus diffuses dans le lit du cours d'eau. Ces arrivées d'eau pérennes proviennent des formations Miocène alimentées par le karst Jurassique sous-jacent [Bonnet et Paloc, 1969]. Le *Coulazou* au niveau de la station de *Cournonterral* a donc un caractère pérenne, accentué par la présence d'un seuil et d'une retenue d'eau où est située la station limnimétrique. Lorsque le niveau d'eau dans le bassin est insuffisant pour déborder au dessus du seuil, le *Coulazou* retrouve son caractère pérenne quelque mètres en aval du bassin stagnant grâce aux apports continus d'effluents de la station d'épuration de *Cournonterral*...

En période de crue, le niveau de l'eau dans le bassin varie rapidement et déborde largement par dessus le seuil déversant. Les Plus Hautes Eaux Connues (PHEC) correspondent à la crue du 13 octobre 1806 (annexe 5) lorsque le sommet de la grande arche du pont de *Beaulieu* a été dépassé. En condition de crue, le long du parcours sinueux de la rivière à travers le Causse, plus de cinquante cavités karstiques pénétrables ou non peuvent fonctionner en perte ou en résurgence selon l'état de saturation du réseau karstique [Bourrier, 2001]. L'influence des apports d'eau à travers les formations Miocènes devient négligeable mais l'épandage de la crue dans les champs d'inondation repérée par le

PPRI (Fig. 14) en aval du *Causse d'Aumelas* modifie sûrement le comportement hydrologique du *Coulazou* entre la sortie du massif karstique et la station limnimétrique. L'hydrogramme enregistré à la station ne sera donc pas parfaitement représentatif de la réponse du sous bassin karstique.

II.1.c Instrumentation et acquisition automatique des données

Les deux stations limnimétriques sont équipées d'un capteur *Druck* de pression auto-compensé relié à une centrale d'acquisition de type *Octopus (Hydreka)*. Une échelle limnimétrique graduée tous les centimètres permet de contrôler et de corriger une éventuelle dérive du capteur. Les figures suivantes (Fig. 15 et Fig. 16) présentent les chroniques de hauteur enregistrées pour les deux stations depuis avril 2004. Aucune donnée n'a été relevée en été 2004, mais aucun évènement pluvieux n'a été enregistré sur cette période.

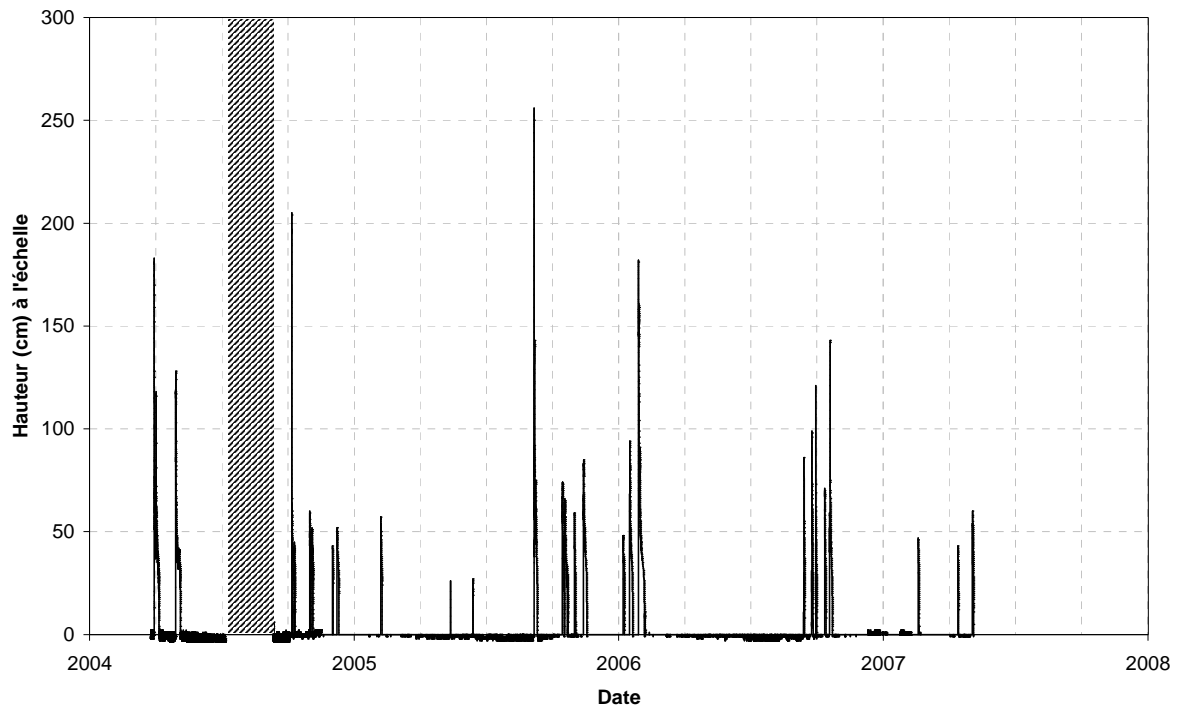


Fig. 15: Chronique de hauteur enregistrée à la station amont de *Saint-Paul-et-Valmalle*

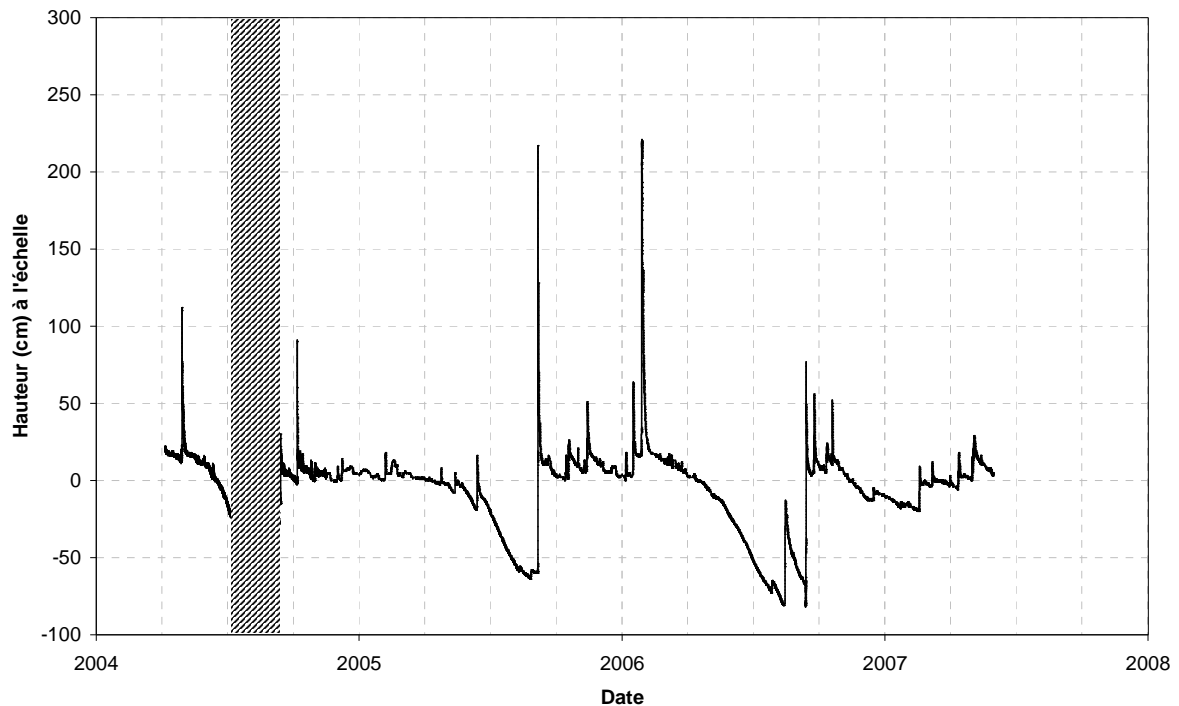


Fig. 16: Chronique de hauteur enregistrée à la station aval de *Cournonterral*

III Description hydrogéologique du système karstique d'Aumelas-Thau et délimitation du système karst/rivière selon l'échelle d'écoulement

III.1 Limites hydrogéologiques

III.1.a Définition du système karstique par traçages artificiels et naturels

Plusieurs sources à caractère karstique sont identifiées comme des exutoires pérennes ou non de la formation des calcaires appartenant au pli Ouest de Montpellier [Bonnet et Paloc, 1969; Ladouche et al., 2001]. Cette dénomination regroupe le *Causse d'Aumelas*, la montagne de la *Gardiole* et la montagne de la *Moure* (Fig. 11).

Les relations démontrées par traçage (Fig. 11) ne permettent pas de définir un bassin d'alimentation pour chaque source [Ladouche et al., 2001].

On peut donc définir un système karstique unique défini par son point d'émergence inférieur (connu) et définir ainsi le système karstique d'*Aumelas-Thau*. Dans ce cas, il faut accepter qu'il existe une identité de fonctionnement entre chacun de ces exutoires et notamment avec la source de *la Vise* (Fig. 11). En particulier, des corrélations significatives doivent être observées entre les débits

[Mangin, 1975], ce qui est difficile à mettre en oeuvre dans le cas d'une source sous-marine. Une analyse géologique et géomorphologique va permettre de préciser les limites du système karst/rivière étudié (cf. Fig. 9).

III.1.b Informations géologiques

La Fig. 17 présente une coupe géologique réalisée le long du *Coulazou* (cf. trait de coupe en Fig. 13). Les points de mesure dans les cavités karstiques ainsi que la position des stations limnimétriques ont été reportés.

- Identification et mur de l'aquifère karstique

Le système karstique d'*Aumelas-Thau* est constitué de formations calcaires localement très karstifiées qui couvrent toute la série Jurassique dont l'affleurement est représenté par le *Causse d'Aumelas* (Fig. 11). Ces formations aquifères du Jurassique semblent bien délimitées en profondeur par le Lias marneux qui affleure plus à l'Est au niveau de *Murviel-les-Montpellier*. Parmi les formations du Jurassique, la notice géologique de la feuille de Montpellier (BRGM) précise que le Jurassique supérieur (Argovien/Oxfordien) présente un faciès marno-calcaire. Compte tenu des déformations importantes qui affectent le Jurassique, ce niveau marneux n'isole pas deux ensembles aquifères mais il peut avoir des conséquences sur la compartimentation de l'aquifère Jurassique et l'orientation des structures de drainage.

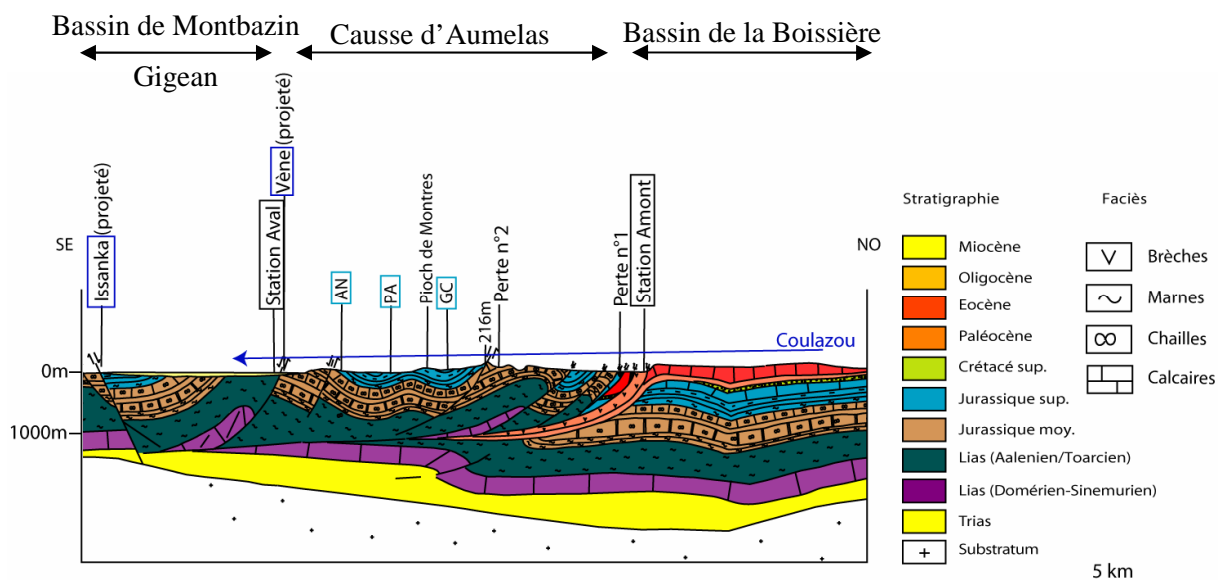


Fig. 17: Coupe géologique le long du *Coulazou*, d'après Jourde et Chirouze [en préparation], modifié

- Limite d'extension au Nord et rôle de l'écaïlle Vitrollienne

Cette coupe (Fig. 17) permet de bien visualiser la structure plissée chevauchante du « *Pli de Montpellier* » qui a utilisé un niveau Eocène constitué de brèches marno-calcaires, de conglomérats et d'argiles (argiles rouges) comme semelle de glissement. Une grande incertitude existe sur la position exacte de la lame de Vitrollien qui s'est retrouvée tectoniquement coincée en avant du Jurassique chevauchant.

Cette information est essentielle d'un point de vue hydrogéologique car elle permet de savoir si l'aquifère karstique Eocène au Nord est en continuité hydrogéologique (en profondeur) avec l'aquifère Jurassique du *Causse d'Aumelas*. Les coupes géologiques ne peuvent s'appuyer que sur une interprétation du log de forage à *Murviel-les-Montpellier* qui atteint le Vitrollien à 1440 m de profondeur.

Ainsi, la coupe qui est proposée (Fig. 13 et Fig. 17) fait l'hypothèse d'une semelle de glissement imperméable jusque sous le Lias marneux qui constitue le mur de l'aquifère Jurassique sur le *Causse d'Aumelas*. Le Vitrollien constitue dans ce cas une limite imperméable entre les deux aquifères. Cette discussion fait l'objet d'un travail en cours [Jourde et Chirouze, *en préparation*].

On peut cependant remarquer que s'il existait un écoulement profond important, il devrait apparaître des anomalies de température dans l'aquifère Jurassique [Diluca, 1973]. Les points de surveillance à proximité du *Coulazou* ne présentent pas de valeurs de températures anormalement élevées par rapport à la région ; de plus, ces circulations profondes intéressent les systèmes d'écoulements à l'échelle régionale [Tóth, 1963] qui ont été exclus de l'analyse des interactions karst/rivière. La limite Nord de ce chevauchement constitue donc la limite Nord du système karst/rivière à l'échelle des circulations locales et intermédiaires.

- Limite d'extensions latérales et drainance

Des diffluences en hautes eaux pourraient entraîner des fuites latérales du système aquifère notamment à l'Ouest sous le bassin de *Villeveyrac* et sous *Pézenas* à la faveur du plongement des calcaires Jurassiques (L'évolution du toit est donnée en Fig. 11). De plus, une drainance ascendante (qui s'inverserait éventuellement lors des basses-eaux du karst) sous le bassin de *Montbazin-Gigean* participe à la recharge des aquifères développés dans les formations miocènes [Doerfliger et Le Strat, 2001].

- Limite Sud d'extension de l'aquifère

La limite Sud d'affleurement de l'aquifère karstique correspond à la limite entre le *Causse d'Aumelas* et le bassin de *Montbazin-Gigean*. Plus au sud, l'aquifère devient captif sous le Miocène. La limite entre l'aquifère et le bassin Miocène telle qu'elle est représentée sur la coupe (Fig. 17), confère au *Causse d'Aumelas* une structure de karst barré au contact du Lias marneux. Cependant, plus à l'Ouest le substratum du bassin Miocène passe des marnes du Lias aux calcaires du Jurassique moyen, ce qui explique la continuité hydrogéologique des calcaires jurassiques sous le bassin de

Montbazin-Gigean démontrée par traçages artificiels [Bonnet et Paloc, 1969] (cf. Fig. 11), puis naturels [Ladouche et al., 2001; Ibrahim, 2006]. La partie captive de l'aquifère est principalement drainée par les sources d'*Issanka* et de la *Vise*. La *Vise* est l'exutoire inférieur connu (≈ -30 mNGF) du système karstique d'*Aumelas-Thau*. Cette source pourrait être l'ancien exutoire d'un système karstique drainé lors de la crise Messinienne par un exutoire actuellement en mer, et éventuellement inactif aujourd'hui en raison du comblement de la ria au Pliocène. Cette hypothèse permet d'expliquer la présence d'un paléo-canyon sous l'étang de *Thau* en direction de la source de la *Vise* [Fuchey et al., 2001] qui n'a pas de continuité sous le bassin de *Montbazin-Gigean* [Jourde et Chirouze, *en préparation*]. Des études géochimique du pourtour de l'étang de *Thau* [Ladouche et al., 2001; Ibrahim, 2006] ont mis en évidence un faciès chimique et isotopique à la source de la *Vise* qui traduit un mélange complexe entre des eaux profondes thermo-minérales (thermes de *Balaruc-les-bains*), des eaux provenant du massif de la *Gardiolle* et des eaux provenant du *Causse d'Aumelas* et de son prolongement sous le bassin de *Montbazin-Gigean* (Fig. 11).

Il ressort de cette description que la limite Sud du système karstique d'*Aumelas-Thau* reste floue. Cependant, on peut limiter l'étendue du système karst/rivière à la limite de captivité de l'aquifère en considérant que les écoulements sous le bassin de *Montbazin-Gigean* intéressent uniquement le système d'écoulement à l'échelle régionale. L'exutoire aval du système karst/rivière à l'échelle intermédiaire sera donc la source de la *Vène*.

III.1.c Informations géomorphologiques et spéléologiques

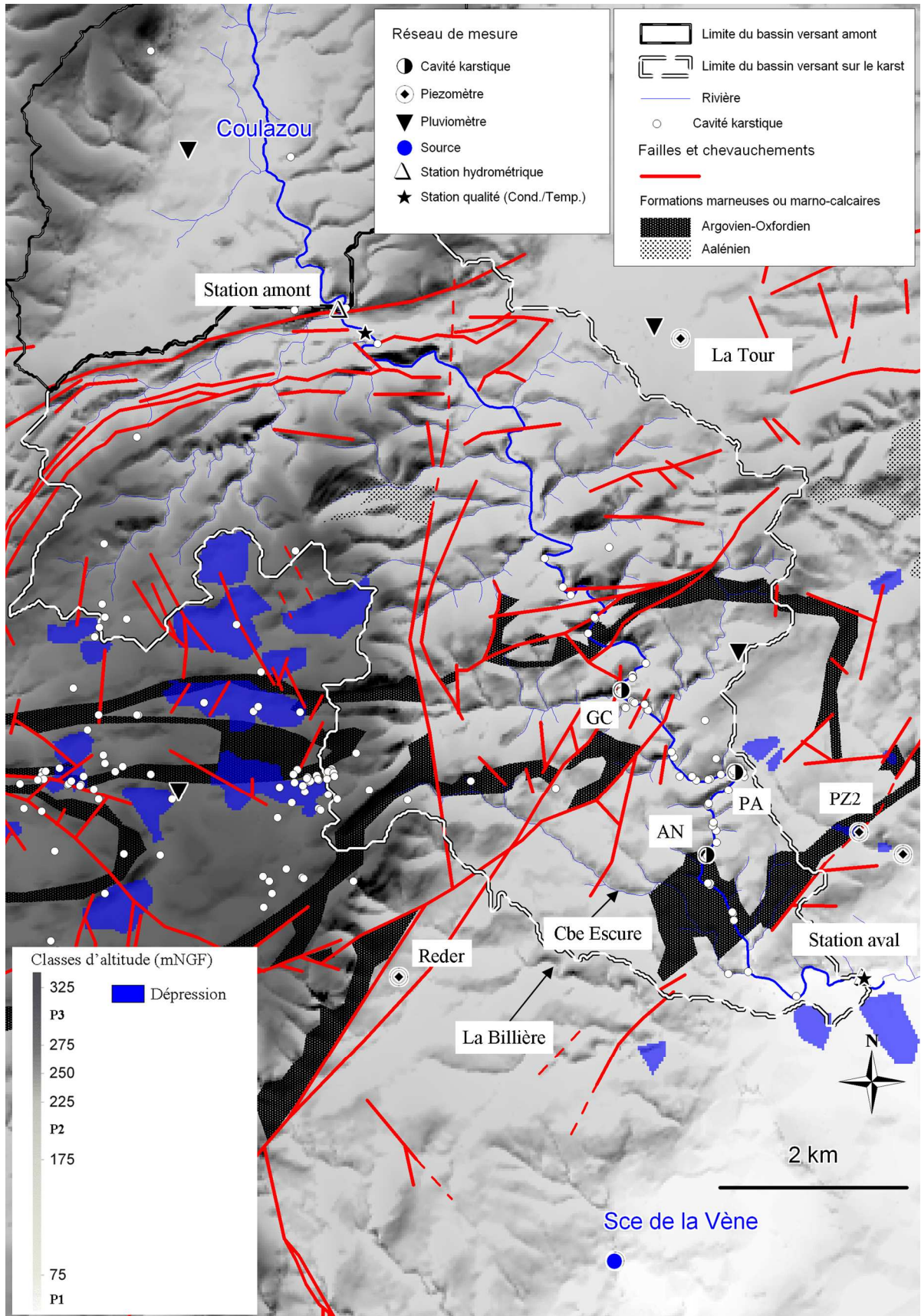


Fig. 18: Informations géomorphologiques et structurales

- Description des informations géologiques et structurales (Fig. 18) :

Une étude des dépressions à la surface du karst a été menée à l'aide des données de la BDTopo® de l'IGN. Un fichier GRID_{brut} a été construit à partir des courbes de niveau topographique (équidistance de 5 m). Ce GRID_{brut} a tout d'abord été corrigé automatiquement à l'aide d'Arc-hydro-tools afin de remplir les dépressions et d'obtenir un GRID_{corrigé} représentatif d'une surface plus lisse, ce qui est la procédure habituelle permettant d'utiliser un modèle numérique de terrain pour la simulation du ruissellement. Les dépressions ont ensuite été obtenues par différence des deux GRID. Cette méthode très rapide permet de visualiser sous un SIG l'ensemble des dépressions endoréiques assimilables à des dolines à la surface du karst. La Fig. 18 présente les résultats obtenus.

D'autre part, la distribution spatiale des cavités karstiques recensées en surface n'est pas homogène : On en rencontre principalement dans le lit du *Coulazou* et sur la partie Ouest de la carte. Cette zone correspond à la surface de pénéplénation supérieure P3 du causse (≈ 300 m, Fig. 18) mise en évidence par Hebrard et Pedra [1999], tandis que l'on observe au Sud et plus à l'Est la surface de pénéplénation P2 (≈ 200 m, Fig. 18).

La Fig. 18 indique de plus la répartition dans l'espace des formations marneuses et marno-calcaires qui constituent les limites de la karstification potentielle au sein du Jurassique. La répartition spatiale complexe des marno-calcaires du Jurassique supérieur (Argovien –Oxfordien) liée à la succession de plis d'axe Est-ouest plus ou moins recoupés par des failles décrochantes Nord-Sud (Fig. 18) permet d'envisager des secteurs où les calcaires du Jurassique supérieur (du Rauracien au Portlandien) sont isolés des calcaires du Jurassique moyen, ainsi que des secteurs où les marno-calcaires vont contraindre les écoulements souterrains, et donc la karstification (cf. thalweg drainée par GC, Fig. 18).

- Analyse comparée :

La karstification qui s'est développée sur la *Causse d'Aumelas* résulte d'une combinaison de paramètres tectoniques, lithologiques et de mouvements relatifs du niveau de base karstique (eustatisme depuis l'Oligocène) et de la zone de recharge liés à des surrections (orogénèse *Pyrénéenne*) ou des effondrements (fossé de *Montbazin-Gigean* lié à l'ouverture du *Golfe du Lion*), ce qui rend l'étude des paléo-niveaux de base relativement complexe. Cependant, l'analyse des morphologies karstiques de surface montre clairement que le karst qui s'est développé entre les surfaces P3 et P2, attribué au Miocène [Jourde et Chirouze, *en préparation*] est différent du karst qui s'est développé entre P2 et la surface actuelle P1 du bassin de *Montbazin-Gigean*. Le karst qui s'est développé entre P2 et P1 est attribué au Pliocène supérieur.

Cela se traduit par des réseaux spéléologiques dont les développements sub-horizontaux s'effectuent à des altitudes totalement différentes, autour de 150 mNGF en P3 par rapport à un développement autour de 40 à 50 mNGF pour P2 [Vasseur, 1998], ce qui est un niveau de développement spéléologique fréquent autour du *Coulazou* (annexe 3).

On s'aperçoit par ailleurs que les eaux qui s'infiltreront sur le secteur endoréique ne peuvent pas rejoindre facilement au Sud la source de *la Vène*, ce qui s'observe bien à proximité du forage *Reder* où les marno-calcaires du Jurassique supérieur joue le rôle d'un barrage et isolent les calcaires à l'intérieur d'un synclinal (Fig. 18). Cela doit se traduire par un drainage karstique Est-ouest le long de structures en « gouttière » qui pourraient drainer les eaux en direction de GC, et donc du *Coulazou*. Cependant, en situation de très hautes eaux, la mise en charge du karst en P3 est telle que celui-ci déborde et des sources apparaissent en bas du coteau (par exemple au niveau du forage *Reder*, Fig. 18). Ces écoulements pourront s'infiltrer et recharger le karst sous-jacent, mais ils pourront aussi emprunter le ravin de la *Combe Escure* ou de la *Billière* (Fig. 18), ce qui a provoqué par le passé des inondations importantes à *Cournonterral*. (cf. annexe 5).

En généralisant cette observation, on peut penser que le fait qu'il apparaisse des vallées relativement profondes en rive droite du *Coulazou* témoignerait non pas d'un ruissellement direct important à la surface du karst mais du drainage en surface des eaux provenant du karst développé au Miocène (entre P3 et P2). Cette hypothèse permettrait d'expliquer la différence de morphologie des vallées en rive droite et en rive gauche du *Coulazou* : l'incision en rive droite aurait été favorisée par le débordement d'un karst situé à un niveau supérieur, ce qui est un exemple relativement complexe d'interactions entre des écoulements souterrains et des écoulements de surface. Cette hypothèse a de plus des conséquences importantes sur l'origine et la dynamique des écoulements de surface dans les talwegs qui alimentent le *Coulazou* en rive droite.

III.2 Synthèse et limites proposées pour le système karst/rivière

Le système karstique d'*Aumelas-Thau* regroupe à une petite échelle (quelques centaines de km²) la quasi-totalité des difficultés liées à l'étude d'un système karstique, à savoir :

- une recharge complexe partiellement allochtone et ses conséquences sur la vulnérabilité de la ressource,
- une recharge très mal répartie dans l'année liée à un climat typiquement Méditerranéen et ces conséquences sur la vulnérabilité des zones inondables,
- un aquifère libre puis captif dont les limites sont très mal connues,
- des fuites vers des systèmes voisins (dans les 3 directions de l'espace),
- un ou plusieurs exutoires sous-marins difficiles à contrôler,
- une intrusion saline par le biais d'un ou plusieurs exutoires sous-marins,
- un mélange avec des eaux chaudes thermo-minérales provenant d'un karst profond,
- un conflit d'usage entre les activités conchylicoles et piscicoles de l'étang de *Thau* et l'exploitation de la ressource karstique, sur la partie libre mais surtout à la source d'*Issanka* puisque ce captage contrôle directement le débit de la rivière *Vène*, donc l'alimentation de l'étang, et pourrait aussi influencer les inversions d'écoulement à *la Vise*.

Une étude complète et précise de tout ce système est donc impossible en l'état actuel des connaissances, ce qui justifie de limiter l'étude des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines à l'échelle des systèmes d'écoulements locaux et intermédiaires [Tóth, 1963]. Les limites du système karst/rivière à ces échelles (Fig. 9) seront :

Au Nord : la limite Nord d'extension du Causse d'Aumelas (écaïlle du Vitrollien)

Au Sud : la limite d'affleurement des calcaires du Jurassique (limite *Causse d'Aumelas* – Bassin de *Montbazin-Gigean*) sera utilisée comme limite aval du système karst/rivière à l'échelle locale et intermédiaire. Il faudrait mieux connaître l'extension du système karstique sous l'étang de *Thau* pour définir la limite sud du système karst/rivière à l'échelle régionale.

Les limites Est et Ouest diffèrent selon l'échelle du système d'écoulement étudié. Elles correspondent plus ou moins à la délimitation du sous bassin aval à l'échelle locale en tenant compte pour le souterrain des contraintes imposées par les formations marno-calcaires de l'Argovien-Oxfordien, mais cette surface doit être étendue à l'échelle intermédiaire :

A l'Ouest, jusqu'à la Montagne de la Moure, cette limite passe par le vallon des *Oulettes* et inclut la résurgence du même nom (Fig. 11).

A l'Est, l'étude du système karst/rivière peut éventuellement s'étendre jusqu'à *la Mosson* lorsque cette dernière rivière est infiltrante et est drainée par le réseau karstique en direction de *la Vène* [Diluca, 1973] et donc éventuellement vers les exutoires du *Coulazou*. Cependant, en condition de hautes eaux, il existe nécessairement une limite de partage des eaux (limite à flux nul) entre ces deux systèmes karst/rivière, son tracé est cependant totalement dépendant des conditions hydrogéologiques.

Les limites du système karst/rivière intermédiaire ont été reportées sur la Fig. 11.

IV Gestion des données

IV.1 Conversion des données de hauteur en données de débit : le problème des courbes de tarage

IV.1.a Mesures ponctuelles de débit

- La station amont de Saint-Paul-et-Valmalle

Seuls 9 jaugeages au micro-moulinet ou à l'aide de flotteurs ont pu être effectués compte tenu du caractère imprévisible et éphémère des crues du *Coulazou*. Le comportement hydrologique de ce cours d'eau ne permet pas de réaliser facilement des estimations de débit précises au micro-moulinet, c'est pourquoi des essais de jaugeages au flotteur ont été entrepris pour augmenter le nombre de points de mesure. Dans tous les cas, ces estimations concernent des hauteurs largement inférieures aux hauteurs maximales enregistrées à la station (Tableau 4, Fig. 15). Les mesures en avril 2004 ont été effectuées dans le cadre d'un stage de DEA [Roesch, 2004].

Date	Hauteur (cm)	Débit estimé (m ³ /s)	Méthode
Avril 2004	20	0.1	Moulinet
Avril 2004	35	0.38	Moulinet
Avril 2004	50	0.5	Moulinet
12 octobre 2006	52	0.6	Moulinet
12 octobre 2006	52	0.6	Flotteur
19 octobre 2006	53	0.6	Flotteur
12 octobre 2006	63	0.9	Flotteur
12 octobre 2006	67	1.15	Moulinet
Avril 2004	75	0.7	Moulinet

Tableau 4: Mesures manuelles de débit à la station de Saint-Paul-et-Valmalle

La section d'écoulement a été mesurée au droit de la station pour des hauteurs à l'échelle inférieures à 120 cm et extrapolées jusqu'au sommet d'un mur vertical en rive droite (300 cm, Fig. 19) ; en rive gauche une pente forte caractérise l'affleurement des calcaires Lutétiens (Fig. 20).



Fig. 19: La station amont : échelle limnimétrique et vue du *Causse d'Aumelas* en direction de l'aval

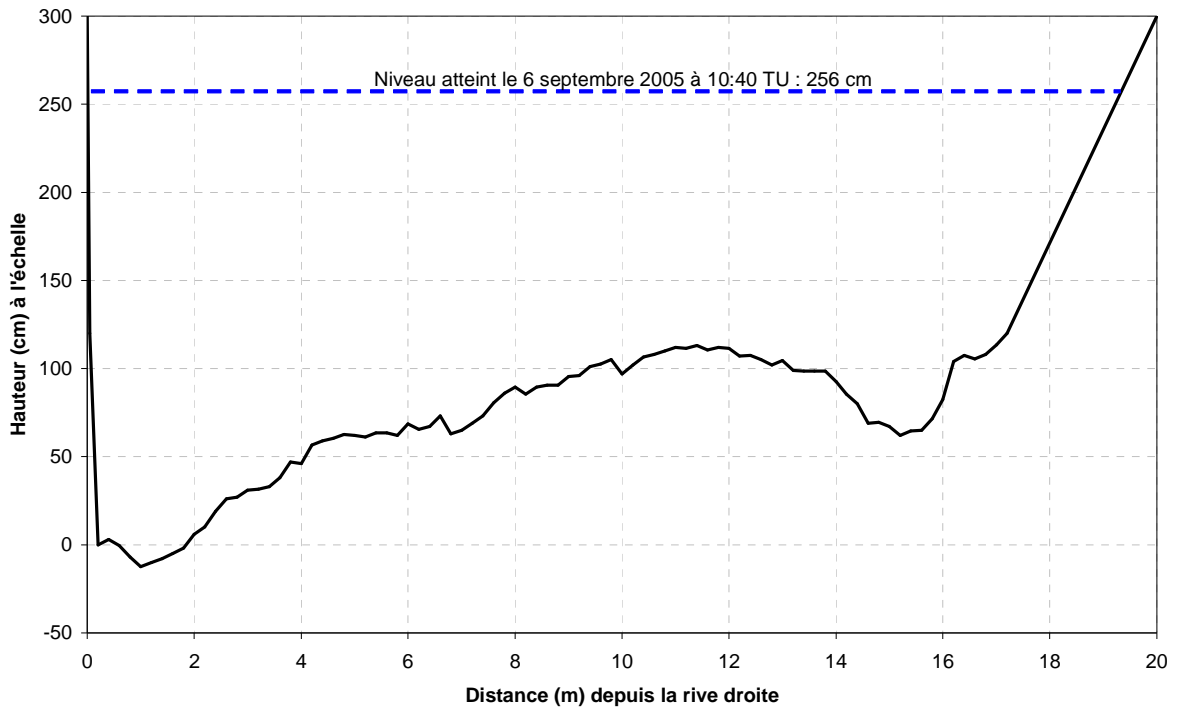


Fig. 20: Section d'écoulement au droit de la station amont de *Saint-Paul-et-Valmalle* et niveau d'eau maximal enregistré à la station depuis avril 2004.

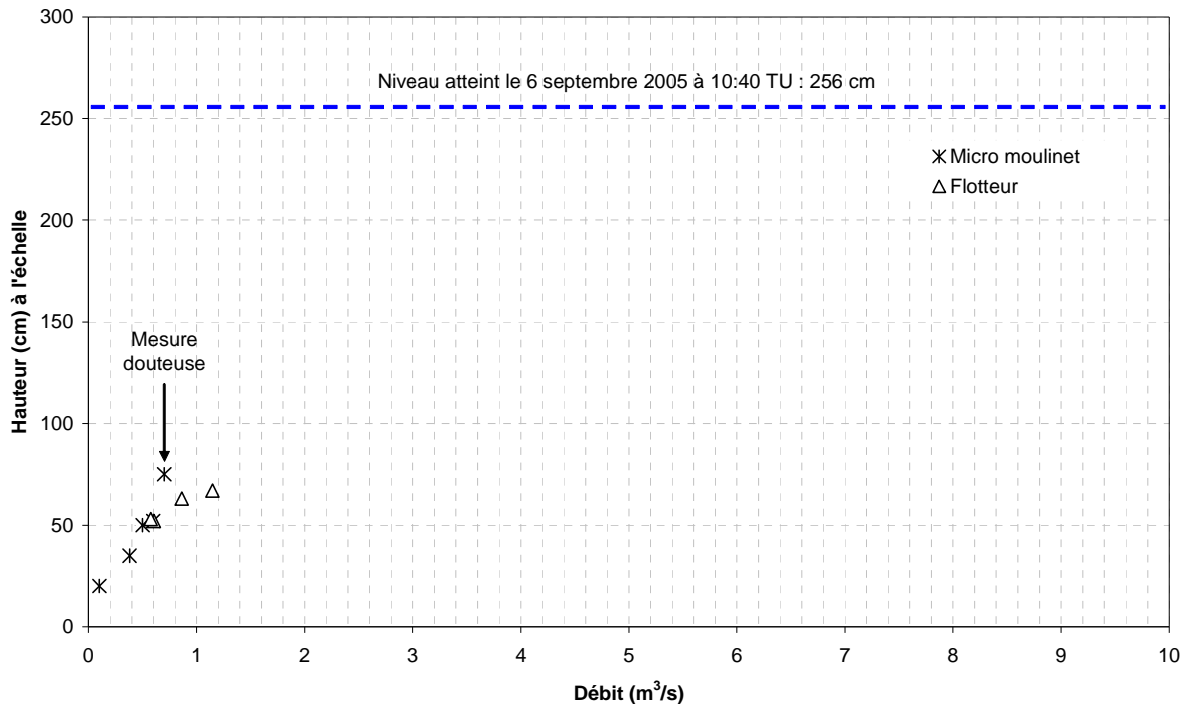


Fig. 21: Résultats des jaugeages sur le *Coulazou* à la station amont et niveau d'eau maximal enregistré à la station depuis avril 2004.

Les mesures précises jusqu'à 120 cm permettent de calculer la section d'écoulement pour chaque estimation de la vitesse moyenne et donc de proposer un débit (Tableau 4). L'extrapolation valable jusqu'à 300 cm est suffisante pour estimer la section d'écoulement correspondant au plus haut niveau d'eau enregistré (Fig. 21, 256 cm le 6 septembre 2005). Les résultats des jaugeages sont présentés sur la Fig. 21.

A l'exception de la mesure à 75 cm effectuée en avril 2004, ces estimations de débit forment un nuage de points relativement cohérent. Pour la mesure d'avril 2004 à 75 cm (Tableau 4), il est probable que la mesure de la hauteur d'eau à l'échelle soit erronée car il semble difficile d'intervenir à pied dans le cours d'eau pour une telle hauteur (la mesure à 67 cm était très difficile). En excluant cette mesure, aucune estimation n'est cependant disponible pour une hauteur supérieure à 67 cm, tandis que le pic de hauteur lors de la crue de septembre 2005 a atteint 256 cm. Il est donc nécessaire de trouver une méthode plus rigoureuse qu'une simple extrapolation des estimations de débit pour évaluer les volumes ruisselés lors des crues dans le *Coulazou* au niveau de la station amont.

- La station aval de *Cournonterral*

Depuis avril 2004 seulement 4 estimations de débits sont disponibles (Tableau 5). Pour une hauteur à l'échelle inférieure à 30 cm, une estimation du champ de vitesse au niveau du seuil déversant est possible. Au-delà, il devient dangereux d'intervenir à pied sur le seuil déversant. Le Tableau 5

présente un jaugeage effectué au flotteur pour une hauteur de 30 cm. Cette mesure est réalisée entre les deux ponts où le bassin présente une section mouillée rectangulaire (Fig. 22, Fig. 24).

Date	Hauteur à l'échelle (cm)	Débit (m ³ /s)	Méthode
19 octobre 2006	0.12	0.02	Flotteur dans le canal du seuil
30 mars 2004	0.24	1.35	micro-moulinet
30 mars 2004	0.29	2.1	micro-moulinet
20 octobre 2007	0.30	1.9	Flotteur dans le bassin

Tableau 5: Résultats des mesures de débit du *Coulazou* à la station aval

L'interprétation des jaugeages aux flotteurs est réalisée à l'aide des mesures des sections en travers du cours d'eau (Fig. 22, Fig. 24). Les estimations de débit du Tableau 5 sont reportées sur la Fig. 23. La mesure par flotteur du 20 octobre 2007 semble légèrement sous estimer le débit par rapport aux mesures faites au micro moulinet en 2004. Au-delà de 34 cm de hauteur par rapport à l'échelle aucune mesure de débit n'est disponible. Ces mesures sont donc largement insuffisantes pour déterminer le débit de pointe de la crue de janvier 2006 où la hauteur d'eau a atteint 221 cm par rapport à l'échelle (Fig. 22).

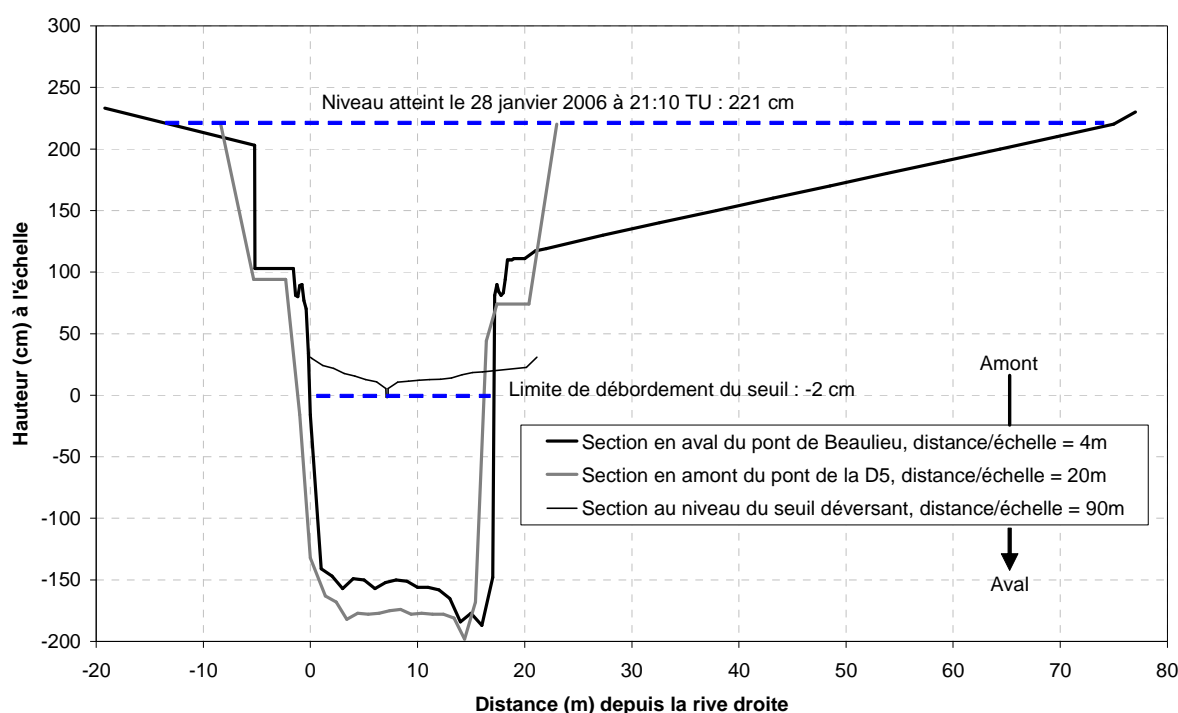


Fig. 22: Sections en travers mesurées dans la retenue d'eau où les niveaux d'eau de la station aval de *Cournonterral* sont mesurés (cf. Fig. 24)

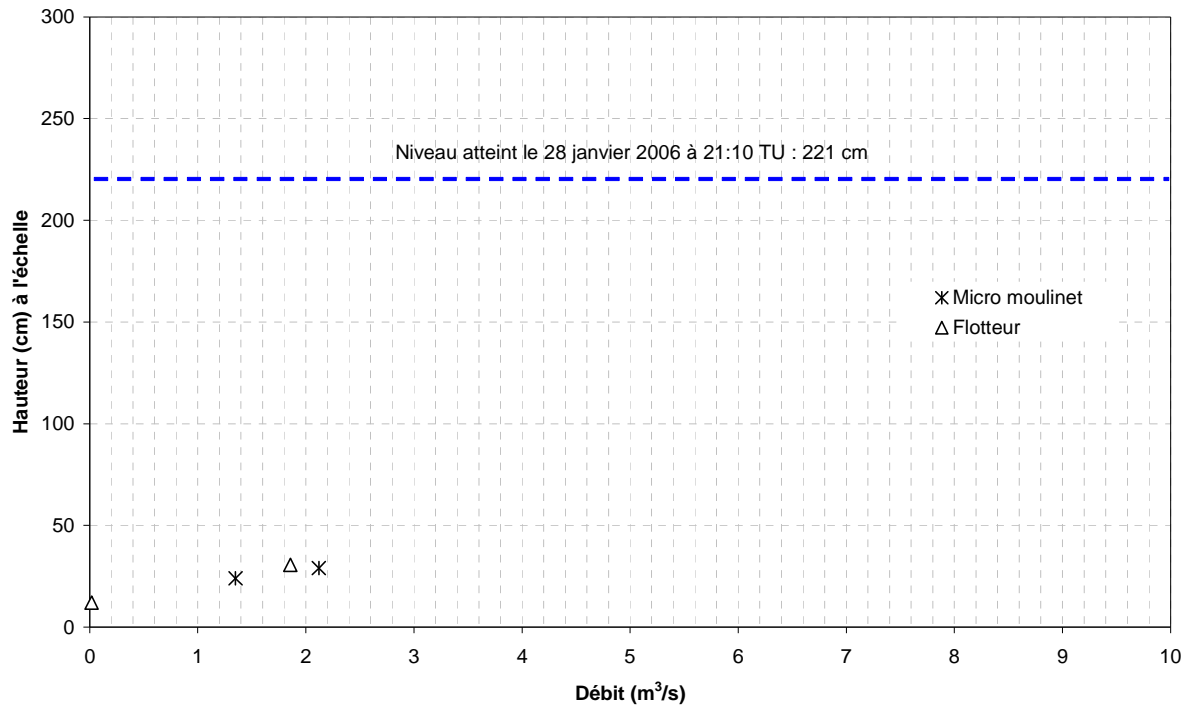


Fig. 23: Résultats des jaugeages sur le *Coulazou* à la station aval et niveau d'eau maximal enregistré à la station depuis avril 2004.

- Conclusion

Le problème posé par la proposition d'une courbe de tarage précise est une difficulté que l'on rencontre sur tous les bassins ayant une réponse hydrologique intense et très rapide, ce qui est fréquent dans le bassin Méditerranéen. Les temps de réponse du bassin sont en effet trop courts pour permettre une intervention et, en condition de crue, il devient difficile voir impossible d'approcher le cours d'eau sans danger.

Il est donc intéressant de rechercher une méthode plus adaptée à ces dynamiques de crue. Deux approches seront successivement traitées: L'utilisation simple des lois d'hydraulique fluviale en régime permanent uniforme puis une approche de modélisation 1D, toujours en régime permanent. Cette dernière approche ne sera utilisée que pour la station aval où la géométrie complexe du tronçon au voisinage de la station nécessite un calcul plus rigoureux (régime permanent graduellement varié dans le bassin puis rapidement varié au passage du seuil).



Fig. 24: Localisation des différentes sections

IV.1.b Utilisation de lois d'hydraulique fluviale en régime permanent uniforme

L'ensemble des équations et formules d'hydraulique à surface libre font l'objet d'une démonstration claire et détaillée dans de nombreux ouvrages, comme par exemple celui de Degoutte [2006]. Seules les hypothèses nécessaires à l'obtention des équations utilisées pour le calcul des courbes de tarage seront exposées dans ce paragraphe.

- Hypothèses et méthode

Il est possible d'utiliser la formule de Manning-Strickler (Eq. 10) sous l'hypothèse d'un régime permanent, ce qui peut être considérée comme valable lorsque l'on étudie un tronçon de rivière relativement court. De plus, si l'on fait l'hypothèse d'un régime uniforme, la pente de la ligne

d'énergie J est égale à la pente du fond I de la rivière, ce qui permet d'estimer le débit qui s'écoule sur un tronçon de rivière à travers la section S (Eq. 10).

$$\begin{cases} Q = K.S.R_h^{2/3} \cdot \sqrt{J} \\ I = J \end{cases}$$

Eq. 10: Formule de Manning-Strickler, avec Q le débit, K le coefficient de Strickler, S la section mouillée, R_h le rayon hydraulique, J est la pente de la ligne d'énergie et I est la pente du fond.

Le coefficient de Strickler K rend compte de la nature plus ou moins rugueuse du lit du cours d'eau qu'il est nécessaire d'estimer. On devrait en théorie prendre en compte une variation de ce coefficient en fonction de la hauteur pour tenir compte de l'augmentation des forces de frottement dans le lit majeur (Tableau 6).

Description	Minimum	Moyenne	Maximum
Petites rivières (largeur en crue < 30 m), rivières de plaine propres, rectilignes, à pleins bords, sans seuils ou mouilles marqués	0,025	0,030	0,033
Idem, mais avec plus de pierres et d'herbes	0,03	0,035	0,040
Propres, sinueuses, quelques seuils et mouilles	0,033	0,040	0,045
Idem, mais avec des herbes et des pierres	0,035	0,045	0,050
Idem, mais avec des hauteurs d'eau moins importantes et plus de zones d'eau morte	0,040	0,048	0,055
Propres, sinueuses, quelques seuils et mouilles, avec des herbes et de nombreuses pierres	0,045	0,050	0,060
Eaux dormantes avec des mouilles profondes et herbeuses	0,050	0,070	0,080
Biefs très herbeux, mouilles profondes ou lônes avec de nombreux arbres et broussailles	0,075	0,100	0,150
Rivières de montagne, pas de végétation dans le cours d'eau, berges habituellement profondes, arbres et buissons le long des berges submergées en hautes eaux			
Lit de graviers, galets et parsemé de quelques blocs rocheux	0,030	0,040	0,050
Lit de galets et de gros blocs rocheux	0,040	0,050	0,070
Rivières importantes (largeur en crue > 30 m)			
Section régulière sans blocs ni buissons	0,025	--	0,060
Section irrégulière et accidentée	0,035	--	0,100

Tableau 6: Valeurs du coefficient n de Manning ($n=1/K$) pour des rivières naturelles, d'après Chow [1973]

- Application à la station amont de *Saint-Paul-et-Valmalle*

La section en travers au niveau de l'échelle limnimétrique présente une géométrie connue pour une hauteur d'eau inférieure à 3 m (Fig. 20). La valeur de la pente du fond a été estimée sur un tronçon 21 m de long encadrant l'échelle limnimétrique ($I=1.8\%$).

Compte tenu de la section du cours d'eau (Fig. 20) il n'est pas utile de faire une distinction entre le lit mineur et le lit majeur, ce qui permet d'utiliser un coefficient de Strickler constant. La valeur de ce

coefficient a été calée à partir des mesures de débit et de hauteur à l'échelle par minimisation de l'erreur quadratique sans tenir compte de la mesure douteuse à 75 cm (Fig. 21).

Une valeur optimale de 7,5 a été obtenue pour K (Eq. 10), soit $n=1/K=0.13$. Cette valeur élevée (Tableau 6) peut s'expliquer par la présence d'arbustes (un figuier !) et de gros blocs rocheux dans le lit du cours d'eau. La Fig. 25 présente aussi le résultat d'une analyse de sensibilité en faisant varier indépendamment i de 25 % et n de 20 %.

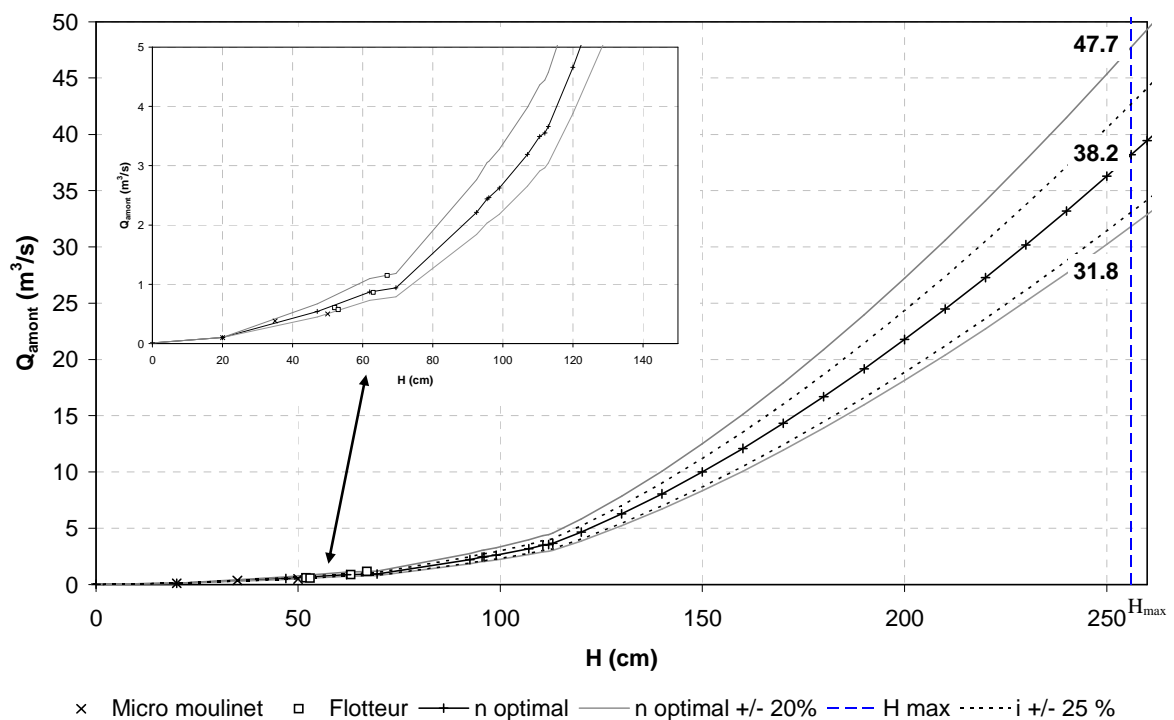


Fig. 25: Courbe de tarage proposée à la station amont en utilisant l'équation de Manning-Strickler en régime permanent uniforme

Le nombre de mesures de débit disponible est largement insuffisant pour mener une analyse statistique rigoureuse du résultat obtenu. On constate cependant qu'il est possible d'inclure l'ensemble des mesures dans une enveloppe définie par les courbes calculées à l'aide de l'Eq. 10 en faisant varier n de 20 %. On obtient alors un débit maximal observé à la station de l'ordre de $40 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette incertitude est élevée, mais il est important de noter que la forme relativement simple et bien connue de la section d'écoulement permet de supposer que la forme de l'hydrogramme obtenue par conversion en débit sera représentative de la réalité.

- Application à la station aval de Cournonterral

La station aval mesure le niveau d'eau dans un bassin qui reçoit les eaux du *Coulazou* et dont le niveau est contrôlé par un seuil. Il a donc été proposé dans un premier temps d'utiliser des formules d'hydraulique qui rendent compte du débit qui s'écoule par surverse sur le seuil déversant.

Cependant, ce seuil a été mis en place pour permettre la circulation de véhicules et ne présente pas une forme géométrique normalisée, ce qui limite le domaine de validité des formules simples d'hydraulique. En théorie, la pente du profil déversant d'un seuil est dimensionnée en fonction de la charge à évacuer pour permettre une bonne dissipation de l'énergie. Ce n'est donc pas le cas pour ce seuil, ce qui implique qu'un contrôle aval doit être pris en compte lors de l'établissement d'une relation hauteur/débit.

Une première proposition de relation $Q=f(h)$ appelée *loi 1* a été réalisée au niveau du seuil en supposant que le niveau mesuré dans le bassin était égal au niveau h au dessus du seuil, le seuil étant considéré comme dénoyé (Fig. 26).

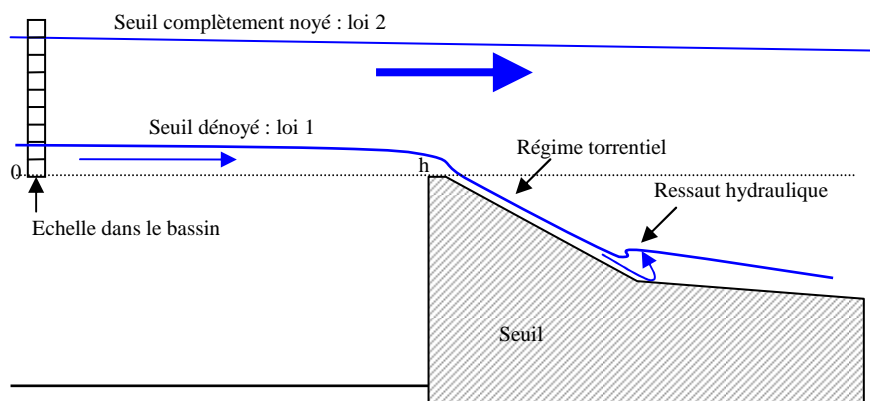


Fig. 26: Seuil dénoyé (loi 1) et seuil complètement noyé (loi 2)

La loi du seuil dénoyée (loi 1) utilisée est :

$$Q = \mu \times L \times h \times \sqrt{2g \times h}$$

Eq. 11: Loi de seuil dénoyé, avec μ un coefficient de débit du seuil qui est calé à partir des observations, L la longueur du seuil et h la hauteur mesurée à l'échelle

Ainsi, la loi 1 ne peut s'appliquer que pour les faibles hauteurs (seuil dénoyé, Fig. 26) et il est nécessaire de connaître la hauteur d'eau en aval du seuil lorsqu'il n'existe plus de régime torrentiel sur le déversoir (Fig. 26). Un capteur de pression a été placé depuis juin 2007, mais aucune crue n'a été enregistrée depuis. Il est donc nécessaire de proposer une solution alternative.

Des laisses de crue ont pu être observées juste en aval du seuil pour une hauteur proche de 220 cm par rapport à l'échelle, tandis que le maximum enregistré à la station en janvier 2006 est de 221 cm. On peut donc considérer que la hauteur mesurée à l'échelle est représentative de la hauteur à l'aval du seuil pour les très hautes eaux, ce qui signifie que le seuil est complètement noyé (Fig. 26). Une seconde proposition de relation $Q=f(h)$ appelée *loi 2* a donc été réalisée en aval du seuil par la même méthode que celle utilisée pour la station amont (mesure de section, pente et application de l'équation

de Manning-Strickler en régime permanent uniforme) en considérant que la section mesurée à l'aval du seuil (Fig. 27) constitue une section de contrôle.

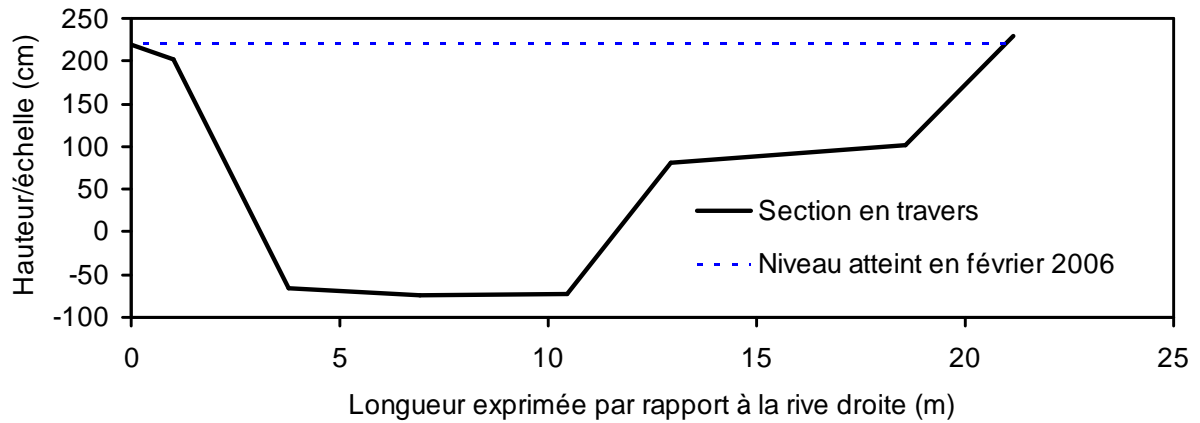


Fig. 27: Section de contrôle à l'aval du seuil déversant

La figure suivante (Fig. 28) présente les résultats obtenus pour les deux lois, avec $\mu=0,11$ pour la loi 1 (Eq. 11), $n=0,07$ et $i=0,83\%$ pour la loi 2 (Eq. 10). La loi 1 n'est pas calculable pour des hauteurs supérieures à 33 cm car l'évolution de la section n'est pas connue (cf. Fig. 22, section au niveau du seuil).

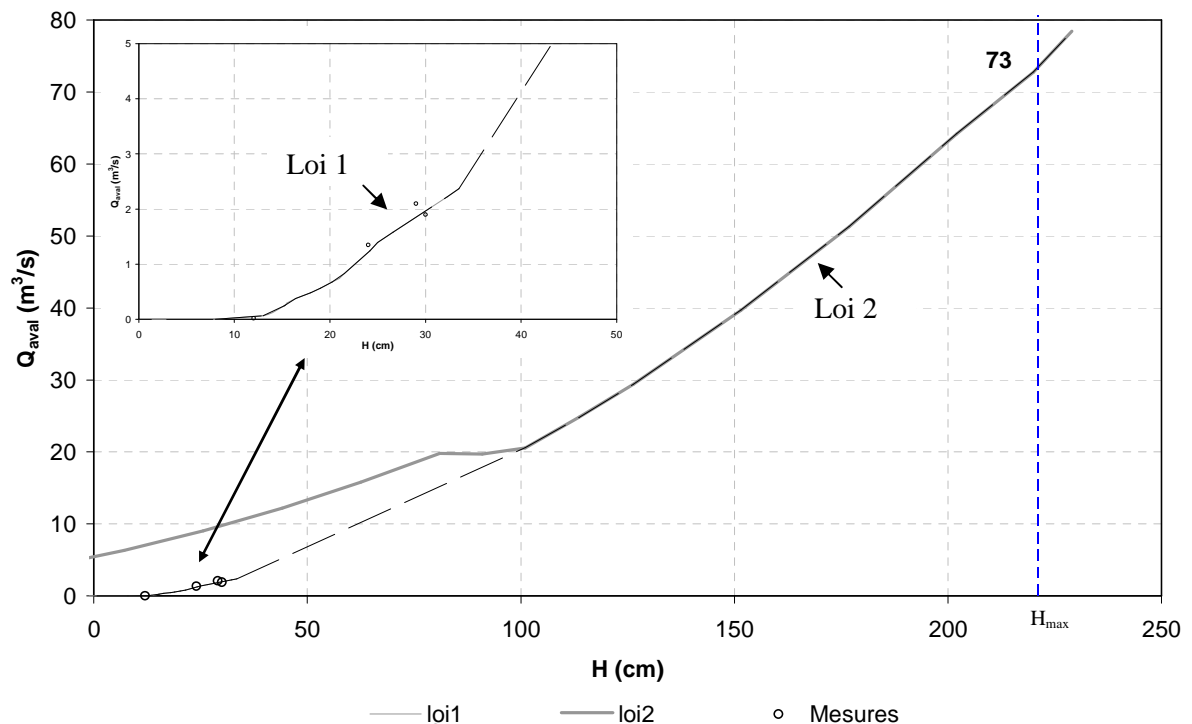


Fig. 28: Première proposition de courbe de tarage pour la station aval

Une courbe de tarage est proposée à partir de la loi 1 pour les faibles débits et la loi 2 pour les forts débits, avec une jonction linéaire entre les deux lois pour les débits intermédiaires (tirets sur la Fig. 28). Dans ce cas, le débit de pointe de la crue de janvier 2006 serait d'environ 73 m³/s.

L'extrapolation de la loi 1 avait été proposée comme première estimation de la courbe de tarage et utilisée pour les premières études sur ce site [Roesch, 2004; Jourde et al., 2007; Bailly-Comte et al., 2008b]. Cette solution semblait surestimer les débits à l'aval compte tenu des coefficients de ruissellements que l'on obtenait.

L'utilisation de la loi 1 couplée à la loi 2 a donc été proposée dans un second temps [Bailly-Comte et al., 2008c] pour mieux prendre en compte le comportement noyé du seuil. Cependant, cette solution n'est pas non plus très rigoureuse puisqu'elle néglige la variation des conditions d'écoulement entre le lit mineur et le lit majeur du cours d'eau, c'est pourquoi une dernière solution a été proposée à partir d'avril 2007 et fait l'objet du paragraphe suivant.

IV.1.c Modélisation hydraulique sous HEC RAS

Le modèle HEC-RAS [USACE, 2002b] a déjà été brièvement présenté dans le chapitre 1 (p26). Il a été utilisé pour modéliser les écoulements en régime permanent dans le *Coulazou* en aval de la station limnimétrique.

- Principes, hypothèses et équations à résoudre

La station mesure une hauteur d'eau dans un bassin où l'écoulement reste fluvial. Le domaine modélisé peut donc négliger la partie plus en amont de la station. Le principe consiste à imposer un débit constant à l'entrée du modèle, c'est-à-dire à travers la section au droit de la station. HEC RAS résout l'équation issue de la conservation de la quantité de mouvement entre chaque section jusqu'à atteindre une situation d'équilibre compatible avec la condition limite aval imposée. Pour chaque débit imposé à l'amont, le tirant d'eau proposé par HEC-RAS permet de construire la courbe de tarage.

L'hypothèse d'un écoulement 1D peut être discutée puisque le *Coulazou* présente un méandre à la sortie du seuil, ce qui peut provoquer l'apparition de dévers sur la surface libre. Cependant, (i) une modélisation 2D nécessiterait d'avoir des mesures de section en travers beaucoup plus précises et (ii) le parcours est rectiligne sur plus de 90 m avant de présenter une courbure qui débute à environ 20 m en aval du seuil (Fig. 24). L'erreur commise par l'approche 1D concernera surtout le tronçon à l'aval du seuil et sera en partie « filtrée » par le seuil, notamment lorsque le régime est torrentiel sur le déversoir.

- Domaine modélisé et conditions aux limites

La loi hauteur/débit n'est pas connue à l'aval et la condition limite imposée à l'aval du modèle aura moins d'influence sur le seuil si l'on se place loin du seuil. Le domaine modélisé a donc été étendu en aval du seuil pour pouvoir bénéficier d'une zone tampon suffisamment longue et ainsi amortir les

effets de l'indétermination à l'aval. Ce domaine est présenté sur la Fig. 29. L'analyse des laisses de crue à l'aval du seuil en rive droite montre que la butte haute de 2,34 m en rive gauche peut être dépassée (mesure au théodolite), ce qui constitue une limite de potentiel lorsque le cours d'eau inonde le champ. On impose donc en sortie de modèle une hauteur normale définie par la pente du fond (0,01%) tant que le tirant d'eau n'atteint pas la valeur de 2,34 m.

- Paramètres d'entrée du modèle

Cette approche 1D permet de faire intervenir 3 domaines pour chaque section en travers afin de caractériser le lit mineur encadré sur chaque rive par le lit majeur. La conservation de la quantité de mouvement est exprimée à l'aide d'une pondération par le débit de la quantité de mouvement en chacun de ces 3 domaines [USACE, 2002b].

Il faut renseigner pour chaque section la limite entre le lit majeur et le lit mineur, ainsi que le coefficient de Manning associé à chaque domaine. Ce coefficient intègre en 1D à la fois la rugosité du fond (lit mineur), des berges (lit majeur), mais aussi tout ce qui résulte de l'hétérogénéité des vitesses et donc de l'ensemble des frottements fluides dans la section et entre les sections.

18 sections en travers ont été utilisées dans le modèle. Elles apparaissent en blanc sur la Fig. 29, perpendiculaires à l'axe d'écoulement et aux limites qui définissent le changement de rugosité entre le lit mineur et le lit majeur. Les coefficients de Manning utilisés dans le modèle ont été estimés sur chaque section à l'aide du Tableau 6 et varient entre (i) 0.02 au fond du bassin et 0.05 dans le lit naturel à l'aval du seuil pour le lit mineur, et entre (ii) 0.03 sur la route goudronnée qui définit le seuil et 0.1 sur les berges végétalisées en aval du seuil pour le lit majeur.

Le modèle recalcule des sections intermédiaires à partir des sections qui lui sont données. Le pas d'interpolation dx des sections intermédiaires a été fixé à 10 cm au niveau du seuil pour bien rendre compte du régime d'écoulement rapidement varié.

- Tests de sensibilité

Les tests de sensibilité du modèle ont porté sur :

- (i) l'influence du pas d'interpolation dx au niveau du seuil : Un pas de 1 cm au lieu de 10 cm n'a pas eu d'incidence sur le résultat.
- (ii) l'influence de la pente du fond à l'aval qui intervient pour le calcul de la hauteur normale : une pente de 0,005 au lieu de 0,01 n'a pas eu d'incidence sur le résultat.
- (iii) l'influence d'une variation de +/-25 % des coefficients de Manning. : une variation sensible a pu être observée, ce qui permet de proposer une enveloppe d'incertitude pour la courbe de tarage obtenue.

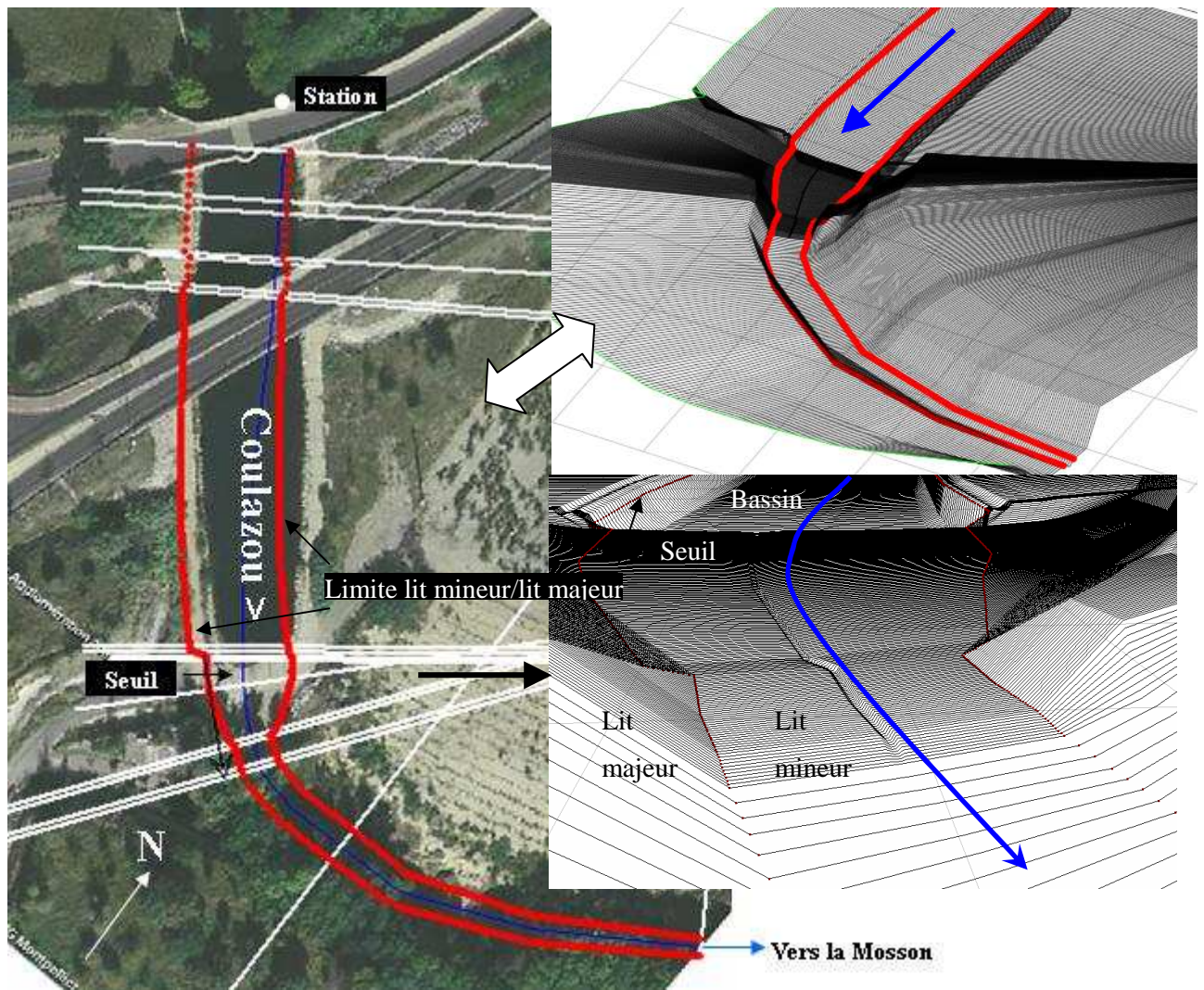


Fig. 29: Domaine modélisé, l'ajustement de la photo aérienne avec le modèle permet juste de se repérer dans l'espace, l'écart observé entre le tracé du lit du modèle et le lit réel sur la photo n'a aucune incidence sur le calcul.

- Résultats et comparaison avec la courbe de tarage issues des lois 1 et 2 :

L'évolution du nombre de Froude (Fig. 30) montre que le régime devient fluvial sur le déversoir et sur le seuil pour un débit de l'ordre de $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Le seuil est donc rapidement noyé, et il n'est plus possible d'utiliser l'Eq. 11 pour obtenir une estimation du débit. Le nombre de Froude calculé dans le bassin est bien en accord avec l'hypothèse d'un écoulement fluvial.

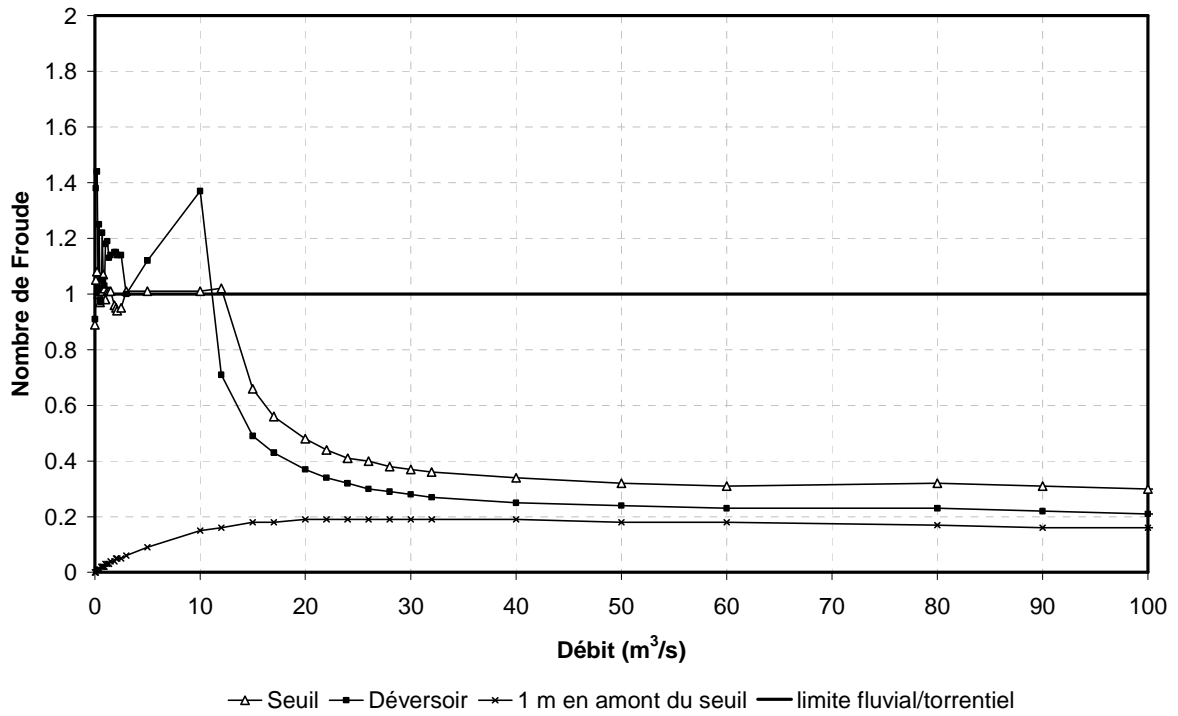


Fig. 30: Evolution du nombre de Froude en fonction du débit de part et d'autre du seuil

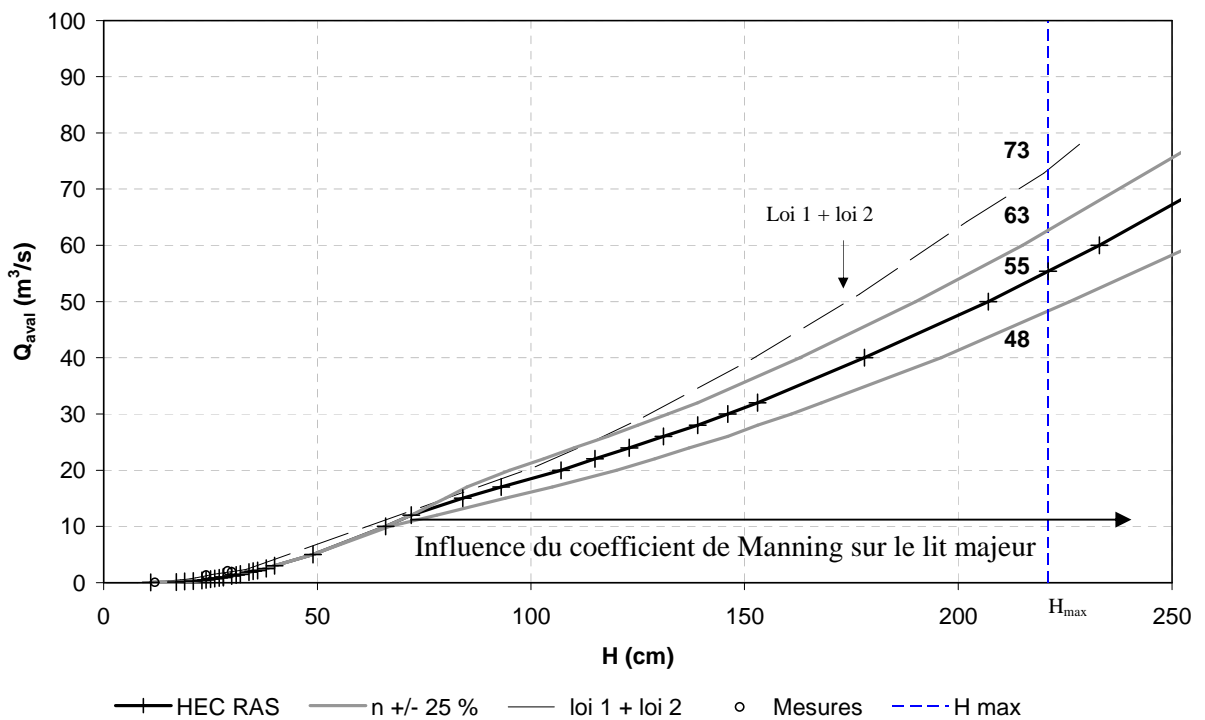


Fig. 31: Courbe de tarage proposée à l'aide du logiciel HEC-RAS

La courbe de tarage obtenue pour la station est présentée sur la Fig. 31. Les résultats obtenus lors du test de sensibilité en ayant fait varier n de $\pm 25\%$ sont aussi reportés, ainsi que la courbe de tarage issue des lois 1 et 2 (Fig. 28). L'influence d'une variation du coefficient de Manning sur le résultat final s'explique par les faibles tirant d'eau sur le lit majeur qui est en eau à partir de 70 cm environ. La variation du coefficient de Manning n'a pas d'influence pour des hauteurs plus faibles dans le bassin, compte tenu des faibles vitesses sur le fond dans le lit mineur.

On obtient un débit de pointe lors de la crue de janvier 2006 de l'ordre de $55 \text{ m}^3/\text{s}$. L'écart avec la précédente courbe de tarage ($73 \text{ m}^3/\text{s}$) est significatif puisque même une valeur obtenue avec un coefficient de Manning 25 % plus faible ne permet pas de dépasser $63 \text{ m}^3/\text{s}$.

La solution proposée par le modèle est cependant impossible à valider, et un interval de confiance de ± 20 à 30 % est envisageable. Comme pour la station amont, on s'aperçoit que ces courbes ne présentent pas de formes complexes pour les forts débits, et l'on peut penser que la forme de l'hydrogramme obtenue sera fidèle à la forme de l'hydrogramme réel.

La courbe proposée par le modèle HEC-RAS est celle qui a été utilisée pour convertir les chroniques de hauteur en chroniques de débit interprétées dans les chapitres 3 et 4.

IV.2 Acquisition et traitement des données

En dehors de l'établissement des courbes de tarage, le suivi hydrodynamique de ce site a représenté un temps de travail conséquent sur le terrain et au laboratoire pour mettre au point les différents appareils, les entretenir puis traiter les données brutes et les intégrer dans une base de données. Ce temps dépasse largement le temps laissé pour la réflexion et l'interprétation des données, ce qui explique qu'un paragraphe soit dédié à ce travail.

Le contrôle des mesures et correction de la dérive des capteurs concerne essentiellement les mesures piézométriques. Des mesures manuelles par rapport à la tête de puits doivent être réalisées à chaque transfert des données, ce qui permet de corriger la dérive éventuelle des capteurs. Des dérives importantes (jusqu'à 10 cm) peuvent s'observer après de très fortes variations de charge. Ces dérives ont systématiquement été corrigées de manière linéaire. Il est par ailleurs impératif de travailler en heure TU et de l'indiquer clairement, ce qui évite de perdre un temps considérable lorsque l'on réalise la synthèse des données d'organismes différents.

D'autre part, le pas de temps de 5 min génère très rapidement des chroniques de données qui ne sont pas manipulables sous un tableur. Le logiciel Hydraccess (logiciel gratuit développé par l'IRD, mais qui nécessite d'utiliser Microsoft ACCESS) permet de gérer efficacement des données hydrologiques et hydrogéologiques ainsi que de réaliser des conversions de pas de temps, ce qui est souvent bien utile.

Cependant, la base de donnée devient très rapidement énorme, et ACCESS ne gère pas correctement les bases supérieures à 2Go. Il a donc été nécessaire de compacter les données. Les données à pas de temps fixe qui peuvent présenter des valeurs constantes sur plusieurs pas de temps en

dehors des crues (pluie à 5min, piézométrie, débit, température...) ont été transformées en données à pas de temps variable en fixant le nombre de chiffres significatifs à l'aide d'une macro écrite sous Excel.

Cette procédure a permis d'utiliser une base de donnée efficace et de taille réduite permettant de réaliser des sélections multiples tout en adaptant la chronique au pas de temps voulu, ce qui constitue un outil précieux pour l'analyse hydrodynamique et l'intégration dans un modèle hydro(géo)logique.

V Soutien logistique et financier

Ce travail a bénéficié d'un soutien financier du laboratoire HydroSciences Montpellier et du Conseil Général de l'Hérault dans un premier temps, puis plus récemment du département de recherche Terre Eau Environnement (T2E) de l'Université Montpellier 2.

D'autre part, depuis mai 2006, une collaboration avec l'entreprise Schlumberger Water Services (SWS, www.water.slb.com) a permis d'utiliser le site expérimental du *Causse d'Aumelas* comme site pilote pour réaliser différents tests sur des capteurs de pression (CTD-DIVER®, Cera-DIVER®, Mini-DIVER®, Micro-DIVER®), et ainsi d'augmenter considérablement la capacité de mesure. Ces tests ont également concerné l'utilisation d'une technologie de transfert de donnée sans fil (norme zigbee) qui s'est avérée bien adaptée au transfert des données des capteurs placés dans des cavités karstiques difficiles d'accès. Enfin, cette collaboration a aussi permis de mieux définir les besoins de l'hydrogéologue et d'aboutir à un logiciel plus adapté (Diver Office®) pour gérer l'ensemble des données depuis l'acquisition sur le terrain jusqu'à l'intégration dans un modèle hydrologique.

VI Conclusion

Le système karstique d'*Aumelas-Thau* est un système karstique très complexe dont le fonctionnement et les limites sont encore mal connues. L'instrumentation du site sur le *Causse d'Aumelas* permet cependant de limiter l'étude à une échelle d'écoulement plus réduite et de considérer le système karst/rivière à une échelle locale et intermédiaire, ce qui restreint l'étude à la partie libre de l'aquifère mais permet de mieux définir et isoler des systèmes d'écoulements. Cette restriction est justifiée par le fait que la limite aval matérialisée par la limite actuelle du bassin de *Montbazin-Gigean* a constitué le niveau de base de la dernière phase de karstification au Pliocène supérieur.

L'instrumentation du site a été réalisée dans le but de caractériser les interactions hydrodynamiques entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains. Il est donc nécessaire de mesurer précisément les flux entrants et les flux sortants du système karst/rivière : le réseau de mesure semble donc bien adapté aux objectifs fixés et les pas de temps d'acquisition bien adaptés à la dynamique de

ces écoulements, même si la difficulté d'obtenir une courbe de tarage précise s'appuyant sur des mesures de débits a été soulevée ; ce problème majeur n'est cependant pas spécifique à ce site.

Au niveau de la rivière, la station amont de *Saint-Paul-et-Valmalle* comptabilise les eaux ruisselées juste avant qu'elles n'atteignent les calcaires jurassiques qui constituent l'aquifère karstique étudié, tandis que la station aval de *Cournonterral* permet de comptabiliser les eaux qui quittent les calcaires et atteignent le bassin Miocène de *Montbazin-Gigean*. Un bilan entrée/sortie permet ainsi d'estimer d'une manière globale les apports ou les pertes éventuelles survenues lors de la traversée de l'aquifère karstique par la rivière. De plus, les débits de la source de trop plein de la *Vène* sont également mesurés. Ces eaux ne rejoignent pas le bassin hydrologique du *Coulazou*, ce qui permet d'obtenir des informations sur le système karst/ri vière à une plus grande échelle (échelle intermédiaire). Le chapitre suivant se propose d'analyser précisément l'ensemble des données acquises depuis avril 2004 au voisinage de la rivière.

Chapitre 3 :

Analyse descriptive des interactions karst/rivière à une échelle locale

- Cas de l'aquifère karstique du Causse d'Aumelas et de la rivière du *Coulazou* -

I Introduction

Ce chapitre se propose de réaliser une étude de la réponse hydrologique et hydrogéologique à l'échelle locale d'un bassin versant à forte composante karstique pour déterminer quelles sont les interactions entre ces deux milieux. L'objectif général est de mieux caractériser le fonctionnement hydrodynamique couplé d'une rivière et d'un aquifère karstique en condition de crue en vue de valider dans le cas d'un bassin versant karstique les classifications des échanges hydrodynamiques surface/souterrain existant à l'échelle des systèmes d'écoulements locaux [Tóth, 1963]. Cet objectif nécessite tout d'abord de mesurer et d'analyser un nombre relativement important d'épisodes de crue afin :

- (i) de décrire et comprendre précisément ces interactions et
- (ii) d'identifier des indicateurs construits à partir de mesure sur le terrain qui permettraient de connaître a priori le type d'interaction et ainsi de mieux contraindre la modélisation hydrologique d'un bassin versant à forte composante karstique.

II Réseau de mesure hydrodynamique

Des informations plus détaillées sur le réseau de mesure mis en place sur le site du *Causse d'Aumelas* ainsi que sur les techniques d'acquisition et de traitement des données ont été fournies dans

le Chapitre 2 ; les éléments nécessaires à la compréhension de l'étude hydrodynamique sont néanmoins rappelés.

Le sous bassin considéré comme non karstique correspond au bassin amont de *La Boissière* (Chapitre 2 : II.1.a, p45) auquel s'ajoute le sous bassin aval karstique pour constituer le bassin versant du *Coulazou* à la sortie du *Causse d'Aumelas* (Chapitre 2 : II.1.b, p48).

Les précipitations sont mesurées à l'aide de 4 pluviographes répartis sur le bassin versant. La pluie amont est connue au pas de temps de 5 min grâce au pluviographe P2. Pour les interprétations, la pluie aval est calculée par la méthode de Thiessen au pas de 5 min en utilisant les pluviographes P1, P3 et P4.

Les mesures piézométriques utiles pour la compréhension des échanges karst/rivière sont les mesures effectuées au pas de temps de 10 min dans (i) les avens qui se trouvent dans le lit de la rivière, à savoir de l'amont vers l'aval : l'aven des *Grandes-Combes* (GC), du *Puits de l'aven* (PA) et de l'*Arche de Noé* (AN), ainsi que (ii) les piézomètres les plus proches de la rivière, à savoir le piézomètre PZ2 du *vallon de Sainte-Cécile* et, jusqu'en juillet 2006, le forage du *Boulidou de Pignan* (B).

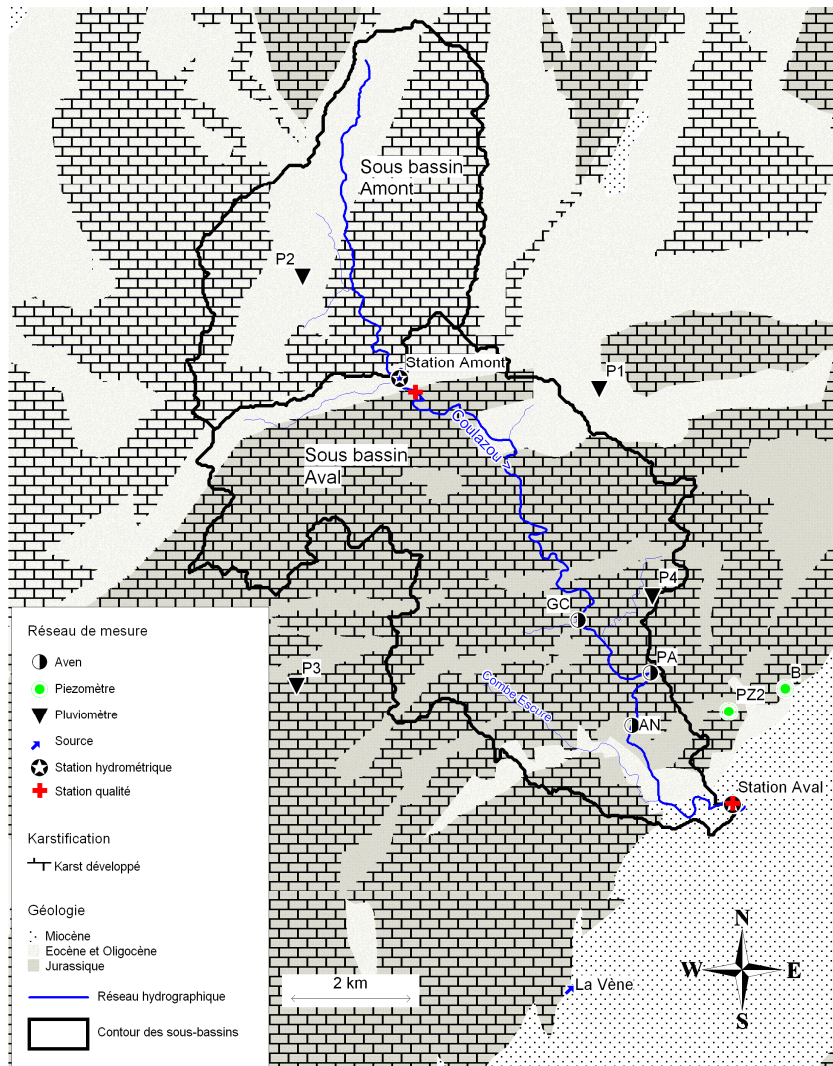


Fig. 32: Réseau de mesure utilisé pour l'étude hydrodynamiques des interactions karst/rivière ; les points de mesure dont les chroniques ne sont pas interprétés dans ce chapitre ne sont pas représentés.

III Analyse de la réponse pluie/débit en amont et en aval du système karstique

III.1 Objectifs et crues étudiées

Ce paragraphe présente les résultats d'une étude globale de la réponse pluie/débit utilisant des indicateurs simples construits à partir de mesures sur le terrain. Seules les données de pluie, de débit et de piézométrie sont analysées à l'échelle événementielle, dans le but d'identifier les paramètres qui expliquent le mieux la réponse hydrologique du bassin aval. Le bassin amont est aussi étudié à titre de comparaison, afin de ne pas attribuer au karst un comportement particulier observé aussi sur le bassin amont considéré comme non karstique ; à ce niveau, le fait de négliger l'influence du karst Eocène sera cependant discuté.

12 épisodes de crue ont été retenus, ils se répartissent entre avril 2004 et mai 2007 (Fig. 33).

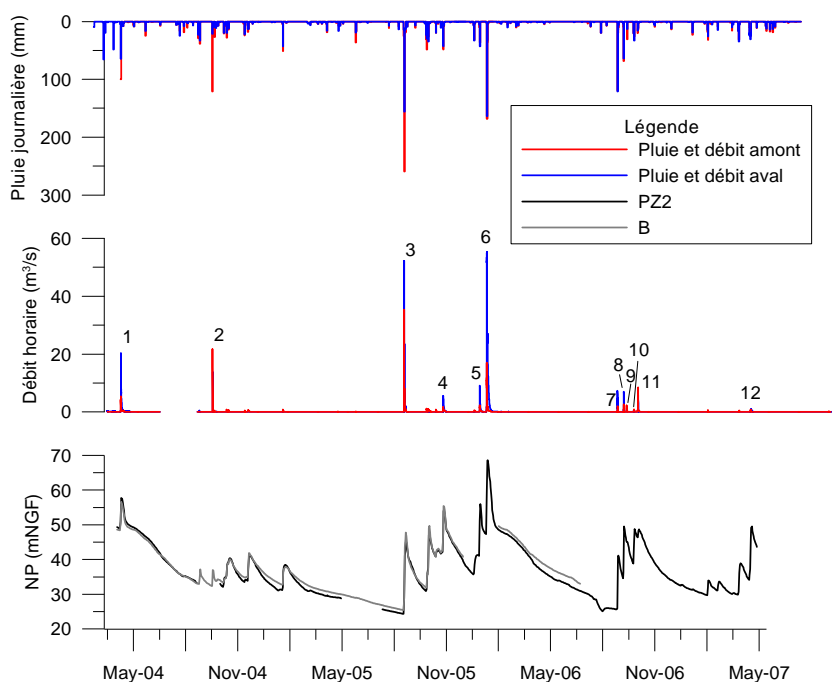


Fig. 33: Chroniques journalières (pluie et piézométrie) et horaires (débits).

Les crues 1 et 12 se produisent au printemps, les crues 4 et 5 se produisent en hiver tandis que les crues 2, 3, 4 et la succession 7-8-9-10-11 se produisent en automne. Les crues 3 et 6 présentent les débits horaires les plus élevés, elles ont eu lieu respectivement en septembre 2005 et en janvier 2006. La présentation des débits horaires atténue légèrement les débits de pointe obtenus au pas de 5 min qui seront présentées au IV. Les crues 1, 2, 3 [Bailly-Comte et al., 2008b] et 6 [Bailly-Comte et al., 2008c] ont déjà fait l'objet d'une étude hydrodynamique semblable, mais de nouvelles mesures de débit réalisées en automne 2006 sur les deux stations ainsi qu'une modélisation de la relation hauteur débit pour la station aval ont permis d'améliorer les courbes de tarage (cf. Chapitre 2 : IV.1), c'est pourquoi ces événements sont à nouveau présentés.

Différents indices utilisés pour décrire les événements de crue vont être présentés. Les méthodes de calcul sont d'abord exposées, puis un tableau de synthèse permettra de visualiser l'ensemble des résultats. La description de la relation pluie/débit en aval du karst est réalisée par comparaison avec celle qui se produit sur le bassin amont considéré comme non karstique. L'objectif de cette partie est d'identifier quels sont les indicateurs qui permettent d'anticiper la réponse hydrologique d'un bassin versant à forte composante karstique.

III.2 Caractérisation de l'état initial du système karst/rivière

Les conditions initiales du système avant que la crue ne se produise caractérisent l'aptitude de la rivière et de l'aquifère à réagir à un épisode pluvieux. Il ne sera pas nécessaire de prendre en compte le débit initial de la rivière puisque celui-ci est nul ou négligeable dans tous les cas (Fig. 33). L'aptitude

du bassin versant à réagir par ruissellement direct et l'état initial de l'aquifère karstique sont caractérisés à l'aide de deux indicateurs: un indice pluviométrique reflétant l'antécédence des pluies et un indice construit à partir de la piézométrie mesurée avant la crue [Bailly-Comte et al., 2008c].

III.2.a Indice pluviométrique

Différentes formulations existent pour exprimer un indice des pluies antérieures [Kohler et Linsley, 1951; Chevallier, 1983]. Dans le cas d'un petit cours d'eau Méditerranéen, il arrive que de forts cumuls de pluie se produisent plusieurs fois dans une même journée et que seul le dernier épisode provoque une crue, c'est pourquoi le calcul d'un indice de pluies antérieures au pas journalier n'est pas adapté à la réponse hydrologique du bassin. Un indice basé sur le cumul au pas de temps horaire des précipitations survenues avant l'épisode déclencheur de la crue est donc proposé. Cet indice a l'avantage d'être simple à interpréter mais il ne prend pas en compte les processus évaporatoires, l'antécédence des précipitations pour une crue qui survient en été ou en hiver sera traitée de la même manière. D'autre part il nécessite de choisir une période de calcul : deux calculs seront effectués, l'un pour une période de 15 jours (CP_{15j}) et l'autre d'un mois (CP_{30j}). Aucune mesure de l'humidité des sols ne permet de choisir a priori la durée la plus pertinente. Ce calcul est aussi effectué sur le bassin amont à titre de comparaison.

III.2.b Indice piézométrique

Les données du piézomètre PZ2 ont été utilisées pour décrire l'état initial de l'aquifère karstique à proximité du cours d'eau. Le principe est de rechercher la loi statistique qui représente le mieux la distribution des données piézométriques pour les trois cycles hydrologiques complets disponibles entre septembre 2004 et octobre 2007. La figure suivante montre le résultat d'une linéarisation par la loi lognormale.

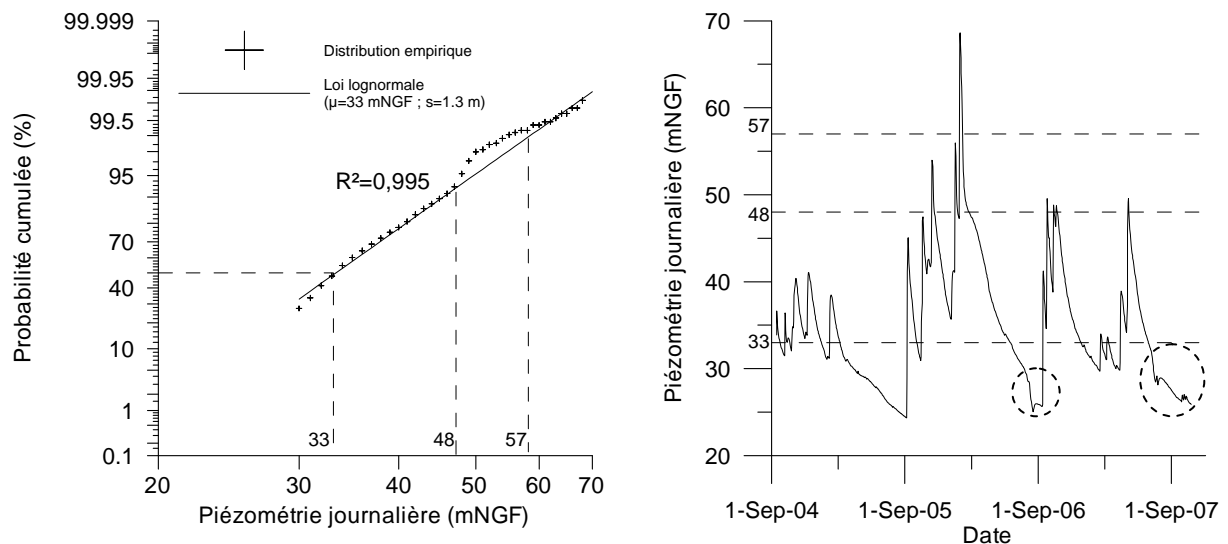


Fig. 34: Linéarisation par une loi lognormale de la distribution de la piézométrie journalière, résolution de 1 m entre septembre 2004 et septembre 2007.

La loi normale décrit correctement la distribution du logarithme de la piézométrie ($R^2=0,995$, Fig. 34) ; l'ajustement est réalisé visuellement afin de mettre en évidence le changement observé entre les cotes 48 m et 58 m; celui-ci sera discuté par la suite (cf. II.1). Les premiers points correspondant aux cotes inférieures à 30 m ont été exclus car ils sont fortement influencés par les pompages réalisés sur le forage B en août 2006 et en juillet/août 2007 visibles sur la figure (cercles).

Ainsi, pour chaque crue, la probabilité cumulée associée à la piézométrie mesurée dans le forage PZ2 avant la crue sera utilisée comme un indice caractérisant la piézométrie initiale de l'aquifère, soit l'état hydrogéologique de l'aquifère. En d'autres termes, cet indice nommé H_{ini} exprime le niveau piézométrique avant la crue en tant que pourcentage de la piézométrie théorique maximale (au sens statistique). Il permet de comparer d'une manière linéaire les conditions piézométriques initiales à l'image d'un taux de remplissage d'un réservoir et de donner du sens à la notion de valeur moyenne ($H_{ini}=50\%$). Ce calcul est uniquement effectué sur le bassin aval puisque aucun piézomètre n'est équipé d'enregistreur automatique sur le bassin amont, même au niveau de l'aquifère karstique des calcaires lacustres Eocène.

Cette étude nécessite cependant de reconstituer les données piézométriques en PZ2 manquantes en juillet 2004 et juin 2005 (Fig. 33), la piézométrie journalière en PZ2 est dans ce cas estimée à partir de la piézométrie enregistrée au forage B (Fig. 32) par simple régression linéaire, l'évolution des deux chroniques étant très proche (Fig. 33), surtout pour ces périodes de basses eaux.

III.3 Caractérisation des épisodes pluvieux

Deux calculs ont été retenus: le cumul de pluie à l'origine de la crue (CP) en mm et l'intensité moyenne horaire en mm/h (I_{moy}). Plusieurs valeurs successives sont calculées dans le cas d'un épisode plurimodal.

III.4 Coefficient de ruissellement et coefficient de ruissellement apparent

Le coefficient de ruissellement est souvent utilisé pour caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler. Son calcul exprimé en % correspond au rapport entre le volume ruisselé enregistré à une station et le volume précipité à la surface du bassin versant associé à cette station. A l'échelle événementielle, ce calcul nécessite donc de connaître à la fois la lame d'eau moyenne précipitée, la surface du bassin versant et l'évolution du débit de base s'il n'y avait pas eu de crue, ce qui est en pratique impossible à déterminer précisément. Le *Coulazou* est une rivière temporaire qui présente un débit de base nul ou très faible avant chaque crue (Fig. 33), ce qui permet de s'affranchir de cette difficulté. La valeur du coefficient de ruissellement (Cr) est reportée pour chaque crue et pour les deux sous bassins (21 km² et 60 km²) dans le Tableau 7.

Un autre calcul de coefficient de ruissellement appelé coefficient de ruissellement apparent [Roesh et Jourde, 2006] est proposé dans le cas particulier où deux stations de jaugeages sont disponibles sur un même tronçon. Le coefficient de ruissellement apparent pour le sous bassin karstique (« Cr_{karst} », Tableau 7) sera égal à la différence des volumes ruisselés enregistrés aux deux stations en amont et en aval du sous bassin karstique rapportée au volume des précipitations à la surface du sous bassin karstique (39 km²) [Bailly-Comte et al., 2008c]. Ce coefficient peut donc être négatif, ce qui traduit une absorption supérieure aux apports à la surface du karst. A l'inverse, il peut dépasser 100 %, ce qui signifie qu'il est nécessaire de prendre en compte une surface d'alimentation supérieure à la surface du bassin versant, soit le bassin hydrogéologique. Ainsi, un Cr_{karst} élevé s'interprètera comme une contribution des eaux souterraines au ruissellement.

III.5 Débit spécifique maximal

Le débit spécifique maximal Q_s correspond au rapport du débit maximal à l'exutoire d'un bassin versant par la surface de ce bassin versant. Ce calcul est effectué en amont et en aval du karst afin de rendre compte de l'influence de l'aquifère karstique. Comme il est impossible de retirer l'influence du bassin amont sur la valeur du débit maximal mesuré à l'aval, il est nécessaire de travailler avec la surface des bassins versants et non des sous bassins, c'est-à-dire 21 km² pour l'amont et 21+39=60 km² pour l'aval. Ce débit, exprimé en m³/s/km² permet de caractériser la production maximale du bassin en termes de ruissellement ; il est souvent utilisé pour caractériser les crues éclair [Bonacci, 2001; Gaume et Bouvier, 2004; Gaume et al., 2004; Bailly-Comte et al., 2008c].

Dans le cas où l'aquifère contribue aux écoulements de surface, la variation du débit spécifique entre l'amont et l'aval de l'aquifère karstique va permettre de comprendre si la réponse du karst est assez rapide pour augmenter le pic de crue. En effet, un plus fort débit spécifique maximal sera observé à l'aval si la contribution du karst aux écoulements de surface devance ou est aussi rapide que le ruissellement direct. A l'inverse, dans le cas d'un fonctionnement en perte, il permet de caractériser le rôle écrêteur de crue du karst.

III.6 Résultats

L'ensemble des résultats est présenté pour chaque crue dans le Tableau 7.

N°	Saison	Date	CP _{15j} (mm)		CP _{30j} (mm)		H _{ini} (%)	CP (mm)		I _{moy} (mm/h)		Cr (%)		« Cr »(%) karst	Qs (m ³ /s/km ²)	
			amont	aval	amont	aval		amont	aval	amont	aval	amont	aval		amont	aval
1	Printemps	28/04/2004	53	53	141	142	94	110	69	5	3	12	26	39	0,3	0,4
2	Automne	06/10/2004	14	2	83	67	45	122	28	42	9	8	3	-7	1,2	0,3
3	Automne	06/09/2005	40	32	53	41	10	257	154	47/8	20/9	11	11	12	1,9	0,9
4	Automne	12/11/2005	34	36	154	137	83	60	53	1	1	16	14	13	0,08	0,09
5	Hiver	15/01/2006	44	46	48	48	81	44	46	3	3	21	17	15	0,1	0,15
6	Hiver	27/01/2006	47	48	92	94	93	208	200	4	4	24	72	100	0,9	0,9
7	Automne	13/09/2006	3	0	32	28	14	145	141	24	23	1	2	2	0,09	0,22
8	Automne	24/09/2006	159	147	167	155	56	68	62	9/14	6/23	6	5	5	0,13	0,11
9	Automne	30/09/2006	88	74	227	210	90	31	13	39	16	10	0	-11	0,24	<0,01
10	Automne	11/10/2006	33	14	260	224	75	47	53	11/4	8/4	7	2	-1	0,05	0,01
11	Automne	19/10/2006	80	72	190	154	91	Lacune	11	Lacune	6	Lacune	Lacune	9*	0,41	0,1
12	Printemps	03/05/2007	28	43	81	107	60	48	54	2/7	2/5	6	5	4	0,04	0,02

Tableau 7: Analyse descriptive de la relation pluie/débit. Les événements sont regroupés par cycles hydrologiques (lignes horizontales)

* Calculé après avoir retranché à l'amont un débit de base initial de 0,6m³/s consécutif à de petits épisodes pluvieux qui précèdent l'évènement.

III.7 Analyses et discussion

Les évolutions du Q_s et des Cr à l'amont et à l'aval de l'aquifère karstique permettent respectivement de caractériser le débit de pointe et la contribution du bassin aux écoulements dans la rivière, soit l'intensité et le volume de la réponse. Ces deux paramètres sont donc essentiels pour caractériser la réponse hydrologique globale de chaque sous bassin. Cependant, seul le coefficient de ruissellement apparent permet d'isoler le comportement du sous bassin karstique en précisant sa contribution au volume d'eau comptabilisé à la station aval.

III.7.a Analyse des coefficients de ruissellement

Le Cr varie entre 1 % et 24 % à l'amont, tandis qu'il varie entre 0 % et 72 % à l'aval, ce qui montre déjà l'importance des interactions karst/ri vière sur le transfert de la crue.

A l'amont: Un coefficient de ruissellement de l'ordre de 20 % à 25 % correspond bien au type d'occupation du sol, principalement des prairies et des vignes. Les résultats inférieurs peuvent s'expliquer si l'on prend en compte une infiltration importante à travers le karst Eocène. Les Cr élevés s'observent pour les crues 5 et 6 sans qu'aucun indice pluviométrique présenté ne puisse l'expliquer, si ce n'est la faible intensité moyenne des précipitations. Le fait que ces deux Cr soient du même ordre de grandeur (21 % et 24 %) alors que les épisodes pluvieux se distinguent nettement par leur cumul (44 mm et 208 mm) laisse penser que le bassin n'est pas limité en termes de volume infiltré et que seule la capacité d'infiltration du bassin contrôle le % de pluie nette. Cette capacité d'infiltration est liée à la conductivité hydraulique verticale du milieu, elle-même liée à la position du front d'humectation. On peut imaginer qu'en hiver les processus d'évapotranspiration sont limités sur ce bassin agricole, ce qui permet au sol de se saturer plus rapidement, et donc de tendre plus rapidement vers la conductivité hydraulique verticale à saturation. Cela permet d'expliquer un Cr plus élevé en hiver.

A l'aval: (i) On observe des Cr nettement plus faibles qu'à l'amont pour les crues 2, 9 et 10. De plus les Cr_{karst} calculés pour ces crues sont négatifs. Ces résultats traduisent une forte diminution de la réponse hydrologique liée à une infiltration à travers le karst. L'indice piézométrique H_{ini} et le cumul des précipitations antérieures calculés pour ces crues présentent à la fois des valeurs très faibles et très fortes, le cumul sur 15 jours varie entre 2 et 74 mm, celui sur 30 jours varie entre 67 et 224 mm et l'indice piézométrique varie entre 45 % et 90 %. Ces indices ne sont donc pas bien adaptés à la description des crues où le karst aura tendance à fonctionner en perte. On constate néanmoins que lorsque l'indice H_{ini} vaut 90 %, il s'agit d'un petit épisode pluvieux centré sur le bassin amont, la pluie cumulée sur le bassin aval n'étant que de 13 mm. L'intensité moyenne des précipitations montre que ces événements pluvieux d'automne sont intenses sur le bassin amont, mais ils sont restés plus faibles

sur le bassin aval. C'est avant tout la répartition spatiale des pluies centrée sur le bassin amont qui permet d'expliquer le fonctionnement en perte du karst.

(ii) On observe des C_r du même ordre de grandeur qu'à l'amont pour les crues 3, 4, 5, 7, 8 et 12. Ce sont des crues dues à des épisodes pluvieux qui présentent soit :

- Une très forte intensité moyenne sur le sous bassin aval quelle que soit l'antécédence des pluies ou le niveau piézométrique initial (crues 3, 7 et 8) : on peut dans ce cas observer une saturation de la zone d'infiltration du karst, des écoulements hypodermiques et/ou du ruissellement direct.
- Une faible intensité moyenne, favorisant ainsi la recharge du karst alors que le niveau piézométrique initial était déjà haut (crues 4, 5 et 12). On peut dans ce cas envisager un comportement mixte du karst qui draine puis alimente la rivière.

(iii) Enfin, on observe les C_r les plus élevés à l'aval pour les crues 1 et 6. On observe même un $C_{r_{karst}}$ de 100 % pour la crue 6, ce qui signifie que le tronçon de rivière entre les deux stations a bénéficié d'un apport égal au volume précipité à la surface du karst. Ces 2 crues sont observées suite à des cumuls de pluie moyen (69 mm) à très fort (200 mm) dont les intensités moyennes horaires restent relativement faibles, favorisant l'infiltration des eaux à travers le karst et, par conséquent, limitant les processus de ruissellement. On se retrouve en réalité dans le même cas de figure que les crues 4 et 11 analysées précédemment avec cette fois un niveau piézométrique initial nettement supérieur : ces deux crues ont lieu alors que l'indice piézométrique initial H_{ini} est supérieur à 93 %. De même, par rapport aux crues 8 et 10 qui présentent des cumuls de précipitations antérieures élevés pour des typologies de pluie équivalentes, les crues 1 et 6 se distinguent là encore par leur indice piézométrique H_{ini} . Cette observation permet d'envisager une contribution importante de l'aquifère karstique aux écoulements de surface ; en effet, un coefficient de ruissellement supérieur à 20 % sur une surface karstique peut difficilement s'envisager sans faire intervenir une saturation partielle du bassin et l'apparition d'émergences karstiques, ce qui devient une certitude pour un C_r de 72 % et un $C_{r_{karst}}$ associé de 100 %. Le cas des crues 4, 5 et 12 analysées précédemment serait donc un état intermédiaire pour lequel la contribution du karst à la crue de surface serait plus faible.

Un niveau piézométrique initial élevé associé à une typologie des pluies sur le karst qui favorise la recharge semble donc être les facteurs qui contrôlent la contribution de l'aquifère karstique aux écoulements de surface en termes de volume ; l'influence de l'antécédence des précipitations sur un mois ou 15 jours semble secondaire.

III.7.b Analyse du débit spécifique maximal

(i) Les crues 2, 3, 9, 10 se caractérisent par une diminution importante du Q_s entre l'amont et l'aval de l'aquifère karstique. Cela signifie que lorsque le karst fonctionne en perte, il est capable d'absorber le pic de crue et joue ainsi un rôle écrêteur de crue très efficace.

(ii) L'analyse du Cr a montré qu'il était possible d'observer une inversion du sens des écoulements entre la rivière et l'aquifère et ainsi d'augmenter la contribution du sous bassin aval aux écoulements de surface. Divers processus peuvent être envisagés (écoulements hypodermiques, remontée de nappe, ruissellement direct), mais cette réaction du bassin karstique se retrouve décalée et n'entraîne pas une augmentation du débit de pointe (crués 8, 11, 12).

(iii) Enfin, les crués 1, 4, 5, 6 et 7 montrent que le Qs ne diminue pas à l'exutoire du bassin aval. Il augmente même nettement dans le cas de la crue 7. Le cumul et l'intensité moyenne de l'épisode pluvieux (143 mm, 23 mm/h) permettent d'envisager un ruissellement sur le bassin aval, notamment au niveau de la *Combe-Escure* qui ne présente pas un caractère karstique (Fig. 32). Pour les crués 1 et 6, on obtient à la fois les Qs les plus élevés à l'aval (0,4 et 0,9 m³/s/km²) et les Cr_{karst} les plus élevés (39 % et 100 %), consécutifs à une piézométrie initiale très élevée (H_{ini}=94 % et 93 % respectivement). Ces exemples indiquent qu'en situation initiale de hautes eaux, la genèse des crués dans le karst est favorisée par la réponse rapide du karst qui se superpose à la réponse par ruissellement direct du bassin versant.

III.8 Synthèse

Cette étude globale permet de préciser la dynamique des interactions entre le karst et la rivière. Il apparaît plus pertinent, lorsque cela est possible, de suivre la piézométrie d'un bassin à forte composante karstique que d'utiliser des indices reflétant l'antécédence des précipitations. Cependant, peu d'informations sur la connexion hydraulique entre l'aquifère et la rivière peuvent être données par ce biais. De plus, les modifications des sens et des directions d'écoulements lors de la crue ne sont pas non plus renseignées. Enfin, la comparaison des résultats entre le bassin amont et le bassin aval serait améliorée s'il existait un piézomètre au niveau du karst Eocène dans le bassin amont.

IV Analyse événementielle de la réponse hydrodynamique du système karst/rivière

Les figures suivantes présentent les résultats du suivi hydrodynamique complet des 11 crues étudiées, avec le niveau piézométrique NP exprimé en mètre NGF.

IV.1 Classement des épisodes de crue selon le sens des écoulements et le type de connexion hydraulique entre l'aquifère et la rivière

Des paramètres physico-chimiques (température et conductivité) sont mesurés en complément de la piézométrie afin de mieux interpréter le sens des écoulements entre la rivière et l'aquifère. Les points de mesure utilisés sont : la rivière en amont de l'aquifère karstique, les avens GC, PA et AN, la rivière en aval de l'aquifère karstique et enfin les piézomètres B et PZ2 (Fig. 32). Toutes les données disponibles sont présentées sur les figures (Fig. 35 à Fig. 46). L'objectif est de déterminer :

- s'il existe une continuité hydraulique entre la rivière et la zone saturée de l'aquifère, c'est-à-dire si la rivière est perchée ou non,
- si la rivière est infiltrante ou drainante, et si l'on observe une inversion du sens des écoulements,
- comment s'organisent les écoulements karstiques entre la surface au niveau de la rivière et la zone noyée.

IV.2 Rivière déconnectée infiltrante sans inversion d'écoulement

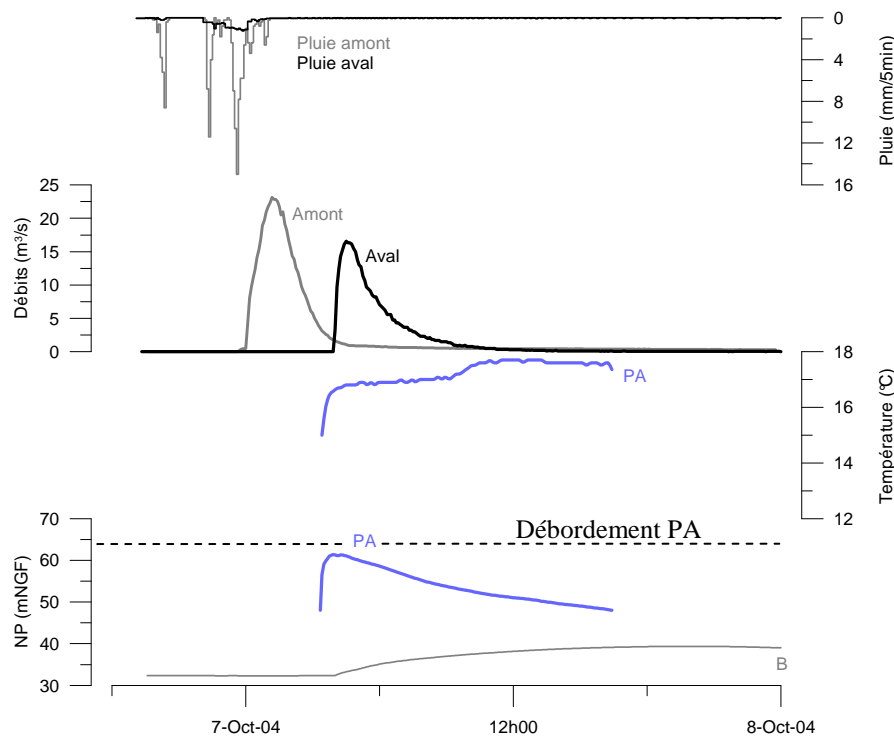


Fig. 35: Crue 2, octobre 2004

(i) Analyse :

Crue 2, Fig. 35 : On observe un remplissage brutal de la cavité PA sans atteindre la cote de débordement (64 mNGF). La température témoigne d'une arrivée d'eau de surface proche de 18 °C (mesure effectuée le 11 octobre 2004), celle de l'aquifère étant de l'ordre de 15 °C à 16 °C (mesures en PZ2). Ce remplissage est immédiatement suivi d'une vidange rapide proche de 80 cm/h.

(ii) Interprétation :

Cette crue présente un cas simple de rivière déconnectée (perchée) qui alimente l'aquifère.

IV.3 Rivière déconnectée infiltrante puis drainante

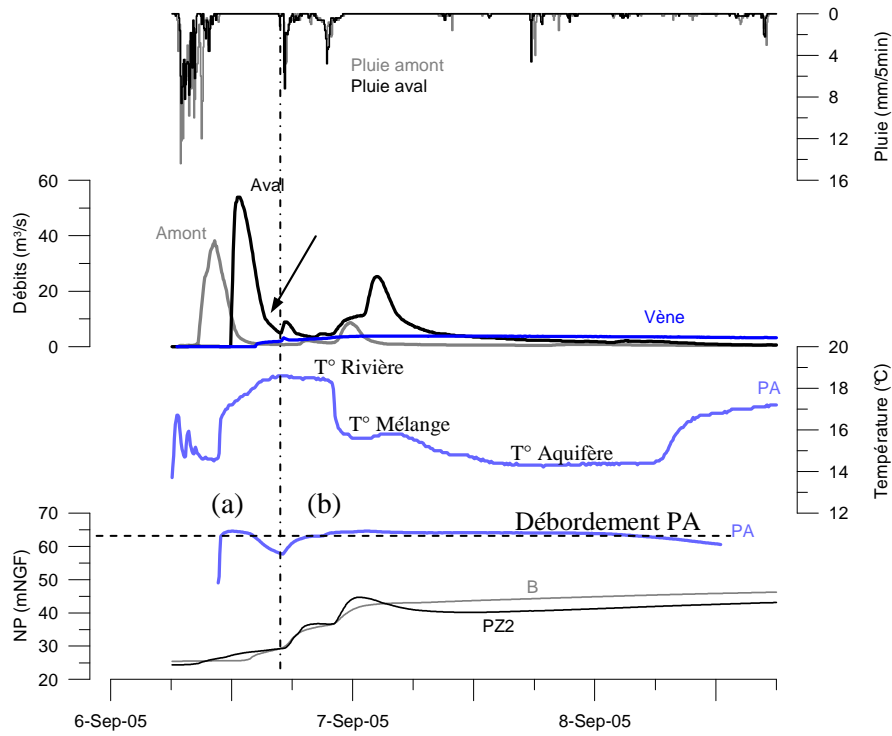


Fig. 36: Crue 3, septembre 2005

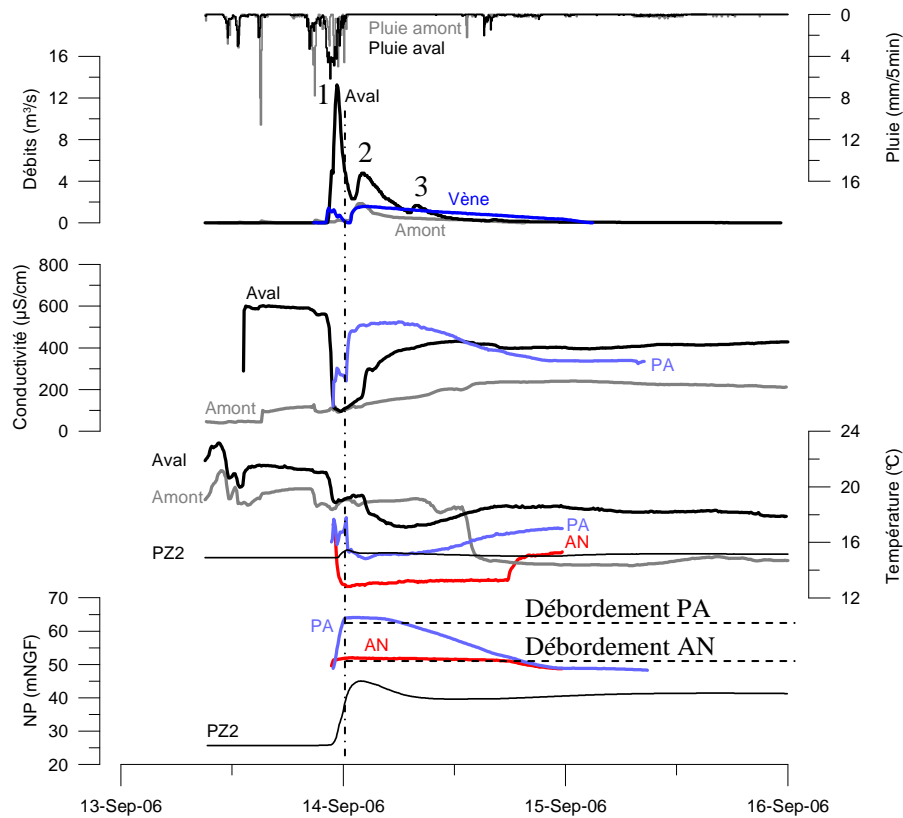


Fig. 37: Crue 7, septembre 2006

(i) *Analyse* :

Crue 3(a), Fig. 36 : On observe un remplissage brutal de l'aven PA jusqu'à atteindre cette fois la cote de débordement. Ce premier plateau (a) se maintient tant que la crue générée en amont est capable d'alimenter l'aven. La température se rapproche de 19 °C, ce qui correspond à la température mesurée manuellement le 6 septembre dans la rivière. L'hydrogramme à l'aval présente une nette rupture de pente (flèche) pour un débit proche de 10 m³/s.

Crue 7, Fig. 37 : En PA, l'évolution de la température indique une recharge par les eaux de surface puis une inversion des sens d'écoulement avec une température qui se stabilise au niveau de celle mesurée en PZ2. Les mêmes conclusions peuvent être données en analysant la conductivité. En aval de l'aquifère karstique, la température et la conductivité sont d'abord proches des mesures effectuées dans la rivière en amont, puis elles tendent vers les mesures effectuées en PA. D'autre part, AN présente un net refroidissement de l'eau qui ne peut s'expliquer par les mesures faites dans la rivière en amont du karst.

(ii) *Interprétation*

La capacité d'infiltration du karst a donc été dépassée selon :

- les deux processus d'alimentation conduisant à une infiltration rapide : la recharge allochtone depuis le bassin amont et l'infiltration rapide des précipitations à la surface du karst (Crue 3a).
- principalement l'infiltration rapide des eaux précipitées à la surface du karst (Crue 7)

Le tableau précédent (Tableau 7) montre effectivement que les cumuls et les intensités moyennes sur le bassin aval étaient très élevés (>140 mm, >24 mm/h).

Pour la crue 3a, l'évolution de la température en PA ne permet pas d'envisager une inversion du sens d'écoulement. Cependant, compte tenu de la forme de l'hydrogramme à l'aval il est nécessaire de faire intervenir un autre processus que le ruissellement direct. Cet écoulement intermédiaire (flèche) témoigne d'une inversion des écoulements dans les avens plus en aval.

Pour la crue 7, le fonctionnement en émergence des avens ne peut expliquer la première réponse brutale qui apparaît à l'aval (cf. trait discontinu, Fig. 37). Ce premier pic correspond donc à du ruissellement à la surface du bassin aval, phénomène déjà discuté au III.7. Les émergences karstiques expliquent cependant le déclenchement du second pic de crue à l'aval. Le troisième pic s'explique alors par le simple transfert de la crue depuis l'amont sans que le karst ne puisse absorber ces eaux.

Ces deux crues présentent un cas particulier de rivière infiltrante puis drainante ou le drainage serait lié non pas à une remontée du niveau piézométrique de l'aquifère karstique mais à l'apparition d'une zone saturée à un niveau plus élevé. Sous cette hypothèse, les eaux qui sont restituées par les avens témoignent du fonctionnement d'un aquifère perché de type épikarstique [Mangin, 1975]. Cet aquifère karstique superficiel serait à l'origine d'un court-circuit des réseaux hydrographiques par un réseau de drainage karstique superficiel [Bailly-Comte et al., 2008c], comme les sous-écoulements décrits au chapitre 1, ce qui revient à assimiler ces circulations karstiques en crue à des écoulements de subsurface [Guyot, 1985] où les écoulements souterrains s'organisent à une échelle locale (Fig. 1).

Ce sont donc des crues pour lesquelles la rivière est déconnectée de la zone saturée de l'aquifère karstique. Ces interprétations permettent d'expliquer les fortes vitesses de vidange dans l'aven PA estimées respectivement à 124 et 88 cm/h.

IV.4 Rivière connectée infiltrante

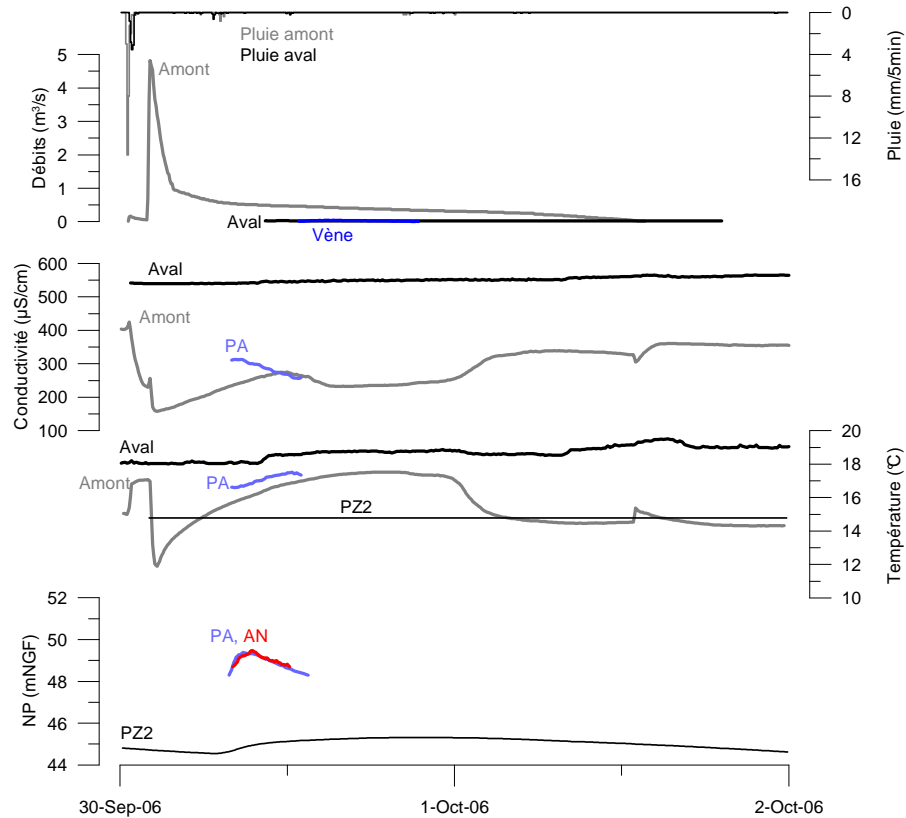


Fig. 38: Crue 9, septembre 2006

(i) Analyse:

Crue 9, Fig. 38 : On observe un remplissage rapide des avens PA et AN sans atteindre leur cote de débordement (64 et 52 mNGF respectivement). La dynamique de ces deux avens, distants d'1 km, est très proche. Les mesures physico-chimiques montrent une évolution de la qualité de l'eau en PA vers celle mesurée en amont du karst, sans aucun lien avec PZ2. Enfin, la vidange des avens s'effectue à une vitesse de l'ordre de 27 cm/h.

(ii) Interprétation :

Le réseau de drainage karstique n'est pas saturé et est capable d'absorber la totalité de la crue. Le niveau d'eau mesuré dans les avens représente la charge hydraulique qui règne dans les conduits karstiques et ce dès le début des enregistrements. On est donc dans un cas de simple fonctionnement en perte où la rivière alimente directement l'aquifère karstique.

IV.5 Rivière connectée infiltrante puis drainante

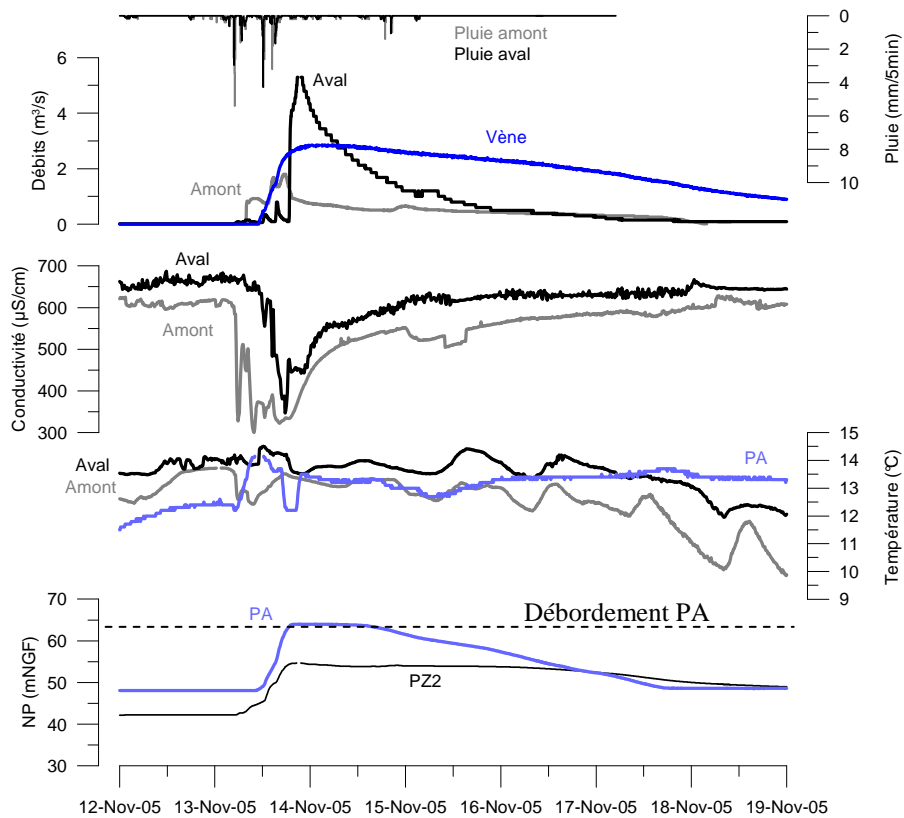


Fig. 39: Crue 4, novembre 2005

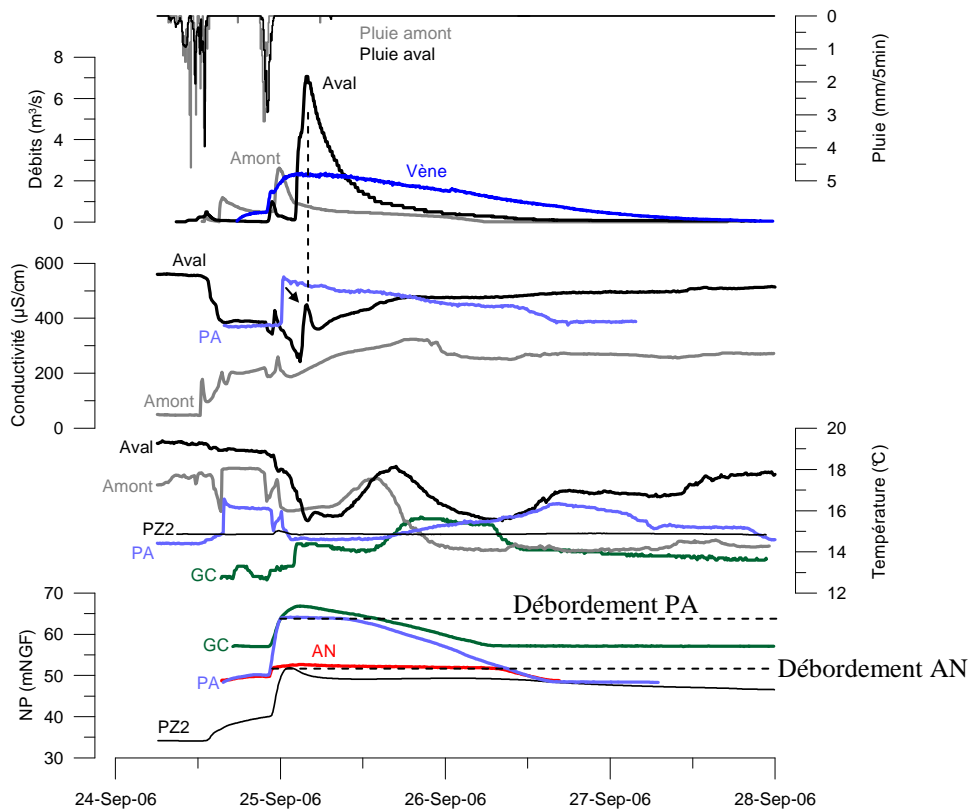


Fig. 40: Crue 8, septembre 2006

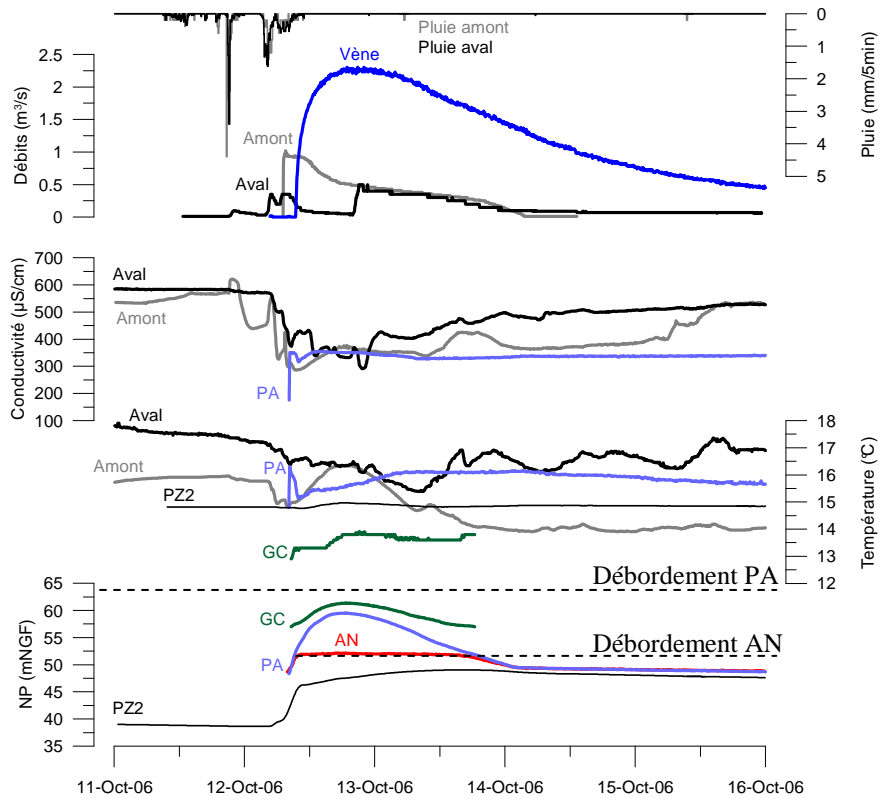


Fig. 41: Crue 10, octobre 2006

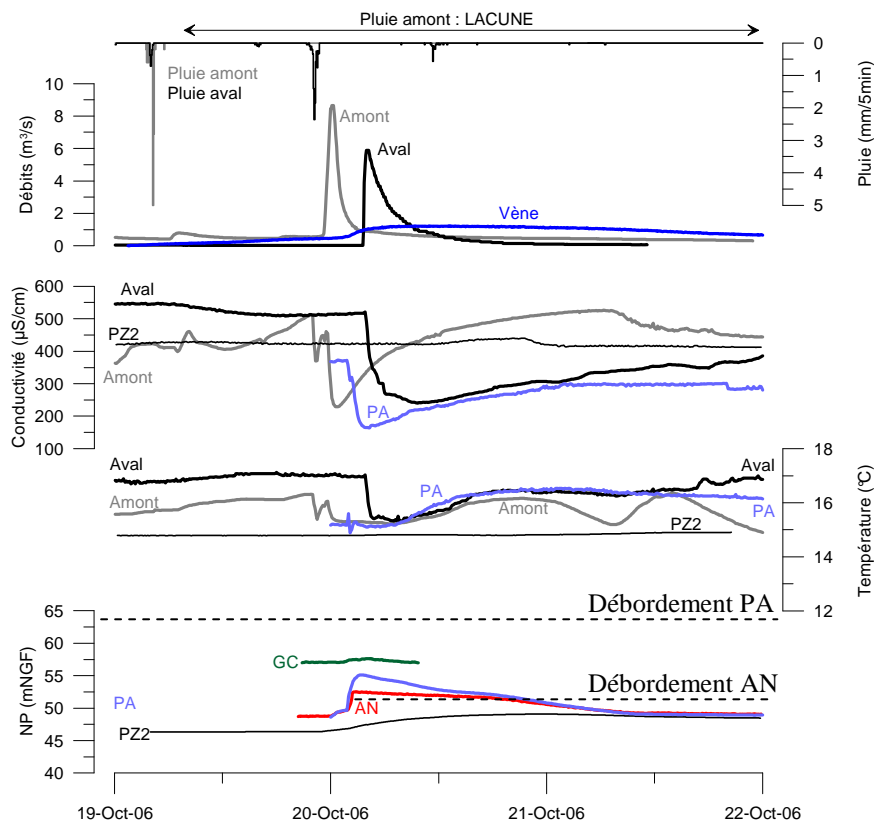


Fig. 42: Crue 11, octobre 2006

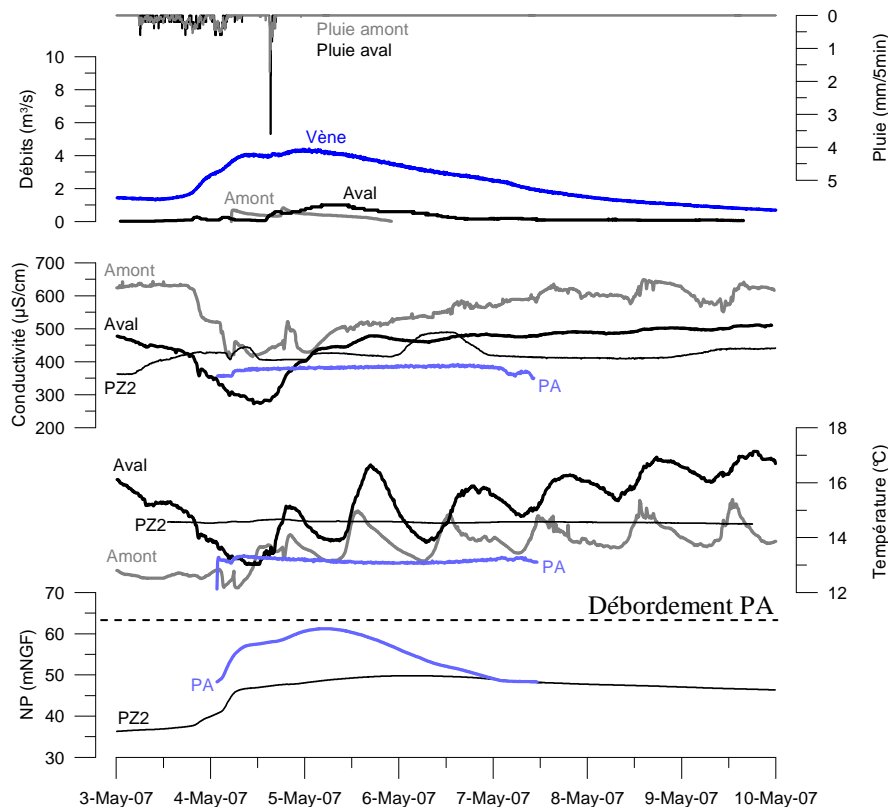


Fig. 43: Crue 12, mai 2007

(i) Analyse :

Les crues 3b, 4, 8, 10, 11 et 12 montrent une réponse hydrodynamique simultanée des avens et de PZ2 (Fig. 36b, Fig. 39 à Fig. 43). La piézométrie mesurée en PA et AN témoigne d'un comportement homogène tant que leur cote de débordement n'est pas atteinte. Lors des crues 10 et 12, les débits dans la rivière sont très faibles ce qui entraîne l'équilibrage des paramètres physico-chimiques avec l'atmosphère.

Cependant, la température et éventuellement la conductivité mesurée en PA lors des crues 3b, 8, et 10 caractérisent une eau proche de la rivière qui est ensuite influencée plus ou moins fortement par l'aquifère. L'influence de l'aquifère karstique sur les écoulements dans la rivière sont nettement visibles à l'aval pour la crue 8 où l'on observe un pic de conductivité (flèche, Fig. 40). Pour la crue 11, les évolutions des paramètres physico-chimiques de PA et de la rivière à l'aval au passage de la crue sont très proches. On constate néanmoins que la conductivité ne remonte pas aussi vite qu'à l'amont, ce qui peut être lié à un mélange avec les eaux du karst (PZ2) plus minéralisées. De plus, des observations sur le terrain ont montré qu'AN fonctionnait en émergence lors de cette crue.

La vidange de l'aven PA est de l'ordre de 19 cm/h mais cette valeur est légèrement sous estimée, elle est influencée par un dernier épisode pluvieux qui survient lors de la décrue. Les autres vitesses de vidange de l'aven PA sont variables, respectivement de 33, 20, 60, 36 et 37 cm/h pour les crues 3b, 4, 8 et 10 et 12.

(ii) *Interprétation :*

Ces crues se caractérisent par une contribution des eaux de l'aquifère karstiques aux écoulements de surface qui intervient après une recharge de l'aquifère par la rivière. La variabilité des vitesses de vidange de l'aven PA traduit le comportement majoritairement drainant (faibles vitesses) ou infiltrant (fortes vitesses) de la rivière vis-à-vis de l'aquifère lors du passage de l'onde de crue. Les réponses hydrodynamiques témoignent d'une bonne connexion hydraulique entre les avens et l'aquifère karstique (PZ2), ce qui se traduit par une vidange plus lente que dans un cas de rivière déconnectée de la zone saturée.

IV.6 Rivière connectée drainante

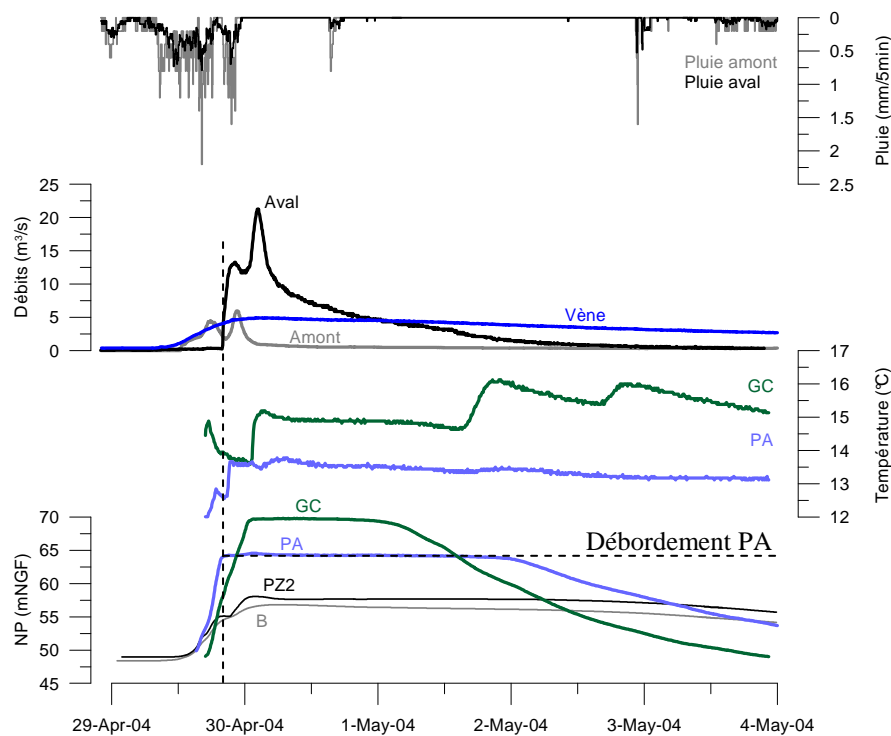


Fig. 44: Crue 1, avril 2004

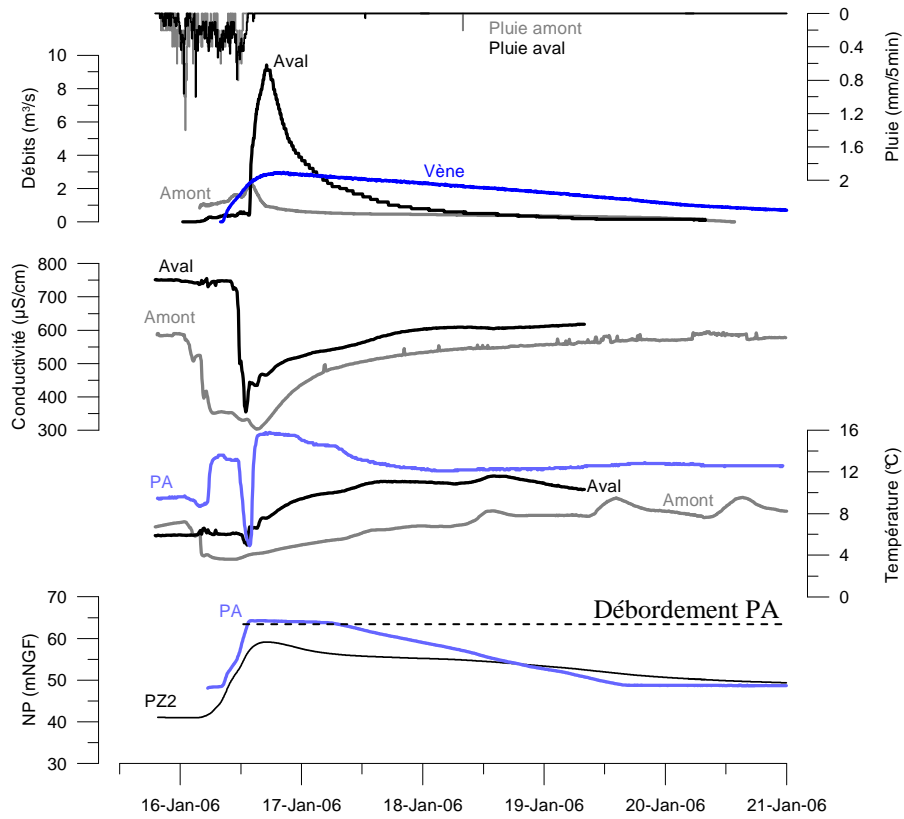


Fig. 45: Crue 5, janvier 2006

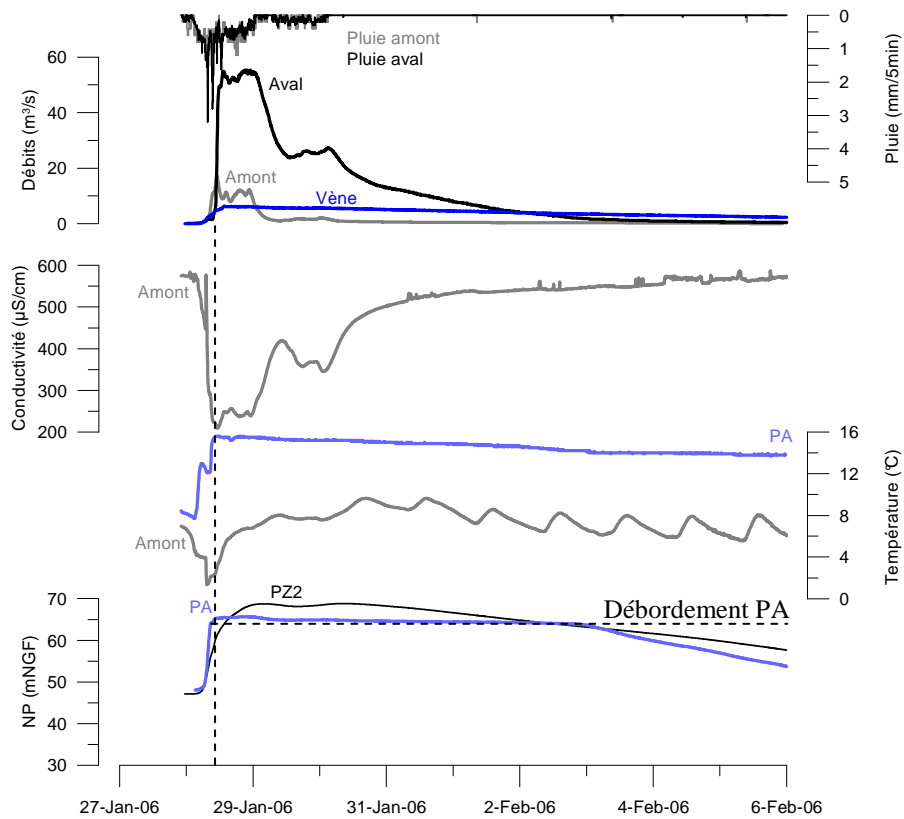


Fig. 46: Crue 6, janvier 2006

(i) Analyse :

Crue 5, Fig. 45 : Cette crue peut être considérée comme un exemple limite où l'alimentation de l'aven se fait d'abord par une mise en charge du karst. Cependant, le passage de l'onde de crue générée en amont provoque une forte variation de la température qui passe de 15°C à 6°C puis à nouveau à 15/16°C. L'arrivée d'eau souterraine qui suit la recharge allochtone provoque le débordement de l'aquifère. La vidange de l'aven PA s'effectue à la vitesse de 26 cm/h.

Crue 1 et 6, Fig. 44 et Fig. 46 : On observe pour ces deux crues dans l'aven PA une réponse de type plateau à la fois en terme de piézométrie (débordement) et en terme de température (température de l'eau de l'aquifère). Ces réponses commencent avant même que l'onde de crue dans la rivière atteigne le bassin aval et restent stables pendant plusieurs jours. Les vidanges observées en PA sont les plus faibles : 20 cm/h et 13 cm/h respectivement. D'autre part, la vidange de l'aquifère karstique au niveau de la source de *la Vène* se produit avec une plus longue période de tarissement.

(ii) Interprétation :

La crue 5, et surtout les crues 1 et 6 sont des exemples de participation importante de l'aquifère karstique aux écoulements de surface. Toutes les mesures hydrodynamiques et physico-chimiques témoignent de la mise en charge très rapide de l'aquifère qui précède et/ou amplifie à l'aval la réponse hydrologique du bassin amont.

Une modification du régime d'écoulement s'observe dans la rivière dès lors que PA ne déborde plus (Fig. 47). La mise en charge des réseaux karstiques superficiels n'influence plus le transfert de la crue en période de tarissement, mais son rôle sur les écoulements rapides (écoulements intermédiaires) est prépondérant [Bonacci et al., 2006] puisqu'il permet d'expliquer les débits observés à l'exutoire du bassin aval. Une contribution du karst de l'ordre de 10 à 15 % du volume écoulé à l'aval du karst a pu être mise en évidence durant la période où est représenté l'ajustement exponentiel (Fig. 47, zone hachurée) [Bailly-Comte et al., 2008c], mais cette approche ne permet pas de connaître la contribution sûrement plus importante lors du transfert du pic de crue.

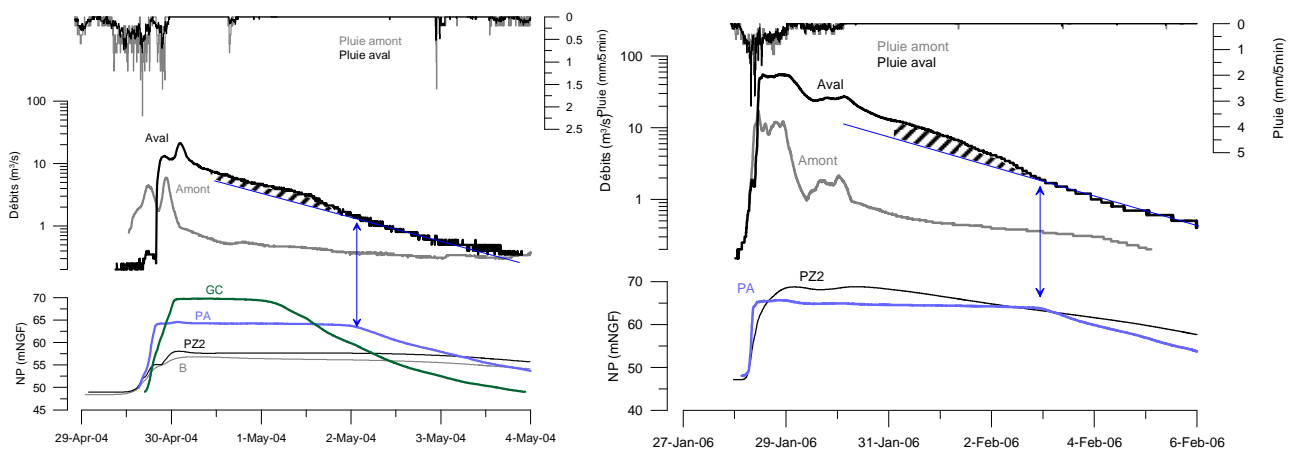


Fig. 47: Influence du débordement du karst sur la dynamique des écoulements de surface [Bailly-Comte et al., 2008c]

Enfin, une plus longue période de tarissement à *la Vène* traduit, en plus d'une vidange des conduits karstiques, un drainage d'un milieu plus capacitif, c'est-à-dire la matrice et/ou les Systèmes Annexes au Drainage (SAD) [Mangin, 1975].

V Synthèse des observations hydrodynamiques et physico-chimiques

Le Tableau 8 récapitule les résultats obtenus concernant l'influence du bassin aval sur la genèse ou le transfert d'une crue en surface. Plusieurs conclusions spécifiques au *Coulazou* ou extrapolables à d'autres sites peuvent être tirées de ces analyses.

V.1.a Fonctionnement du karst vis-à-vis du *Coulazou*

Dans le cas du *Coulazou*, les observations réalisées à l'échelle événementielle peuvent se résumer ainsi :

- (i) Le karst fonctionnera en perte si les précipitations sur le karst sont faibles (<20 mm) quel que soit le niveau piézométrique initial ou si les précipitations sur le karst sont modérées (<60 mm) et que le niveau piézométrique initial est bas ($H_{ini} < 75\%$ de la piézométrie théorique maximale).
- (ii) Le karst aura un comportement mixte si la recharge allochtone est importante et que l'intensité des précipitations sur le bassin aval est élevée, favorisant ainsi l'engorgement des réseaux de drainage karstique superficiels et l'activation de résurgence. Ce processus n'est lié ni à l'antécédence des précipitations, ni à la piézométrie initiale. Un fort débit de pointe observé à l'exutoire du karst doit être relativisé : il serait bien supérieur si le bassin aval n'avait pas été karstique (cas de la crue 3).
- (iii) Le karst fonctionnera en exsurgence (avec un éventuel apport d'eau souterraine d'origine extérieure au bassin hydrologique) si la recharge de l'aquifère est favorisée (précipitations importantes de faibles intensités) et que le niveau piézométrique initial est élevé ($H_{ini} > 90\%$). Ces conditions peuvent s'observer au printemps et en hiver mais n'ont jamais été observées en automne. Il n'y a que dans ce cas qu'une augmentation du débit de pointe serait imputable au karst.

Les indicateurs pluviométriques et piézométriques présentés dans le Tableau 7 ne permettent pas de décrire et d'anticiper simplement les résultats de ce classement. Ce n'est qu'une combinaison de plusieurs indices qui permet au cas par cas d'expliquer a posteriori la réponse du bassin karstique. Cette difficulté est liée à la multiplicité et la complexité des processus qui peuvent intervenir à la surface d'un karst. On remarque cependant qu'une importante contribution des eaux karstiques au ruissellement de surface n'intervient que pour des indices piézométriques H_{ini} supérieurs à 80%. La

réponse du karst est dans ce cas aussi rapide qu'un processus de ruissellement de surface, ce qui se traduit par une augmentation du débit spécifique maximum en aval de l'aquifère karstique.

V.1.b Dynamique des échanges karst/rivière

Tous les types d'interactions possibles entre une rivière et un aquifère sont donc envisagés, et il est nécessaire dans certains cas de faire intervenir un aquifère perché intermédiaire entre la rivière et la zone noyée de l'aquifère karstique. Dans ce cas, un phénomène de court circuit des écoulements de surface par un réseau karstique superficiel a pu être mis en évidence.

Ces échanges sont donc très rapides, ce qui permet d'observer des inversions du sens d'écoulement dès le début de la crue. Ainsi, la contribution des eaux karstiques peut intervenir à tout niveau afin d'expliquer une partie ou la totalité de l'hydrogramme de crue à l'exutoire, à savoir les écoulements rapides, intermédiaires et les écoulement de base. En situation initiale de hautes eaux, la genèse des crues dans le karst est favorisée par la réponse rapide du karst qui se superpose à la réponse par ruissellement direct du bassin versant

V.1.c Classification des échanges karst/rivière

Les termes de classification généralement utilisés pour décrire les interactions entre une rivière et le milieu aquifère peuvent donc être appliqués à un aquifère karstique pour caractériser le cas d'une rivière infiltrante ou drainante, déconnectée ou non. Les fortes variations temporelles de la piézométrie de l'aquifère karstique d'*Aumelas-Thau* au voisinage de la rivière du *Coulazou* permettent d'envisager l'ensemble de ces cas sur un même tronçon de rivière et pour un même épisode de crue. Les résultats de cette classification sont extrêmement variables dans le temps (en un même point de la rivière) et dans l'espace (pour une même crue). Les interactions karst/rivière apparaissent donc très complexes sur le site étudié, mais permettent ainsi d'analyser sur un même site des situations variées transposables à d'autres sites.

On constate cependant que le cas d'une rivière drainante déconnectée a pu être décrit en supposant qu'il se crée une zone saturée au niveau de l'épikarst et que celle-ci peut contribuer plus en aval aux écoulements de surface. La zone épikarstique apparaît donc comme un milieu potentiellement aquifère où les eaux de surface et les eaux provenant de l'aquifère karstiques se mélangent, ce qui lui confère une fonction essentielle lors des échanges entre la rivière et la zone saturée de l'aquifère karstique. En remarquant que le milieu épikarstique renferme une faune aquatique cavernicole particulière [Klimchouk, 2004], on s'aperçoit que le complexe rivière/épikarst présente quelques similitudes avec le complexe rivière/zone hyporhéique décrit précédemment (Fig. 3). La répartition spatiale de ces complexes n'est cependant pas comparable puisque la zone hyporhéique ne fait que quelques cm d'épaisseurs selon Sophocleus [2002], tandis qu'un épikarst développé atteint 10 à 15 m d'épaisseur selon Klimchouk [2004] et se développe sur toute la surface d'affleurement de l'aquifère karstique.

V.1.d Rôle écrêteur ou amplificateur de crue du karst

Les interactions karst/rivière permettent d'expliquer des phénomènes d'amplification ou d'atténuation à la fois du volume et du pic de la crue. Dans le cas d'une crue survenant en automne, le bassin karstique aura un rôle bénéfique vis-à-vis de l'aléa inondation en écrêtant considérablement la crue. Néanmoins, le volume et l'intensité des précipitations peuvent dans certains cas exceptionnels entraîner l'engorgement des réseaux karstiques superficiels, ce qui limite cet effet bénéfique. On peut cependant se demander quelle aurait été la réponse hydrologique des cours d'eau Méditerranéen fortement influencés par un karst suite aux épisodes pluvieux de septembre 2002, 2003 ou encore de 2005 dans la région de Montpellier (*Lez* et *Mosson* principalement) ou dans les bassins versants du *Vidourle*, du *Gard* ou de la *Cèze* si l'on supprime cet effet. Les rapports de retour d'expérience du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable décrivent l'influence « *des écoulements karstiques, mal connus en dehors des étiages, qui ont "réveillé", en septembre 2002, des karsts historiques et des résurgences oubliées.[...] Les débits soutenus [...]peuvent faire penser à une influence de karsts. [...]Les ruissellements ont provoqué l'apparition de phénomènes karstiques inattendus et souvent dommageables* » [SIGE, 2003]. « *De manière générale, le karst a pour conséquence d'accentuer des effets aggravants de l'inondation (fourniture des sources, allongement des durées de crue).* ». L'« *importance des destructions par des remontées de nappe (Vidourle 2002).* », est ensuite précisé, tout en rappelant que « *beaucoup d'incertitudes persistent néanmoins dans le cas des phénomènes de crue extrême (cf. activité épisodique de chenaux souterrains).* » [GAES, 2003].

Les observations réalisées sur le bassin expérimental du *Coulazou* permettent de nuancer ces propos en faisant intervenir le rôle bénéfique du stockage dans le karst vis-à-vis des crues automnales, avant une éventuelle saturation du karst superficiel et la participation à la crue en surface.

A l'inverse, en période de plus hautes eaux, l'influence du bassin karstique peut devenir catastrophique pour les communes situées à l'aval d'un bassin à forte composante karstique, le cas de l'inondation de la commune de *Lattes* par le *Lez* en décembre 2002 en est un triste témoignage. Un autre exemple est donné par la participation estimée à plus de 15 % de la source karstique de *Fontbaune* aux écoulements du *Vidourle* pour ce même épisode pluvieux, d'après J. Grévellec du Conseil Général de l'Hérault [GAES, 2003].

N°	Influence globale du bassin aval		Résultats des analyses hydrodynamiques et physico-chimiques			
	Sur le transfert de l'hydrogramme (analyse Cr et Cr _{karst})	Sur le transfert du débit de pointe (analyse Qs)	Rivière connectée à la zone saturée	Comportement de la rivière	Fonctionnement d'un karst superficiel	Origine principale des apports sur le bassin aval
1	Contribution	Amplification	Oui	Drainante	Oui	Aquifère karstique
2	Perte	Atténuation	Non	Infiltrante	Non	Aucun apport
3	Perte/Contribution	Atténuation	Non (a) Oui (b)	Infiltrante (a) Drainante (b)	Oui	Karst superficiel (a) Aquifère karstique (b)
4	Perte/Contribution	Amplification	Oui	Infiltrante/drainante	Oui	Aquifère karstique
5	Perte/Contribution	Amplification	Oui	Drainante	Oui	Aquifère karstique
6	Contribution	Amplification	Oui	Drainante	Oui	Aquifère karstique
7	Perte/Contribution	Amplification	Non	Infiltrante/drainante	Oui	Ruissellement Karst superficiel
8	Perte/Contribution	Pas d'influence	Oui	Infiltrante/drainante	Oui	Aquifère karstique
9	Perte	Atténuation	Oui	Infiltrante	Non	Aucun apport
10	Perte	Atténuation	Oui	Infiltrante/drainante	Oui	Aquifère karstique
11	Nd.	Pas d'influence	Oui	Infiltrante/drainante	Oui	Aquifère karstique
12	Perte/Contribution	Pas d'influence	Oui	Infiltrante/drainante	Oui	Aquifère karstique

Tableau 8: Synthèse des observations caractérisant l'influence du bassin aval sur le transfert de la crue.

Chapitre 4 : Analyse descriptive des interactions karst/rivière à une échelle intermédiaire

I Introduction

Le chapitre précédent a permis de mieux comprendre la dynamique des échanges entre le karst et la rivière lors d'une crue en surface et/ou d'une forte mise en charge dans le milieu souterrain. Cette analyse s'était restreinte à l'échelle des systèmes d'écoulements locaux [Tóth, 1963], ce qui excluait l'influence des interactions karst/rivières sur le fonctionnement plus général de l'aquifère, et en particulier sur le fonctionnement des exutoires situés à l'extérieur du bassin versant. L'analyse de la réponse de l'aquifère va maintenant permettre :

- (i) de mieux caractériser le fonctionnement et la structure de l'aquifère karstique au voisinage de la rivière par une estimation de paramètres hydrodynamiques,
- (ii) de mieux comprendre le fonctionnement d'un exutoire karstique en relation avec un écoulement de surface.

II Utilisation des interactions karst/rivière pour estimer des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère

II.1 **Etude préliminaire des relations hydrodynamiques entre PA et PZ2**

II.1.a Analyse de la distribution piézométrique

L'étude hydrodynamique précédente a permis de montrer que la piézométrie journalière relevée en PZ2 suivait une loi lognormale (Fig. 34). Un niveau de stabilisation a cependant été mentionné. Il s'agit maintenant d'effectuer le même calcul avec une résolution plus fine (10 cm) et une période de calcul la plus grande possible afin d'utiliser le maximum de crues et de mieux décrire cette distribution en hautes eaux, sans forcément considérer des cycles hydrologiques complets.

La période utilisée comprend ainsi tous les enregistrements entre avril 2004 et janvier 2008. L'échantillon analysé ne contient que les valeurs supérieures à 30 mNGF pour ne pas être influencé par les essais de pompages réalisés en étiage (cercles sur la Fig. 34) et centrer l'analyse sur les plus hautes eaux. Des compléments d'information sur l'utilisation de lois de probabilité pour décrire la structure des chroniques hydrologiques pourront être trouvés dans la thèse de Mangin [1975].

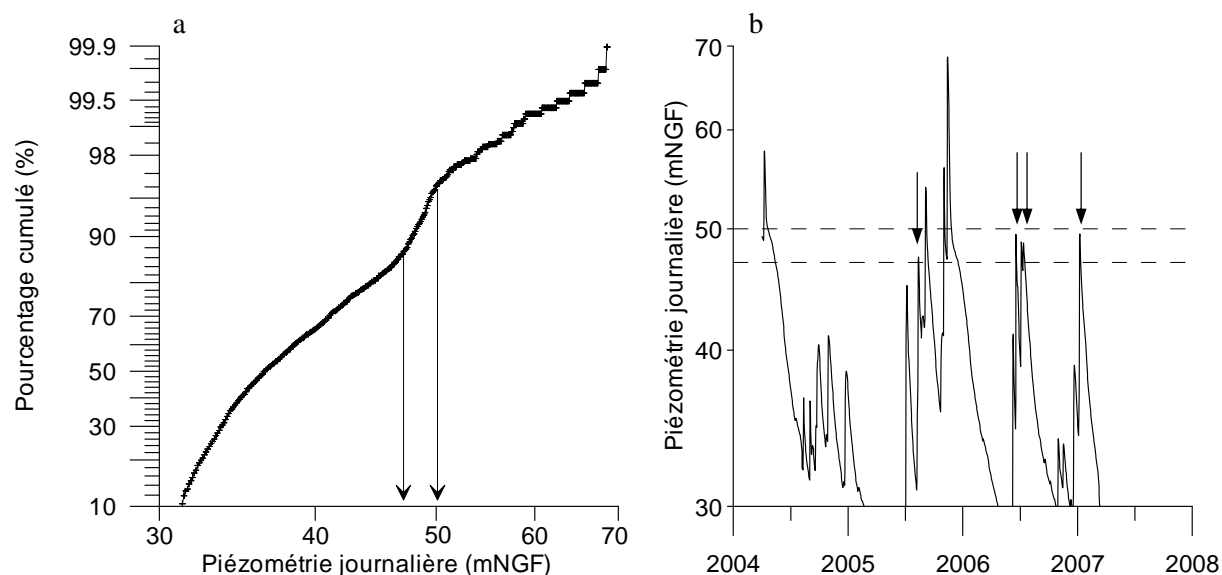


Fig. 48: Pourcentages cumulés de la piézométrie classée (a) et chronique piézométrique correspondante (b), pas journalier, classes de 10cm. Une distribution lognormale doit se traduire par une droite sur le graphique de gauche (a).

On s'aperçoit que les fréquences associées aux classes comprises entre 47 et 50 mNGF ne suivent pas la même loi de répartition: cela se traduit sur la Fig. 48b par un niveau de stabilisation. Pour une charge hydraulique supérieure à 47 mNGF, la distribution de la piézométrie retrouve un caractère homogène (Fig. 48a) et caractérise le fonctionnement en hautes eaux de l'aquifère karstique.

La Fig. 48b indique que de nombreuses crues semblent atteindre le niveau 47/50 mNGF sans parvenir à le dépasser (flèches, Fig. 48b), tandis que les crues les plus importantes qui le dépassent largement présentent lors de la décrue une période de stabilisation à ce niveau. Le niveau aquifère compris entre les cotes 47 mNGF et 50 mNGF agirait comme un système d'évacuation des eaux : ainsi, lors de la mise en charge de l'aquifère ce niveau drainant limitera le niveau piézométrique, mais si la mise en charge est suffisante, une saturation de ce niveau drainant permet d'atteindre des niveaux piézométriques plus importants. Lorsque la décrue s'amorce, le niveau drainant permettra de vidanger l'aquifère d'autant plus rapidement que la différence de charge entre les volumes peu perméables et ce niveau drainant sera élevée. On atteint donc une cote piézométrique qui tend à s'équilibrer avec l'altitude du niveau drainant, soit 47 mNGF environs. Tout se passe comme si le piézomètre PZ2 était connecté à un réseau de drainage karstique se développant à une altitude de 47 à 50 mNGF et agissant comme une limite de potentiel.

II.1.b Recherche d'un réseau de drainage karstique développé entre 47 et 50 mNGF

Un essai de diagraphie conductivité/température a été réalisé en PZ2 pour mettre en évidence une éventuelle intersection avec un ou plusieurs drains karstiques, mais le niveau statique était trop bas pour décrire la zone 47/50 mNGF (le niveau d'eau lors de la diagraphie était à 45.08 mNGF). On retrouve cependant une anomalie vers 28 mNGF qui ne correspond pas aux observations faites lors de la foration et qui traduit sans doute une intersection avec un drain karstique (cf. Annexe 1). Les commentaires précis du foreur ne concernent que la zone plus profonde de l'aquifère karstique, il faudrait donc réaliser une diagraphie en hautes eaux pour vérifier qu'il existe un réseau karstique superficiel qui influence la piézométrie mesurée en PZ2.

Les exutoires de trop plein les plus proches qui peuvent éventuellement influencer le comportement hydrodynamique de l'aquifère en PZ2 sont les émergences karstiques dans le lit du *Coulazou* et la source de *la Vène* (Fig. 32). La figure suivante présente le report en surface du tracé du réseau spéléologique connu en PA ainsi que différentes informations géomorphologiques au voisinage de PA et PZ2.

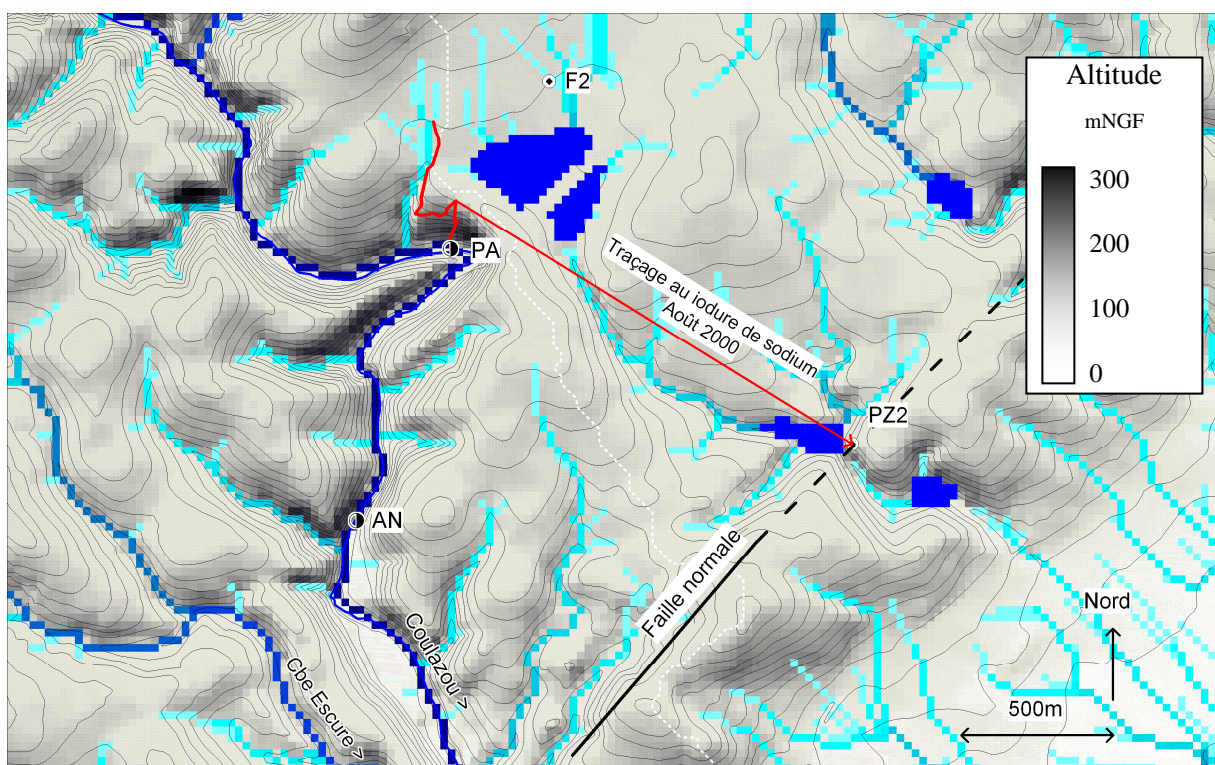


Fig. 49: Organisation des réseaux karstiques (rouge) et superficiels (bleus) au voisinage du piézomètre PZ2 - Les éléments bleus correspondent au tracé de l'accumulation des écoulements de surface à partir d'un MNT d'équidistance 25m issu du traitement des iso-valeurs d'altitude de la bdtopo IGN (5m, tracé noir). Les surfaces bleues représentent des dépressions assimilées à des dolines, le tracé rouge correspond au report en surface du réseau spéléologique réalisé lors d'une pompe en 1998, données du Spéléoclub de Courmonterral.

Le forage F2 (Fig. 49) avait été équipé d'un capteur de pression lors du suivi de la crue n°1 avant d'être détruit. La réponse hydrodynamique était parfaitement identique à celle observée en PA [Roesch, 2004]. D'autre part, le report du réseau spéléologique exploré montre un développement vers le Nord-Est le long d'un talweg, plus ou moins en direction de ce forage F2. On remarque à ce niveau l'existence de dolines alignées le long du talweg qui forme le vallon de *Sainte-Cécile* où se trouve le piézomètre PZ2. L'orientation de ce talweg et la position des dolines en surface pourraient être liées à l'existence d'un réseau de drainage karstique dont PA constitue aujourd'hui l'un des exutoires de trop plein principal. Un argument supplémentaire est apporté par l'essai de traçage au sel réalisé le 23 août 2000 [SAA, 2001]. L'injection de 5 tonnes (!) de chlorure de sodium dilué sur place a permis d'observer une réponse sur la chronique de conductivité mesurée en PZ2, cette réponse peut être attribuée au passage du sel. La géologie n'apporte pas d'éléments supplémentaires, au contraire, PZ2 serait situé sur le flanc d'un synclinal limité au Sud par le tracé de la faille normale (Fig. 49), ce qui impose au réseau karstique de traverser les marnes de l'Argovien-Oxfordien (cf. III.1.b). Cette formation est cependant relativement peu épaisse (50 à 100 m) et présente localement des faciès marno-calcaires karstifiés puisqu'elle affleure dans le lit du *Coulazou* où il apparaît des cavités karstiques (cf. III.1.c). De plus, son report en surface n'est pas connu au niveau de la doline (Fig. 49) ; des niveaux plus karstifiables ont pu être mis en contact à la faveur de décrochements fréquents dans ce secteur.

Enfin, d'après le relevé réalisé par le SpéléoClub de Cournonterral (R. Bourrier) l'altitude à laquelle se développe le réseau karstique de PA évolue entre 45 à 50 mNGF. Cette altitude correspond également à celle du *Coulazou* lorsqu'il quitte les calcaires jurassiques et atteint le bassin de *Montbazin-Gigean*, soit la limite de captivité de l'aquifère karstique (Fig. 32). Au sud, la limite d'affleurement de l'aquifère explique aussi la position des sources de débordement comme *la Vène* et l'émergence des *Oulettes* situé plus à l'Ouest sur cette même bordure (Fig. 13). Un réseau karstique supérieur qui draine l'aquifère en hautes eaux se serait donc mis en place d'une manière générale sur le *Causse d'Aumelas* lorsque le bassin de *Montbazin-Gigean* constituait le niveau de base des écoulements souterrains (cf. Chapitre 2 : III).

- Synthèse

Toutes ces remarques permettent d'envisager en situation de hautes eaux une connexion directe entre les avens qui s'ouvrent dans le lit du *Coulazou* et PZ2. Cette connexion serait assurée par un réseau de drainage karstique supérieur qui se développe à une altitude comprise entre 45 et 50 mNGF. L'analyse de la piézométrie classée permet de mettre en évidence une hétérogénéité verticale du comportement hydrogéologique de l'aquifère traduisant l'existence de ce réseau de drainage. Par rapport aux volumes moins perméables de l'aquifère, ce réseau agit en hautes eaux comme une condition limite de potentiel, ce potentiel étant égal localement à la cote de débordement de chaque aven.

II.2 Estimation de la diffusivité

II.2.a Hypothèses et sélection des épisodes

Plusieurs méthodes conduisant à l'estimation de la diffusivité d'un aquifère en interaction avec une rivière ont été exposées au Chapitre 1 : III.2. Seule la méthode de Pinder [1969] (résolution discrète 1D de l'équation de diffusivité, cf. p21) a été testée car elle ne nécessite pas d'estimer la durée de la crue qui serait ensuite assimilée à la période de la fluctuation [Ferris, 1952; Ferris, 1963]. Il est en effet difficile d'estimer cette durée à partir de la charge hydraulique mesurée en PA puisque le capteur ne peut pas être situé au point le plus bas du réseau karstique.

Les épisodes de crue qui représentent un cas de rivière perchée sont naturellement exclus de cette analyse. D'autre part, l'hypothèse selon laquelle la composante verticale des écoulements serait négligeable n'est généralement pas applicable aux milieux karstiques [Mangin, 1974a]. En effet, si le niveau d'eau dans l'aven augmente très rapidement suite à une arrivée d'eau de la rivière, la vidange du réseau karstique se fera en partie par l'intermédiaire de la matrice fissurée de manière sub-verticale, ce qui peut expliquer que l'on observe simultanément pour de nombreux épisodes une vidange en PA et une recharge en PZ2. Cependant, si le niveau d'eau mesuré dans l'aven PA correspond avant la crue au niveau d'eau mesuré dans l'aquifère en PZ2, alors le milieu qui sépare l'aven du piézomètre peut être considéré comme entièrement saturé. Dans ce cas, la composante verticale des vitesses lors de la vidange de l'aven sera plus faible. Ces remarques ne permettent de sélectionner que les trois crues considérées comme connectées-drainantes, soit les crues 1, 5 et 6 (Tableau 8 et Fig. 44 à Fig. 46).

II.2.b Méthode et ajustement

L'évolution du niveau piézométrique en PZ2 est reconstituée à l'aide de Eq. 5 décrite dans le chapitre 1 (méthode de Pinder et al., [1969]). Cette reconstitution utilise l'évolution du niveau d'eau dans l'aven PA (H_{PA}) au pas de temps de 10 min ; elle n'est donc possible que pour un niveau d'eau dans la cavité PA compris entre la cote de l'enregistreur de pression (48 à 49 mNGF selon la crue étudié) et la cote de débordement (64 mNGF) de l'aven.

Un premier ajustement est réalisé pour la partie croissante des limnigrammes tant que $48 < H_{PA} < 64$. La cote initiale mesurée en PZ2 est utilisée pour initialiser le modèle, la diffusivité est le seul paramètre à caler. Un second ajustement est réalisé lors de la vidange de l'aven durant laquelle la charge hydraulique initiale et la diffusivité sont ajustées. Les ajustements sont réalisés sous Excel par la méthode des moindres carrés. La chronique de température enregistrée en PA est également présentée sur le même graphique afin de visualiser la forme de l'impulsion qui se propage dans le réseau karstique.

II.2.c Résultats

Les figures suivantes présentent les résultats obtenus pour les trois crues :

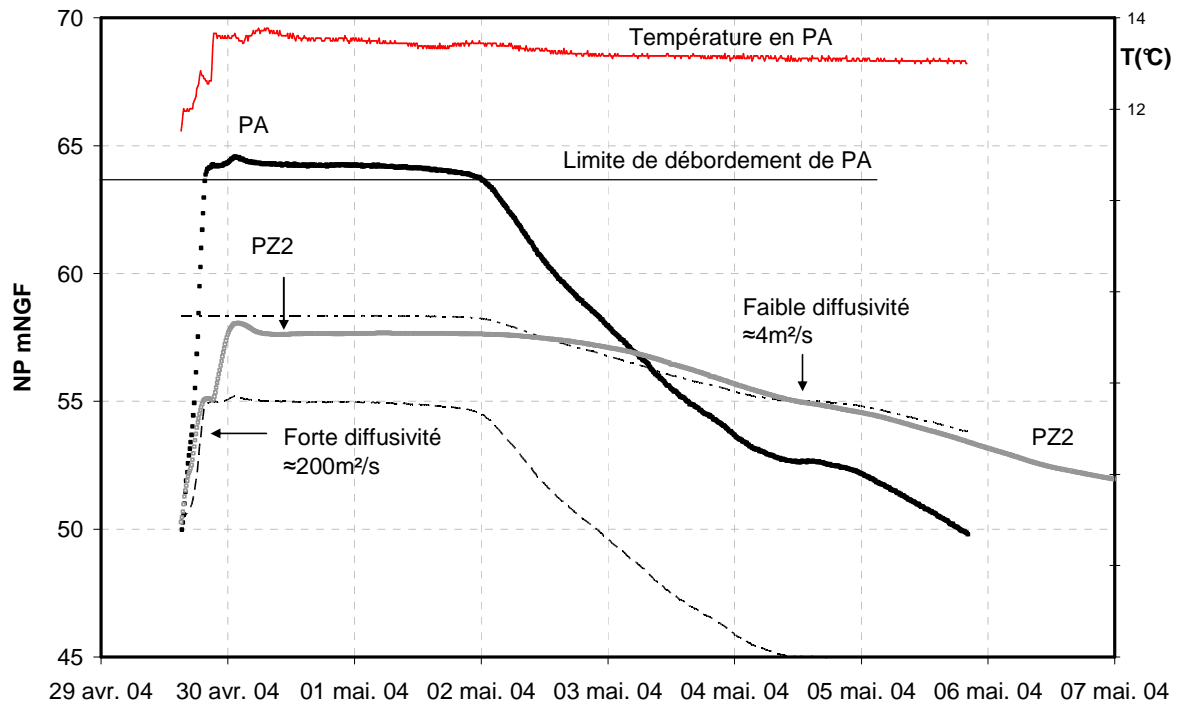


Fig. 50: Crue 1 - Estimation de la diffusivité du réseau de drainage karstique par la méthode de Pinder et al., [1969]

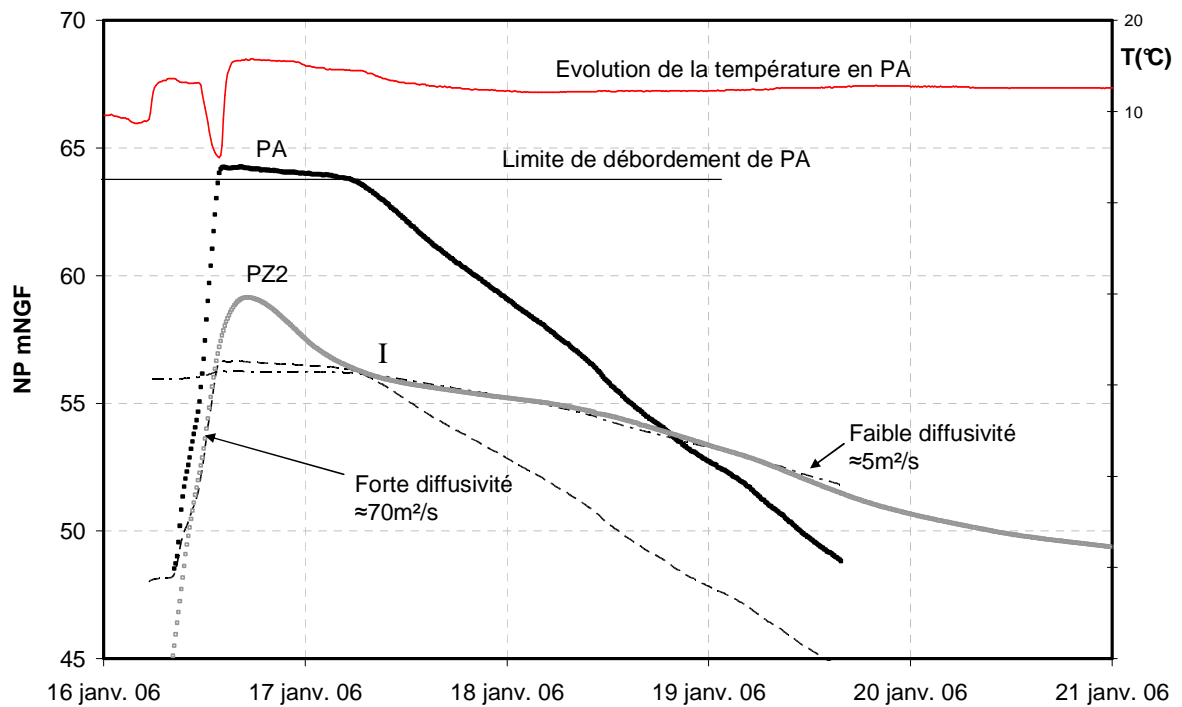


Fig. 51: Crue 5 - Estimation de la diffusivité du réseau de drainage karstique par la méthode de Pinder et al., [1969]

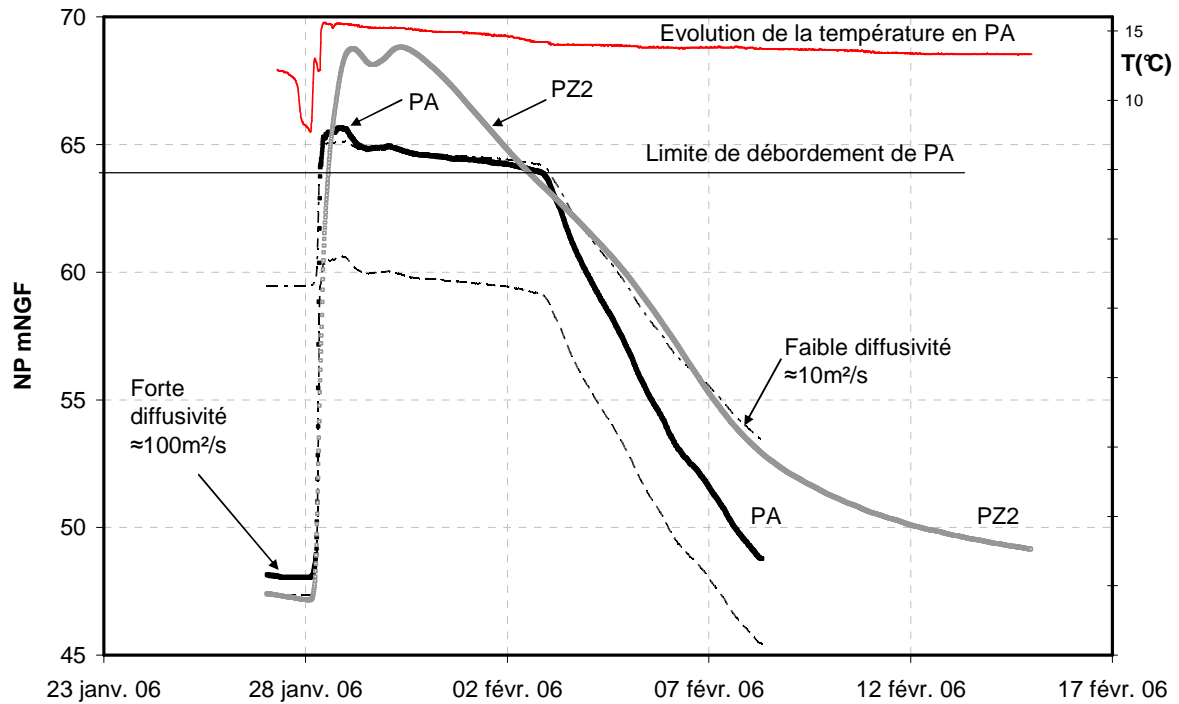


Fig. 52: Crue 6 - Estimation de la diffusivité du réseau de drainage karstique par la méthode de Pinder et al., [1969]

II.2.d Interprétation et discussion

La reconstitution des évolutions piézométriques est relativement bonne, tant à la crue qu'à la décrue. Cependant, on s'aperçoit qu'il est impossible d'obtenir un résultat satisfaisant en prenant une valeur de diffusivité commune aux deux processus ; il est nécessaire de faire intervenir deux valeurs d'un ordre de grandeur différent: proche de $100 \text{ m}^2/\text{s}$ lors de la mise en charge, puis de l'ordre de $5 \text{ m}^2/\text{s}$ lors de la vidange. Cette modélisation fait donc intervenir deux milieux hydrodynamiquement différents pour expliquer les transferts de pression.

De manière générale, un système karstique peut être considéré comme un milieu où coexiste 3 systèmes de vides: drains, fissures et/ou matrice. L'influence de la matrice est souvent négligée, on parle le plus souvent de milieu à double porosité et double perméabilité en distinguant le réseau de drainage karstique (ou conduits karstiques) des volumes peu perméables qui les entourent, ce qui implique que ces deux milieux n'ont pas les mêmes propriétés hydrodynamiques. En régime transitoire, la transmission des variations de pression est beaucoup plus rapide dans le réseau de drainage, ce qui amène à considérer plusieurs pressions spécifiques à chaque milieu [de Marsily, 2004]. Lors de la mise en charge de l'aquifère karstique le transfert de pression sera contrôlé par la forte diffusivité des réseaux karstiques où il règne une pression supérieure à la pression hydrostatique de la matrice fissurée. Cette différence entraîne une recharge de la matrice fissurée jusqu'à ce qu'une

situation d'équilibre soit atteinte. Le phénomène s'inverse lors de la décrue : le transfert de pression traduira cette fois la plus faible diffusivité de la matrice.

L'inversion du sens d'écoulement entre des volumes de roches peu perméables et les conduits karstiques a déjà fait l'objet d'études expérimentales [Drogue, 1969; Jeannin, 1996], où il a été montré que les réseaux karstiques drainaient les volumes de plus faibles perméabilités lors du tarissement. Les résultats présentés ici viennent compléter ces observations : il ne s'agit pas du drainage par un réseau karstique lors du tarissement puisque le réseau karstique étudié ne fonctionne qu'en hautes eaux. Cependant, on observe bien une dualité de fonctionnement de l'aquifère karstique qui traduit l'existence de deux milieux de paramètres hydrodynamiques différents. Une inversion de gradient entre les deux milieux doit donc se produire selon les mécanismes décrits par Jeannin [1996], mais ils interviennent sur un réseau karstique superficiel pendant la période de hautes eaux (crue/décru). Ce comportement est lié aux fortes variations piézométriques qui peuvent dépasser 30 m en quelques heures et réactiver des réseaux karstiques temporaires.

En régime transitoire, c'est donc la fonction transmissive de l'aquifère karstique qui contrôle le transfert de pression lors de la mise en charge, laissant place peu à peu à un contrôle de l'écoulement par les volumes peu perméables plus capacitifs (Fig. 53). Cette transition serait suffisamment rapide dans le cas de l'aquifère étudié pour que l'on puisse caractériser les deux milieux indépendamment.

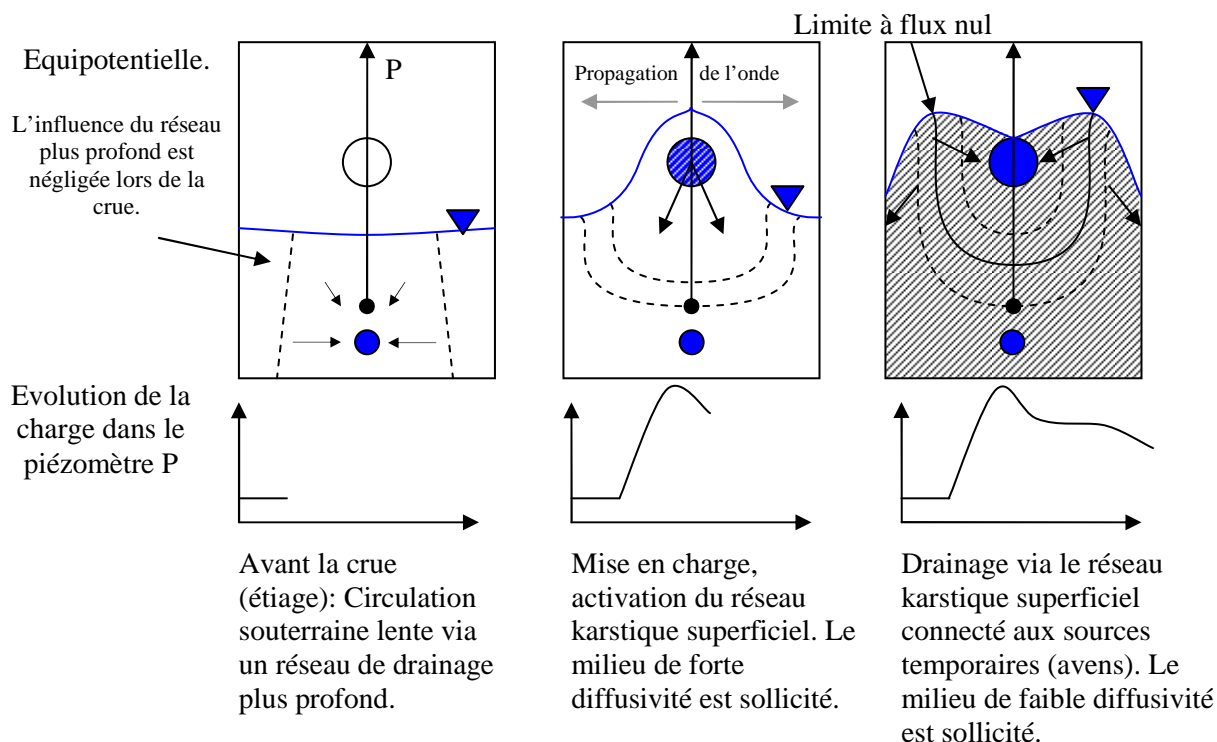


Fig. 53: Représentation schématique de l'évolution de la piézométrie d'un aquifère karstique sous l'hypothèse d'un milieu à double porosité - Les flèches courtes symbolisent les sens d'écoulement, le milieu hachuré correspond au milieu sollicité par le transfert de pression.

L'exemple de la crue 5 (Fig. 51) correspond assez bien à une évolution très schématique des charges hydrauliques (Fig. 53). Cette crue est en effet plus simple et plus facilement interprétable puisqu'elle résulte d'une évolution de pression de type impulsion nettement visible sur l'évolution de la température en PA. Les deux autres cas traités sont plus complexes avec une évolution des pressions plurimodale liée à la forme du hyétogramme (Fig. 44 et Fig. 46). Pour la crue 5 (Fig. 51), l'évolution de la pression en PA permet de bien expliquer la mise en charge et la décrue. On observe ensuite une inflexion (point I, Fig. 51) qui peut s'interpréter comme le point d'équilibre de pression des deux milieux. En effet, les évolutions des pressions calculées pour les deux milieux se croisent également en ce point. Si l'on devait calculer un gradient hydraulique entre le point PA et le point PZ2, il faudrait, sous l'hypothèse d'un modèle représentatif de la réalité, comparer la charge hydraulique du conduit karstique (PA) à celle correspondant au milieu de forte diffusivité. La charge dans le conduit PA serait donc toujours suffisante pour qu'il y ait un écoulement vers PZ2, ce qui n'apparaît pas à la simple lecture des évolutions piézométriques. En régime transitoire, la simple comparaison des charges hydrauliques représentatives d'un milieu fortement hétérogène ne permet donc pas de déduire les sens d'écoulement.

Le processus d'inversion du sens d'écoulement est finalement analogue au processus de *bank-storage* décrit précédemment dans le cas d'une rivière en interaction avec un aquifère poreux : on observe également lors d'une crue une inversion du sens d'écoulement entre le réseau hydrographique analogue au réseau karstique et le milieu souterrain considéré comme homogène, analogue au milieu fissuré. Des évolutions des sens d'écoulement sont présentées par différents auteurs dans le cas du processus de *bank-storage* [Cooper et Rorabaugh, 1963; Pinder et Sauer, 1971; Perkins et Koussis, 1996; Barlow et al., 2000; Chen et Chen, 2003; Hantush, 2005; Chen et al., 2006], mais il faut rester prudent lorsque l'on compare des écoulements à surface libre avec des écoulements localement en charge dans des réseaux karstiques en crue.

II.3 Estimation de la perméabilité équivalente d'un réseau de drainage karstique à l'aide des courbes de décrue

Le principe de cette estimation est d'utiliser la dynamique de vidange de l'aven PA en la reliant à la piézométrie mesurée au piézomètre PZ2. L'analyse précédente a montré qu'il existait un réseau karstique superficiel qui présente, au moins au niveau des différents avens suivis, un comportement hydrodynamique homogène. En particulier, les vitesses de vidange qui ont été mesurées en PA semblent représentatives de tout ce réseau. En excluant les cas de rivière perchée, on suppose que cet abaissement du niveau d'eau dans les avens traduit un mouvement d'eau à travers un milieu poreux (équivalent) perméable saturé. La vitesse de vidange est alors assimilée à la vitesse de filtration de la loi de Darcy.

On suppose par ailleurs que:

(i) les écoulements souterrains suivent la loi de Darcy

Les écoulements sont considérés comme monophasiques au sein d'un milieu considéré comme entièrement saturé, ce qui permet de se rapprocher des conditions d'application de la loi de Darcy. L'hypothèse d'un écoulement laminaire est cependant discutable, les écoulements dans les réseaux de drainage karstique devraient être considérés comme turbulents [Mangin, 1974a; Jeannin, 1996], ce qui induit une relation non linéaire entre les pertes de charge et les débits. On peut néanmoins essayer d'estimer le nombre de Reynolds (Re) associé à la vidange : la section d'écoulement au niveau de PA est de l'ordre de 10 m^2 , ce qui donne un diamètre équivalent de 3,5 m que l'on peut considérer comme valable sur le parcours qui a pu être exploré en plongée, soit plus de 700 m (cf. annexe 3). Par ailleurs, des débris végétaux déposés le long des câbles mis en place par les spéléoplongeurs montrent que les eaux absorbées par l'aven empruntent bien le réseau spéléologique pénétrable, ce qui justifie de calculer le Re à partir de la géométrie de ces conduits. Ainsi, une vitesse de vidange de 50 cm/h à travers cette section donne à 15°C un Re inférieur à 500, ce qui caractérise un écoulement laminaire à perte de charge linéaire.

(ii) le piézomètre PZ2 est situé sur une ligne de courant.

Le suivi piézométrique est largement insuffisant pour pouvoir réaliser une carte piézométrique. Une approche couplant les informations spéléologiques, géomorphologiques, hydrodynamiques et les résultats apportés par un traçage artificiel sont proposés dans le paragraphe précédent. Ces observations permettent de considérer PZ2 comme un point d'observation du même réseau karstique.

(iii) Le gradient hydraulique ne dépend que de la charge en PZ2.

L'étude hydrodynamique précédente permet d'envisager que la vitesse de vidange mesurée en PA est représentative de la vidange de l'ensemble du réseau karstique superficiel en interaction avec le cours d'eau (les évolutions de charge hydraulique en AN et PA sont en effet très proches, cf. IV). Le gradient hydraulique qui contrôle l'écoulement entre ce réseau et PZ2 correspond donc à la différence de charge entre le réseau karstique à proximité de la rivière et le piézomètre, le tout rapporté à la distance qui les sépare le long d'une ligne de courant.

Distance :

La première difficulté est de déterminer la distance qui intervient pour le calcul du gradient. Celle-ci varie entre 1300 m et 1700 m ; une valeur de 1500 m sera retenue.

Charge hydraulique en PZ2 :

Il n'est pas possible en régime transitoire de comparer la charge hydraulique en PZ2 à la charge dans un conduit (cf. II.2). Cependant, avant chaque crue, la cote piézométrique en PZ2 correspond à la charge hydraulique de l'aquifère en situation d'équilibre drain/matrice. La cote initiale sera donc retenue pour caractériser l'état énergétique de l'aquifère karstique.

Charge hydraulique dans le réseau karstique :

Chaque aven agit comme une condition limite de potentiel vis-à-vis du réseau karstique tant que sa cote de débordement est dépassée. Il est donc difficile de donner une valeur unique qui caractériserait tout le réseau. L'étude de la distribution de la piézométrie a mis en évidence que la charge minimale dans ce réseau est de 47 mNGF. Lors de la vidange mesurée en PA, cette charge va donc évoluer entre 64 mNGF (débordement de PA) et 47 mNGF. Une valeur constante de 55 mNGF sera utilisée pour traduire la condition de potentiel et obtenir ainsi un ordre de grandeur pour la perméabilité du réseau de drainage.

Une estimation du gradient hydraulique sera donc donné par :

$$i = \frac{(55 - H_{PZ2})}{1500}, \text{ où } H_{PZ2} \text{ représente le niveau piézométrique mesuré avant la crue en PZ2.}$$

Le report graphique de la vitesse de vidange mesurée dans l'aven en fonction de l'estimation du gradient hydraulique est présenté ci-dessous (Fig. 54). L'estimation du gradient hydraulique est discutable, mais il faut noter que si l'on prend une autre cote de référence pour estimer la condition de

potentiel dans le réseau karstique on obtient une droite de même pente sur la Fig. 54. Le fait d'utiliser la cote 55 mNGF permet d'avoir une droite d'ajustement linéaire qui passe par l'origine, ce qui est conforme à la loi de Darcy.

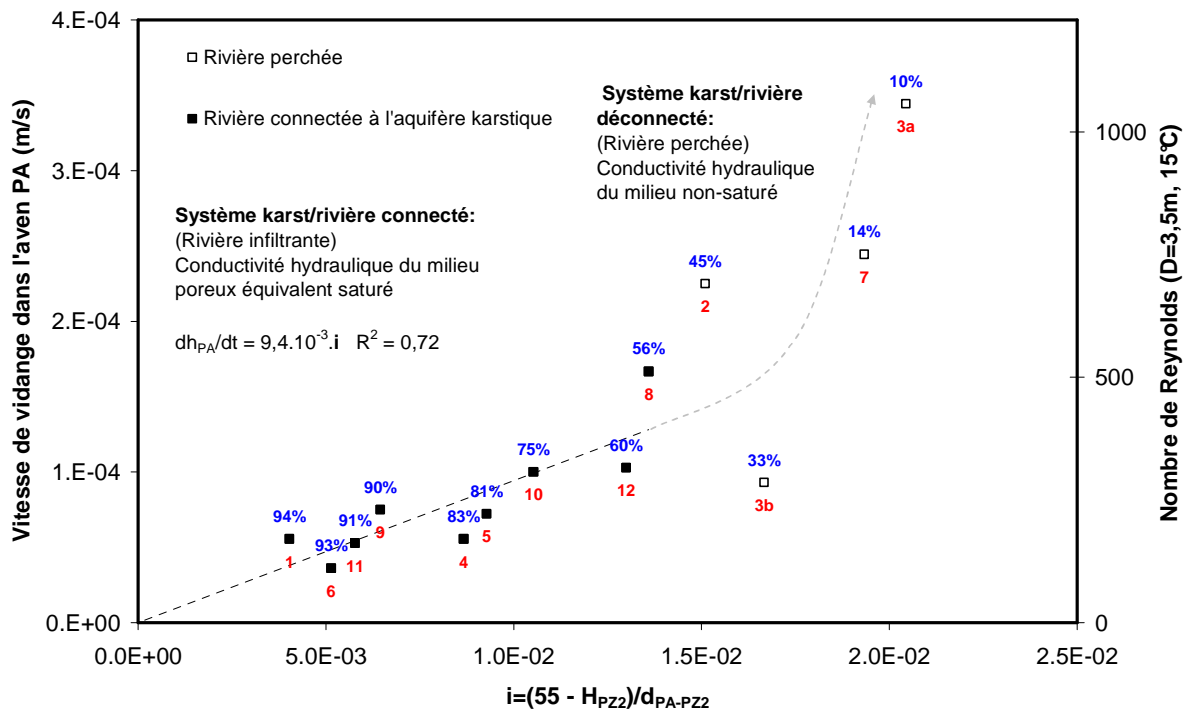


Fig. 54: Relation entre la vitesse de filtration mesurée dans l'aven PA et la charge hydraulique mesurée en PZ2 avant la crue selon le type de connexion entre la rivière et l'aquifère. A chaque point est associé le numéro de la crue (bas) et son indice piézométrique (haut)

Il existe donc une relation linéaire relativement bonne ($R^2=0,72$) entre la vitesse de vidange observée en PA et l'estimation du gradient hydraulique qui contrôle cet écoulement, ce qui est conforme à la loi de Darcy à l'échelle du réseau de drainage karstique. On remarque par ailleurs que le nombre de Reynolds calculé caractérise bien pour chaque crue un écoulement laminaire (Fig. 54). Il est donc possible d'estimer à 10^{-2} m/s la perméabilité équivalente de ce réseau de drainage karstique superficiel.

Peu d'informations peuvent être trouvées sur l'estimation de la perméabilité en grand d'un réseau de drainage karstique à partir de mesures sur le terrain, c'est à dire sans faire appel au calage d'un modèle hydrodynamique. D'après Guyot [1985], Josnin [2000] et Kiraly [2003], l'ordre de grandeur de la perméabilité en grand d'un réseau de drainage karstique (systèmes de drains et de fissures élargies) serait de 10^{-3} à 10^{-2} m/s, ce qui est parfaitement cohérent avec le résultat obtenu.

La relation linéaire n'est valable que pour les cas de crue où le transfert entre la rivière et l'aquifère karstique s'effectue en milieu saturé. Les cas de rivière déconnectée rendent compte de la perméabilité du milieu non saturé qui régit les processus d'infiltration. On obtient donc une pente plus forte qui caractérise un milieu plus conducteur, le régime d'infiltration diminuant avec l'état de

saturation du sol. Enfin, il apparaît une limite assez nette entre les deux domaines (Fig. 54) qui correspond à un indice piézométrique H_{ini} proche de 50% du remplissage maximum théorique (Tableau 7). Cet indice peut donc être retenu pour mieux anticiper le type de connexion hydraulique entre la rivière et l'aquifère et les vitesses de vidange dans le karst superficiel.

III Influence des interactions karst/ri vi è re sur le fonctionnement d'un exutoire karstique : le cas de la source de *La V è ne*

III.1 Introduction

L'hétérogénéité spatiale des aquifères karstiques ne permet pas d'isoler un sous-ensemble de l'aquifère (volume élémentaire représentatif) dont la structure et le fonctionnement seraient représentatifs de tout l'aquifère. C'est pour cette raison que les analyses classiques en hydrogéologie (détermination des paramètres hydrodynamiques par essai de puits, élaboration de cartes piézométriques, etc.), sont bien souvent délaissées au profit de l'analyse du fonctionnement des exutoires naturels. L'exutoire principal d'un aquifère karstique est donc un élément essentiel pour la compréhension du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique dans son ensemble.

L'étude du fonctionnement de l'aquifère est alors ramenée à l'étude du fonctionnement du système karstique [Mangin, 1975] dont l'exutoire naturel principal constitue le point d'observation privilégié. Selon cette approche dite systémique l'évolution des différents paramètres à l'exutoire (débit, température, turbidité, conductivité, etc.) intègre tous les processus qui caractérisent le fonctionnement de l'aquifère, ce qui permet de manière indirecte de retrouver des informations relatives au champ de perméabilité qui contrôlent les écoulements : géométrie des drains, existence d'un réseau de drainage supérieur capable d'activer une source de trop plein, etc. L'étude des hydrogrammes nécessite souvent le calage de modèles mathématiques qui sous-entendent la vérification d'hypothèses plus ou moins contraignantes. Citons pour exemple la loi de Maillet [Maillet, 1905b; Maillet, 1905a], très utilisée notamment pour l'étude des hydrogrammes des sources karstiques, qui s'appuie sur une relation linéaire entre la charge et le débit pour un écoulement laminaire, à l'image de la loi Poiseuille ou celle de Darcy. L'objectif de cette partie est d'utiliser et/ou de proposer un ou plusieurs modèles mathématiques simples qui rendent compte de l'évolution simultanée de la piézométrie et de l'évolution des débits en un exutoire karstique selon la position de la mesure piézométrique par rapport à cet exutoire, en orientant la discussion par rapport au rôle des écoulements de surface sur le régime d'écoulement à l'exutoire.

III.2 Présentation de la source de la Vène

III.2.a Localisation

La source de *la Vène* a déjà été présentée précédemment (Fig. 55, Fig. 32). Elle se situe au contact du Jurassique Supérieur (Kimméridgien) et de la couverture Miocène du bassin de *Montbazin-Gigean*.

III.2.b Description

Historiquement, l'eau jaillissait à travers les dépôts miocènes. A l'endroit du plus fort jaillissement, la Compagnie Générale des Eaux de Frontignan a mis en place en 1969 une buse métallique s'enfonçant sur environ 40 m à travers des éboulis calcaires du Kimméridgien. Plusieurs cavités karstiques auraient été recoupées [Gayet, 1979]. Aujourd'hui, d'autres effondrements apparaissent quelques mètres en aval de cette buse dans le lit du cours d'eau. En crue, le suivi hydrologique montre que le débit de la source temporaire de *la Vène* peut dépasser 10 m³/s [Grillot, 2006] ; le puits ressemble alors à un spectaculaire champignon liquide bouillonnant (Fig. 55).



Fig. 55: *La Vène*

A la sortie de la canalisation, une grille a été mise en place pour sécuriser les abords du puits. Suite aux épisodes de crues importants comme celui de septembre 2005 (crue n°3, Fig. 36), de gros blocs rocheux ont été entraînés depuis le réseau karstique et se sont entassés contre cette grille. Les vitesses d'écoulements dans la partie terminale du réseau karstique sont donc suffisantes pour extraire des blocs rocheux.

- Fonctionnement hydrologique général de la source de *la Vène* et de la rivière associée

La source de *la Vène* (anciennement source de l'aven) constitue la source de débordement des eaux de l'aquifère karstique du *Causse d'Aumelas* ; lors des crues, elle est l'un des principaux exutoires du système aquifère *d'Aumelas-Thau*. C'est une source temporaire qui ne s'écoule que quelques mois par an ; en dehors de ces périodes de crue, un écoulement pérenne dans la rivière *Vène* s'observe plus en aval par le biais :

- d'une alimentation à travers les formations Miocène, pouvant être liée à une drainance ascendante depuis le karst Jurassique sous-jacent.
 - de la confluence avec le ruisseau des *Oulettes*, pouvant être lui aussi alimenté par des émergences karstiques du *Causse d'Aumelas* et de la montagne de *la Moure* lors de fortes mise en charge dans l'aquifère karstique (Emergence des *Oulettes*, cf. Fig. 55).
 - d'une seconde alimentation de type karstique qui intervient au niveau des sources du parc d'*Issanka*, 3 km en amont de l'exutoire de la *Vène* dans l'étang de *Thau*.
 - des rejets d'eaux usées traitées par les STEP des communes de *Montbazin* et de *Gigean*, cette dernière alimentation ayant imposé de canaliser les effluents pour les rejeter en aval du champ captant d'*Issanka*, et ainsi éviter une éventuelle contamination du captage.
- Données disponibles sur le fonctionnement hydrodynamique de la source

Le suivi hydrodynamique de la source de la *Vène* permet de disposer depuis le mois de juillet 2005 d'une chronique piézométrique horaire au forage 10162X0226/V (indice BSS) situé à environ 10 m de l'exutoire temporaire de la *Vène*. Par ailleurs, la source de la *Vène* est étudiée depuis octobre 2002 par le laboratoire HydroSciences de Montpellier dans le cadre de l'étude des « Crues en rivière intermittente: transport solide et dissous » coordonnée par M-G. Tournoud. Ainsi, en y ajoutant le suivi hydrodynamique réalisé dans le cadre de cette thèse, des enregistrements concomitants du débit et de la piézométrie en différents points de l'aquifère peuvent être analysés.

III.3 Modèles mathématiques simples pour rendre compte de la récession en un exutoire de trop plein

Boussinesq [1904] et Maillet [1905b] sont les premiers auteurs à proposer des modèles mathématiques simples pour rendre compte de la décroissance des débits d'une source applicable à la décrue et/ou au tarissement. Par la suite, d'autres auteurs ont proposés un ensemble de modèles plus ou moins complexes sans réels fondements physiques dans le but d'obtenir un meilleur ajustement des courbes de décrue/tarissement [Drogue, 1969; Mangin, 1975]. L'ensemble de ces modèles a été réexaminé entre autres par Drogue [1969], Mangin [1975] puis plus récemment par Dewandel et al., [2003]. Nous ne retenons ici que les modèles qui renseignent directement sur des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et/ou du réseau de drainage karstique associé.

III.3.a Modèle exponentiel, appelé *modèle E*

Le modèle de décroissance exponentielle des débits le plus simple s'appuie sur l'hypothèse d'une relation linéaire entre la charge mesurée dans un réservoir de section S et le débit Q qui s'écoule à travers un bouchon poreux (Fig. 56). L'interprétation s'appuie sur une analogie entre :

- la charge dans le réservoir et le niveau piézométrique en amont de l'exutoire karstique
- le débit à travers le bouchon poreux et le débit mesuré à l'exutoire karstique

En écrivant que le volume V qui s'écoule pendant dt résulte d'un abaissement dh du niveau du réservoir de section S , on obtient une loi de vidange en fonction du temps de type exponentielle [Maillet, 1905a; Maillet, 1905b].

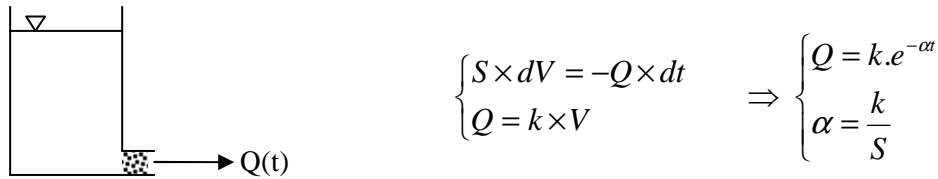


Fig. 56: Modèle de Maillet [1905a]

Le coefficient α correspond à l'inverse de la constante de temps de la décroissance exponentielle des débits et est appelée coefficient de tarissement. Il caractérise dans le modèle les pertes de charge par frottement fluide au niveau du bouchon poreux. Pour un aquifère, dans le cas d'une zone non-saturée importante et non captive, ces pertes de charges seront d'autant plus grandes (α faible) que les masses d'eau offrent de grandes variations [Mangin, 1975].

Boussinesq [1904] s'appuie sur l'équation de diffusivité pour déterminer le débit latéral d'une ligne de source pour un aquifère poreux homogène dont le mur imperméable est à une profondeur H sous le seuil définissant la ligne de source (Fig. 57 et Fig. 58). H correspond donc à l'épaisseur de la zone saturée de l'aquifère lorsque $h=0$.

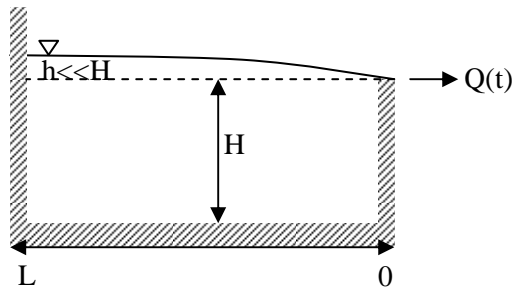


Fig. 57: Modèle décrivant le débit d'une source [Boussinesq, 1904] dans le cas d'un seuil très haut de sorte que $h \ll H$.

Il obtient alors une première solution approchée lorsque $h \ll H$ identique à la solution de Maillet, mais en explicitant le paramètre de récession α (Eq. 13). Cette solution est obtenue dans le cas d'un aquifère poreux homogène où K et S représentent la perméabilité et le coefficient d'emménagement de l'aquifère et sont considérés comme constants. L'équation de diffusivité 1D à résoudre devient :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K \cdot H}{S} \times \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

Eq. 12: Expression simplifiée 1D de l'équation de diffusivité.

On néglige ainsi la variation de la piézométrie devant la hauteur de la zone non-saturée (Hypothèse de Dupuit Forsheimer). Les conditions aux limites imposent $h(0,t)=0$ et, d'autre part, le débit linéaire qui s'écoule au dessus du seuil s'exprime par $q = K.H \times \left(\frac{dh}{dx} \right)_{x=0}$, ce qui permet d'aboutir à une expression de q en fonction du temps de type exponentielle analogue à celle obtenue dans le cas de la propagation de la chaleur. Le coefficient de tarissement peut cette fois être explicité (cf. annexe 2):

$$\alpha = \frac{\pi^2 K.H}{4.S.L^2}$$

Eq. 13: Coefficient de tarissement correspondant, solution approchée de la résolution de l'équation de diffusivité dans le cas d'écoulements unidirectionnels.

Ainsi, les débits seront d'autant plus soutenus que la perméabilité et la profondeur du bassin d'alimentation H sera faible, ce qui est cohérent avec l'interprétation du modèle de Maillet [Maillet, 1905a; 1905b]. Ce coefficient ne fait intervenir que des paramètres qui sont considérés comme invariant ; il est donc possible, selon ce modèle, de caractériser une émergence par une courbe de décroissance exponentielle unique.

Berkaloff [1967] propose une solution sous la forme d'une somme d'exponentielles décroissantes dont le premier terme de la série est prépondérant et donne une expression du coefficient de tarissement identique. Kovacs et al. [2005] viennent compléter ces solutions en les adaptant au cas d'un écoulement bidimensionnel à travers un bloc homogène de section carrée L^2 . Ils obtiennent une solution identique à l'Eq. 13 à un facteur près ($2\pi^2$ au lieu de $\pi^2/4$).

III.3.b Autre modèle de décroissance non linéaire, le modèle de Boussinesq, appelé *modèle B*

Une seconde solution est proposée par Boussinesq [1904] dans le cas d'un aquifère homogène à fond horizontal où le seuil de la source est très bas (Fig. 58).

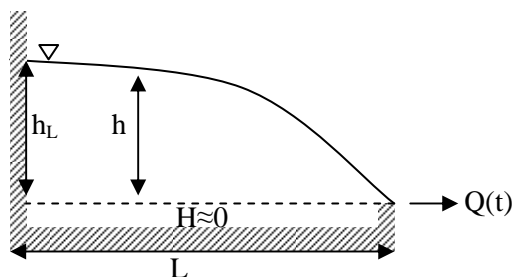


Fig. 58: Modèle décrivant le débit d'une source [Boussinesq, 1904] dans le cas d'un seuil très bas de sorte que $H \approx 0$.

Il obtient alors une solution qui vérifie l'équation de diffusivité pour un écoulement unidimensionnel à travers un aquifère homogène (cf. annexe 2).

$$\begin{cases} Q = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2} \\ \alpha = \frac{3c^2 K \cdot h_L}{2 \cdot S \cdot L^2} \text{ où } c \approx 0,86236 \end{cases}$$

Eq. 14: Modèle de décroissance non-linéaire des débits [Boussinesq, 1904] dans le cas d'un seuil très bas.

L'expression du paramètre α est cette fois dépendante de la condition limite h_L . Il n'est donc plus possible de caractériser la source par une famille de courbe unique si l'on considère que la mise en charge de l'aquifère est variable selon la crue étudiée.

- Synthèse et proposition d'un modèle plus adapté à la géométrie d'un réseau de conduits karstiques

Les modèles mathématiques présentés proviennent donc soit (i) d'une très forte conceptualisation du système aquifère (modèle E selon Maillat), soit (ii) de l'utilisation d'hypothèses simplificatrices plus ou moins contraignantes selon le site étudié qui permettent de résoudre l'équation de diffusivité en 1D (variation de charge négligeable devant l'épaisseur de l'aquifère et inversement, cf. annexe 2). D'autre part, l'analyse d'un système karstique à l'aide de formules établies pour un aquifère poreux homogène n'est envisageable que pour caractériser les écoulements à travers le continuum matrice d'un aquifère karstique. L'utilisation de ces méthodes pour l'analyse des débits à l'exutoire d'un réseau karstique sera convenable si (i) le stockage dans les réseaux karstiques peut être négligé et (ii) la conductivité hydraulique du réseau de conduits est suffisante pour drainer instantanément l'eau provenant de la matrice [Kovacs et al., 2005]. Ces formules ne pourront donc s'appliquer que lorsque les volumes peu perméables alimentent les réseaux de conduits.

D'autre part, toutes ces méthodes s'appuient sur une relation linéaire entre le débit et la charge (Darcy pour les modèles de Boussinesq). Ces modèles ne sont donc applicables que sous l'hypothèse d'un milieu poreux où le régime d'écoulement est laminaire. Depuis les travaux de Louis [1968], de nombreux auteurs ont mis en évidence l'apparition de pertes de charges non linéaires dans les fissures et les drains karstiques où le régime d'écoulement est le plus souvent turbulent [Mangin, 1974a; Jeannin, 1996]. Dans ce cas, les pertes de charge systématiques et singulières peuvent être considérées globalement selon la relation :

$$\Delta H = k \cdot Q^2$$

Eq. 15: Expression générale des pertes de charge dans un conduit, avec Q le débit et k une constante.

Dans l'Eq. 15, la variable k devrait être considérée comme dépendante du nombre de Reynolds Re , donc de la vitesse d'écoulement. Les écoulements observés en milieu karstique, et notamment en position aval du réseau à proximité d'un exutoire présentent des Re suffisamment élevés [Jeannin, 1996] pour que l'expression générale des pertes de charges selon la formule de Colebrook ne dépende plus de Re . Ainsi, l'Eq. 15 explique que lorsque l'on augmente le gradient hydraulique on observe expérimentalement qu'il n'y a plus proportionnalité entre le gradient et la vitesse de d'écoulement, ce qui correspond à la limite de validité de la loi de Darcy [de Marsily, 2004]. On obtient alors une relation entre le gradient hydraulique et la vitesse de filtration à travers le milieu poreux homogène de la forme (Eq. 16) :

$$grad(h) = cste_1 \times U + cste_2 \times U^2$$

Eq. 16: Relation non linéaire entre la charge hydraulique h et la vitesse de filtration U [de Marsily, 2004].

Ce phénomène doit donc se produire pour les fortes vitesses d'écoulement que l'on observe en milieu karstique, surtout à proximité d'un conduit alimentant un exutoire de trop plein. Il devient cependant difficile de donner un sens physique aux deux constantes (Eq. 16), c'est pourquoi une autre approche adaptée aux réseaux karstiques est proposée.

On considère ici le cas d'un conduit de section S_B qui assure la vidange d'un réservoir de section constante S_A , à l'image de la loi de Maillet mais sans faire intervenir de bouchon poreux. On note A un point à la surface de ce réservoir, et B le point à la sortie de la conduite de longueur L . L'application de la relation de *Bernoulli* entre ces deux points donne, en tenant compte des pertes de charge selon l'Eq. 15:

$$\frac{1}{2} \rho (V_B^2 - V_A^2) + \rho g (z_B - z_A) + (P_B - P_A) = -\Delta H = -k' \times V_B^2, \text{ où } k' \text{ est un coefficient qui est}$$

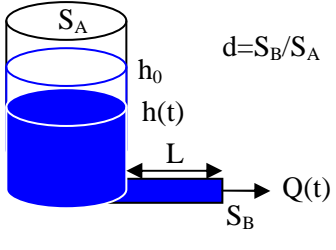
considéré comme indépendant de la vitesse d'écoulement et traduit l'Eq. 15. Cette relation se simplifie en (i) négligeant la vitesse dans le réservoir, en (ii) considérant que les pressions sont égales à la pression atmosphérique et en (iii) posant $K=2k'/\rho$ et $h=z_A-z_B$. On obtient alors :

$$V_B = \sqrt{\frac{2gh}{1+K}}$$

De plus, dans le réservoir, la conservation de la masse sur une période dt en l'absence d'apports donne:

$$S_A \cdot dh = -S_B \cdot V_B \cdot dt, \text{ d'où } \frac{dh}{dt} = -d \cdot \sqrt{\frac{2gh}{1+K}} \text{ où « } d \text{ » représente le rapport des sections}$$

d'écoulements S_B/S_A . « d » est donc un paramètre qui caractérise la capacité de la conduite à vidanger le réservoir. Par intégration entre t_0 et t nous obtenons la loi de vidange du réservoir:

$$\begin{cases} h(t) = (A - Bt)^2 \text{ pour } t < t_v \\ h(t) = 0 \text{ sinon} \end{cases} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} A = \sqrt{h_0} \\ B = d \cdot \sqrt{\frac{2g}{1+K}} \\ t_v = \frac{A}{B} \end{cases}$$


Eq. 17: Loi de vidange d'un réservoir selon la relation de Bernoulli avec pertes de charge.

Selon cette loi, plus les pertes de charge K seront élevées et plus le temps de vidange sera long. Il en sera de même pour une section de conduite faible ou un niveau initial dans le réservoir élevé, ce qui est parfaitement cohérent. Ce modèle se différencie des précédents par l'utilisation d'une loi non-linéaire (Eq. 18) entre les débits et la charge hydraulique.

$$Q = \left(S_B \times \sqrt{\frac{2g}{1+K}} \right) \times \sqrt{h}$$

Eq. 18: Relation non-linéaire entre la charge hydraulique et le débit

Cependant, si ce modèle est vérifié, une évolution linéaire des débits en fonction du temps doit être observée :

$$\begin{cases} Q = Q_0 - \beta \times t \\ Q_0 = S_B \times \sqrt{\frac{2gh_0}{1+K}} \\ \beta = d \times S_B \times \frac{2g}{1+K} \end{cases}$$

Eq. 19: Relation linéaire entre le débit et le temps : modèle L

Ce modèle de décroissance est appelé modèle L. La pente β (Eq. 19) de la droite n'est pas dépendante des conditions initiales et pourrait donc être utilisée pour décrire le réservoir équivalent. Il faut cependant s'assurer que les sections d'écoulement ne varient pas en fonction de la hauteur d'eau dans le réservoir. On retrouve la section du réservoir au dénominateur puisque $d = S_B/S_A$, ce qui est un point commun avec l'expression du coefficient de tarissement selon la loi de Maillet. β représente une décroissance de débit homogène à des m^3/s^2 . Les valeurs seront néanmoins exprimés en $(m^3/s)/j$ afin d'être plus facilement interprétables en tant que décroissance journalière des débits à la sortie du réservoir.

Une relation analogue à l'Eq. 18 a déjà été appliquée pour étudier des exutoires karstiques [Bonacci, 1982; Bonacci, 2001]. D'autre part, le modèle L de vidange décrit par l'Eq. 19 devrait être

applicable à la vidange d'un aquifère karstique si l'on considère le karst comme un réseau de conduits et de vides interconnectés de grandes dimensions ; le réseau karstique assure ainsi à la fois une fonction de stockage et de conduction à l'image d'un réservoir qui se vidange. Un test de pompage réalisé sur le système karstique du *Baget (Ariège)* a montré que les vides karstiques de grandes dimensions se comportent comme des réservoirs lors d'un pompage : ce sont des milieux de très fortes transmissivité où les pertes de charge et l'influence de la matrice fissurée serait négligeable [Collectif, 1992]. Une étude hydraulique du mécanisme d'intermittence de *Fontestorbes* [Mangin, 1969] a par ailleurs montré qu'un drain karstique qui présente un élargissement se comporte comme un réservoir et qu'il est possible à ce niveau de négliger le rôle de la matrice fissurée sur la dynamique de vidange rapide. Enfin, en régime transitoire, un contraste de plusieurs ordres de grandeur entre la perméabilité des conduits et celle de la matrice permettrait de négliger les échanges entre ces deux milieux [Mangin, in Bakalowicz, 2005].

Toutes ces remarques vont dans le sens d'une application de la relation de *Bernoulli* le long d'une ligne de courant à l'échelle d'un réseau de conduits karstiques qui peut éventuellement présenter des élargissements. L'application directe de ce type de relation lors de la décrue suppose néanmoins que le réseau de conduits n'est alimenté ni par l'infiltration via la zone non saturée, ni par les volumes peu perméables qui entourent ces conduits. Cette simplification n'est pas représentative de la réalité lors du tarissement où l'on observe une alimentation des réseaux de conduits karstiques par les volumes peu perméables [Jeannin, 1996], mais son application pour décrire la vidange d'un réseau karstique superficiel par une source temporaire semble envisageable, surtout si l'on considère une alimentation prépondérante par des pertes de rivière. Ce modèle L sera donc utilisé pour décrire la décrue et le rôle de l'infiltration sera discuté à partir des résultats expérimentaux.

III.4 Etude préliminaire du comportement hydrodynamique de la source de *la Vène*

III.4.a Analyse de la chronique de débit seule

Depuis octobre 2002, un échantillon de 19 crues a été traité. Les débits maxima mesurés sont proches de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ et ont été atteints en décembre 2002 et 2003 [Grillot, 2006]. On peut déjà remarquer que ce ne sont pas les épisodes pluvieux extrêmes d'automne dits *Cévenols* qui sont à l'origine des plus forts débits à la source.

Une analyse de débits classés a été menée sur l'ensemble de la période octobre 2002 - août 2007. Comme pour l'analyse de la piézométrie (Fig. 48), le but de cette analyse est de rechercher un éventuel palier de débit qui résulte d'une modification brusque du régime d'écoulement. Mangin [1975] décrit le fonctionnement de systèmes de trop plein ou l'apparition d'apports d'eau supplémentaires à l'aide des courbes de débits classés sur des émergences karstiques. Il insiste sur le

fait qu'il est nécessaire de travailler avec le plus grand nombre possible de cycles hydrologiques ; ce n'est qu'en analysant un ensemble important de crues que l'on peut éliminer le caractère aléatoire d'un palier de débit et ne garder que les paliers liés à la structure de drainage de l'aquifère. Il est donc nécessaire de faire l'hypothèse que ces paliers de débits traduisent un fonctionnement hydrodynamique systématique.

Cette étude a donc été menée sur plus de 4 cycles hydrologiques. Le choix d'une étude au pas de temps horaire est ici justifié compte tenu du caractère temporaire de la source. Sur cette période, il faut néanmoins préciser que la source n'a fonctionné que 36 % du temps, ce qui réduit le nombre intéressant de réalisations de la variable débit horaire. Seules les périodes relatives au fonctionnement de la source ont été préservées dans l'analyse. De plus, seules les valeurs supérieures à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ ont été retenues, afin de ne pas être influencé par une alimentation non karstique : la station est située à 150 m en aval de la source et les faibles débits peuvent être influencés par le ressuyage des sols viticoles.

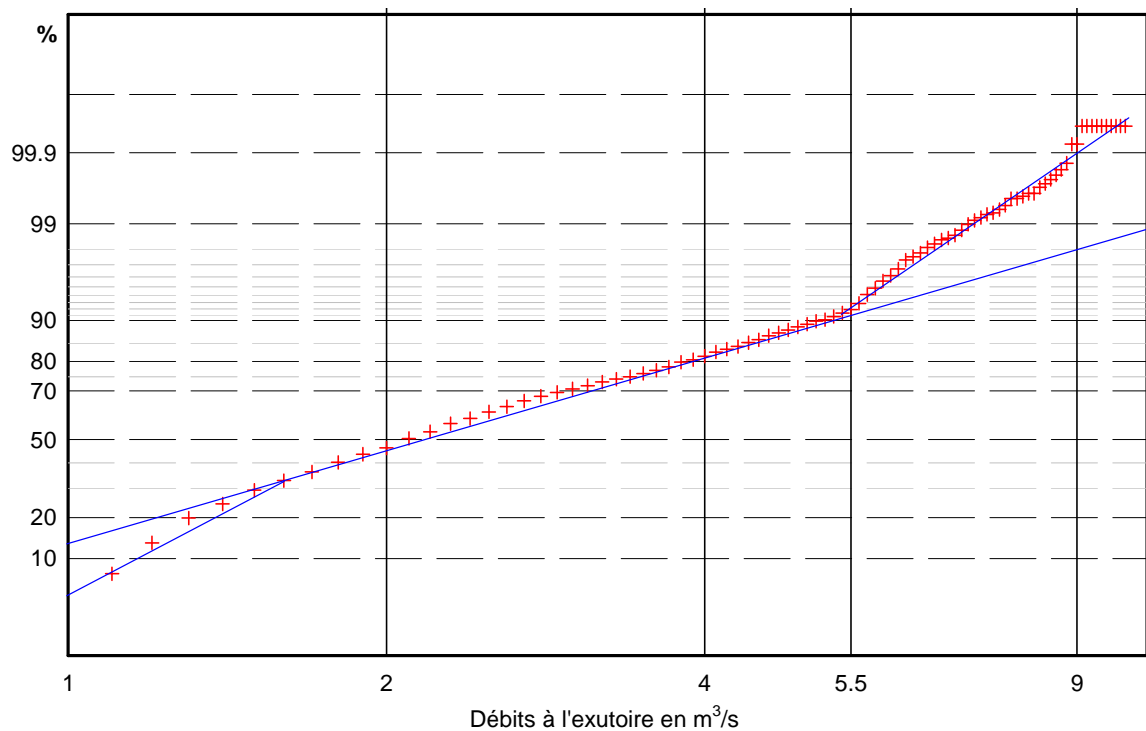


Fig. 59: Pourcentages des débits classés à la Vène, linéarisés selon une loi log-normale.

Il apparaît une nette rupture de pente (Fig. 59) pour un débit proche de $5,5 \text{ m}^3/\text{s}$. La pente de la droite augmente, ce qui caractérise classiquement la mise en fonctionnement d'un autre système de drainage de type trop-plein [Mangin, 1975]. L'analyse des débits classés utilise les fortes crues de 2002 et 2003 ; depuis 2004, un seul épisode de crue a permis de dépasser ce débit à la Vène : la crue n°6 (Fig. 46). Il apparaît de plus pour les faibles débits une rupture de pente vers $1,6 \text{ m}^3/\text{s}$ qui traduit cette fois une diminution de la pente des débits classés pour de faibles pourcentages. Ce cas est

généralement interprété comme une mise en réserve d'une partie des eaux disponibles lorsque le débit est supérieur à ce point, soit à 1.6 m³/s dans ce cas, et une restitution progressive de ces réserves lorsque le débit devient plus faible. Cette rupture de pente est cependant peu visible, ce qui signifie que si ce processus de mise en réserve/restitution a lieu, la valeur du débit à laquelle il se produit peut varier selon la crue considérée.

III.4.b Analyse des évolutions conjointes de la piézométrie et du débit

La figure suivante (Fig. 60) permet de visualiser le palier de débit ainsi que la piézométrie en différents points de l'aquifère. Le piézomètre F_Vene (10162X0226/V) correspond au piézomètre installé à proximité de la source de *la Vène* notée S_Vene.

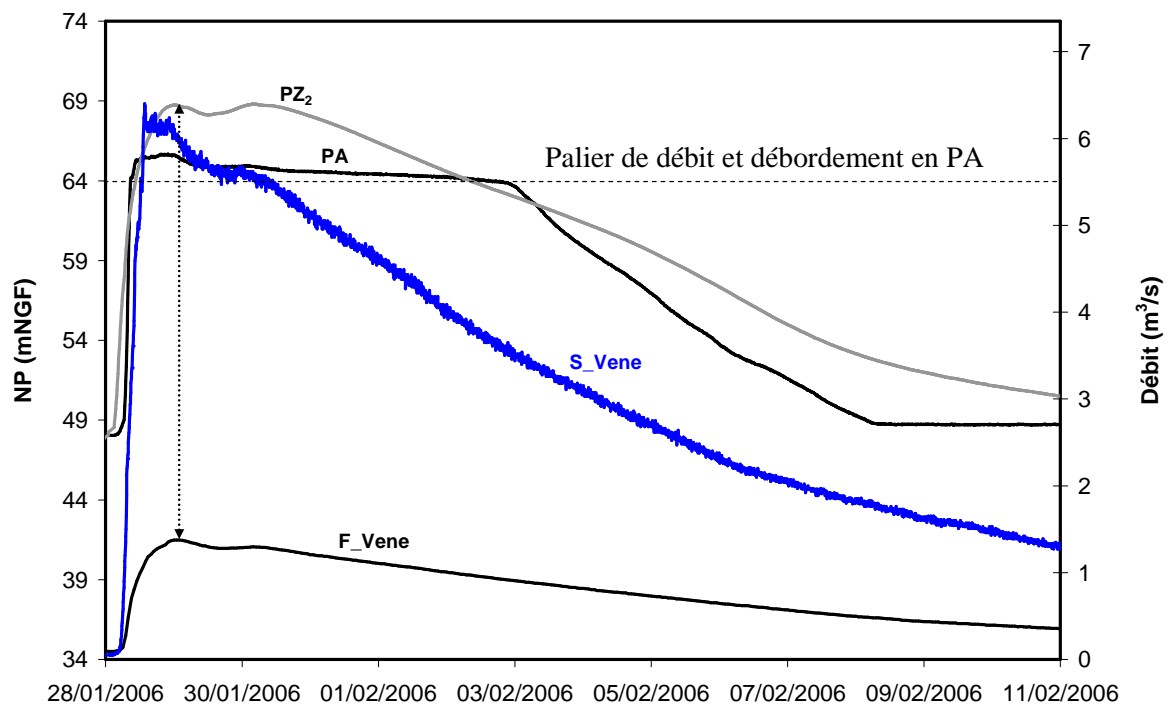


Fig. 60: Evolution du débit à l'exutoire de *la Vène* et de la piézométrie en différents points de l'aquifère pour la crue n°6.

On constate que les piézométries mesurées en PZ2 et F_Vene présentent un maximum simultané qui ne permet pas d'expliquer le pic de débit à l'exutoire. Seule l'évolution de la piézométrie en PA permet d'expliquer une réponse si rapide à la source. La réaction de la source semble donc liée à un transfert de pression au sein du réseau de drainage karstique étudié à proximité de la rivière du *Coulazou* (cf. II). De plus, la période où l'évolution de la piézométrie en PA explique le pic de débit à la source a été identifiée précédemment comme une période où PA fonctionnait en émergence (cf. Chapitre 3). La très bonne connexion hydrodynamique entre le *Coulazou* et la source de *la Vène*

s'observe aussi pour la crue n°3 (Fig. 61) où le premier pic A qui apparaît en PA se retrouve à la source sous la forme d'un pic isolé de débit.

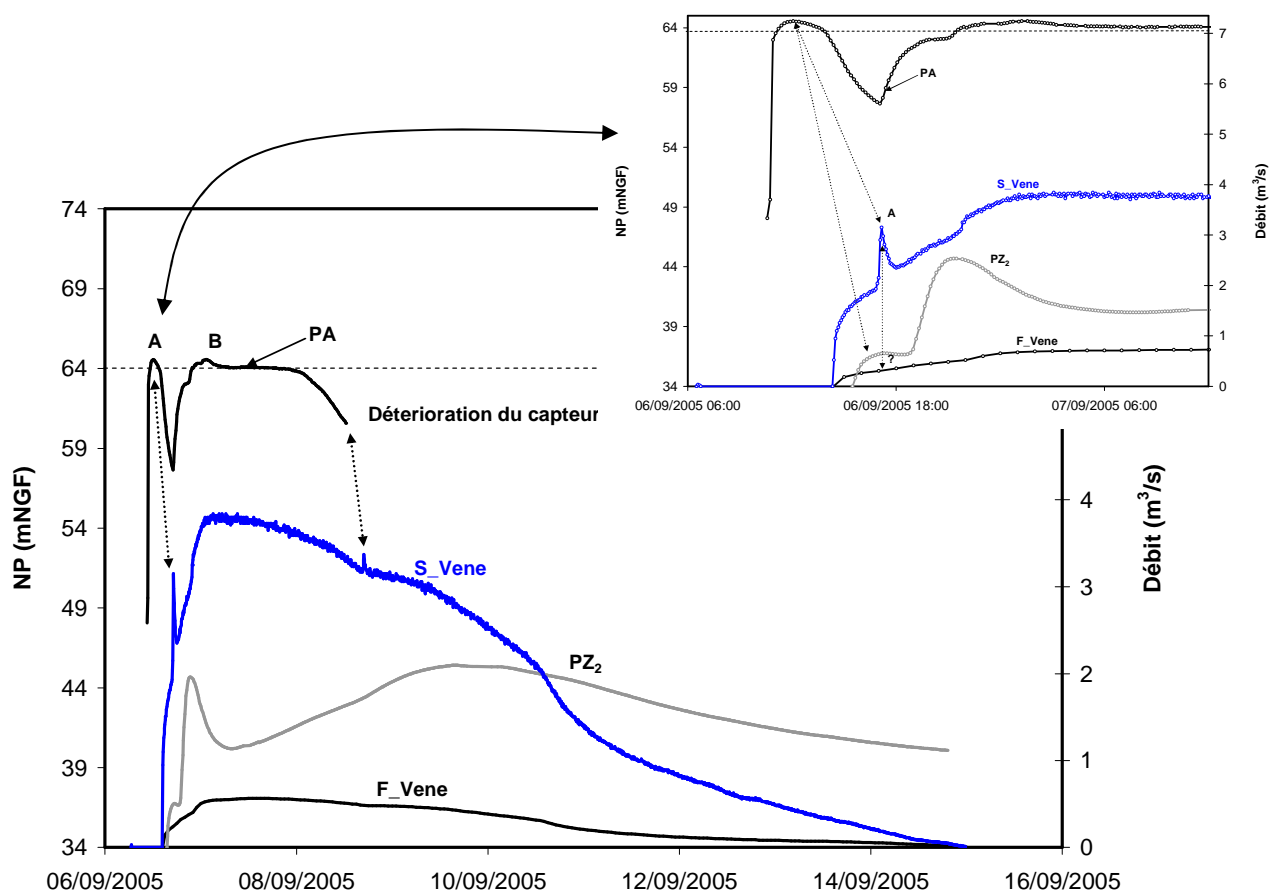


Fig. 61: Evolution du débit à l'exutoire de la Vène et de la piézométrie en différents points de l'aquifère pour la crue n°3.

Le piézomètre F_Vene qui est situé à quelques mètres de la source ne permet pas d'expliquer ce pic très bref de débit (cf. agrandissement de la Fig. 61). Deux explications peuvent être données : (i) soit le pas de temps d'acquisition de la piézométrie en F_Vene (horaire) est trop large et ne permet pas de voir la variation qui apparaît sur les débits de la source mesurés au pas de 5 min (cf. agrandissement sur la Fig. 61), (ii) soit la piézométrie mesurée en ce forage qui résulte de l'ensemble des équipotentielles recoupées [Jeannin, 1996] caractérise davantage les volumes peu perméables et ne permet pas de retrouver de manière univoque le débit à la source. Le pas horaire aurait du être suffisant pour qu'il apparaisse au moins une inflexion sur la chronique piézométrique puisque la perturbation dure plus d'une heure à la source (2 h 20 environ). Par rapport à la donnée de débit, l'évolution de la piézométrie en F_Vene est donc retardée et filtrée (les pics à court terme disparaissent). Par contre, l'évolution du niveau d'eau dans la cavité karstique (PA) précède l'évolution des débits à la source et le transfert entre ces deux points préserve mieux les évolutions de pressions. Ainsi, le transfert de l'onde de crue entre PA et S_Vene se fait au sein d'un milieu à très

forte diffusivité sur une distance d'au moins 5,5 km, tandis que le transfert entre F_Vene et S_Vene se fait au sein d'un milieu de faible diffusivité sur une distance de quelques mètres, si bien que le transfert entre PA et S_Vene présente moins de pertes de charges et préserve mieux la forme de l'onde de crue.

La diffusivité du réseau karstique entre PA et S_Vene peut être estimée à partir de la méthode « Time-Lag » présentée précédemment (cf. p20) dont l'équation est rappelée ci-dessous (Eq. 20), où τ représente dans ce cas la durée de la perturbation (pic) enregistrée à la source (2 h 20) et δ le temps de propagation de l'onde calculé à partir des pics de crue (5 h 06) :

$$\frac{T}{S} = \frac{x^2 \cdot \tau}{4 \cdot \pi \cdot \delta^2}$$

Eq. 20: Méthode « Time-Lag », [Ferris, 1952; Ferris, 1963]

On obtient dans ce cas une diffusivité de l'ordre de 60 m²/s. Il est intéressant de remarquer que le même type de pic bref s'observe sur l'hydrogramme et peut être mis en relation avec la détérioration du capteur (flèche, Fig. 61), ce qui témoigne de la violence des mises en charge dues à une arrivée brutale des eaux de la rivière. Si l'on utilise cette seconde sollicitation du réseau karstique pour calculer de la même manière la diffusivité, on obtient une valeur de l'ordre de 40 m²/s. Ces deux valeurs semblables sont sûrement sous-estimées puisque la distance x qui sépare PA et S_Vene est évaluée de manière rectiligne (5500 m). Cette diffusivité est néanmoins très élevée si l'on considère la faible épaisseur saturée (la crue 3 survient après un étiage très prononcé), traduisant ainsi la forte perméabilité du milieu correspondant au réseau de conduits karstiques. On retrouve par ailleurs une diffusivité du même ordre de grandeur que celles obtenues pour le milieu à forte diffusivité (conduits) qui assure le transfert de pression entre PA et PZ2 (cf. II.2).

- Synthèse

La source de *la Vène* est donc alimentée, au moins en partie, par le réseau karstique superficiel identifié à proximité de la rivière et il existe une très bonne connexion hydraulique entre ces deux éléments. L'analyse de débits classés montre que le régime d'écoulement se modifie lorsque le débit dépasse 5,5 m³/s ; cette modification est liée à l'engorgement du réseau karstique à proximité de la source. Cet engorgement se propage vers l'amont du réseau et provoque l'activation d'émergences de trop plein dans le lit de la rivière *Coulazou* et, éventuellement, le fonctionnement de la source des *Oulettes* et des autres émergences karstiques dans les vallons voisins (nombreux « *Boulidou* »).

Ainsi, le réseau de drainage karstique superficiel mis en évidence à proximité de la rivière *Coulazou* semble constituer pour la source de *la Vène* à la fois un système d'alimentation lors de la vidange observée en PA et un système de débordement de type trop-plein lorsque le sens d'écoulement s'inverse et que PA fonctionne en émergence. Des interactions hydrodynamiques

rétroactives peuvent donc s'envisager entre le fonctionnement de *la Vène* et celui des sources de trop plein dans la rivière du *Coulazou*, comme l'illustre le schéma fonctionnel de la Fig. 62.

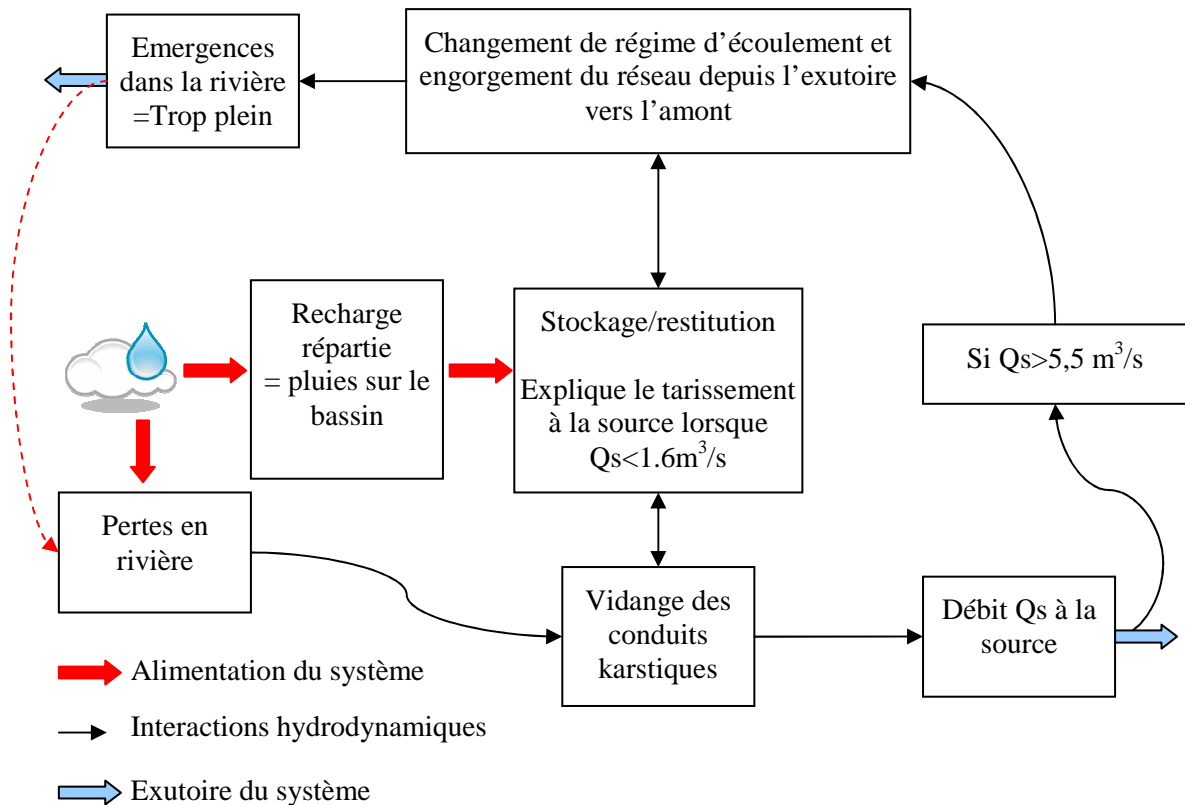


Fig. 62: Interactions hydrodynamiques rétroactives entre la rivière du *Coulazou* et la source de *la Vène*.

La réactivité presque immédiate de la source à une variation de charge en PA, liée notamment à la forte diffusivité du milieu conducteur entre ces deux points indique que le réseau karstique superficiel à proximité de la rivière correspond à un niveau de drains qui alimentent la source de *la Vène*. Lors de la décrue, il apparaît plus justifié d'analyser la relation charge hydraulique/débit à l'exutoire à l'aide de l'évolution des hauteurs mesurée en PA, tandis que la période de tarissement pourra être étudiée à l'aide des différents piézomètres qui caractérisent des volumes moins perméables. L'analyse des hydrogrammes de crue à *la Vène* à l'aide de modèles mathématiques va donc permettre de savoir s'il est possible d'identifier une phase relative à la vidange des réseaux de conduits et ainsi de conclure sur le rôle de stockage et/ou de transfert des réseaux de conduits.

III.5 Calage des modèles de récession à l'exutoire

III.5.a Présentation des modèles retenus

Trois types de modèles seront systématiquement testés pour les 19 crues disponibles à *la Vène* au pas de 5 min : (i) le modèle L de décroissance linéaire (Eq. 19), (ii) le modèle E de décroissance exponentielle représentatif du modèle de Maillet (Fig. 56) ou de Boussinesq (Fig. 57) et le modèle B où la vidange est proportionnel à $1/(1+\alpha t)^2$ selon la seconde formule de Boussinesq (Eq. 14). Le premier objectif de cette phase de calage est de vérifier si ces 3 modèles peuvent convenir et si l'un d'entre eux apparaît plus adapté pour décrire partiellement ou en totalité l'hydrogramme observé à *la Vène* compte tenu de la piézométrie mesurée en différents points de l'aquifère. Seules les crues déjà décrites dans la rivière *Coulazou* (cf. IV) sont présentées puisqu'elles permettent de décrire conjointement l'hydrogramme de crue et les évolutions piézométriques dans l'aquifère. Les résultats de calage pour l'ensemble des 19 crues seront présentés sous la forme de graphiques synthétiques en fin d'analyse (Fig. 77 et Fig. 78).

III.5.b Remarques préliminaires

Il est important de noter que ces 3 modèles, tels qu'ils ont été décrits précédemment à l'aide de l'équation de continuité (conservation de la masse) ne sont valables que si l'alimentation de l'aquifère via la zone non saturée n'est plus effective, ce qui correspond à la période de tarissement. En l'absence d'information précise sur les régimes d'infiltration concentrée (perte) ou répartie, il n'a pas semblé utile de complexifier l'approche pour l'adapter à ce cas. Néanmoins, cette forte simplification doit être prise en compte lors du jugement de l'adéquation du modèle avec l'hydrogramme, ce qui sera discutée suite à l'analyse des résultats de calage.

L'analyse des résultats est organisée selon les conditions initiales du milieu aquifère en utilisant l'indice H_{ini} reflétant le % de remplissage théorique (au sens statistique) du réservoir aquifère (cf. Chapitre 3 : III.2 p80) dans le but de classer les crues en trois groupes : (i) basses eaux ($H_{ini} < 60\%$), (ii) niveau intermédiaire ($60\% \leq H_{ini} \leq 90\%$) et (iii) hautes eaux ($H_{ini} > 90\%$).

Enfin, les analyses hydrodynamiques précédentes ont montré que PA constitue un regard sur le réseau karstique superficiel qui se développe à l'altitude 47 mNGF au voisinage de la rivière *Coulazou*. Le fait d'observer dans les volumes peu perméables lors de la décrue ou du tarissement une piézométrie à proximité de la rivière (B et PZ2) qui se stabilise vers 47 mNGF signifiera que le réseau karstique superficiel joue un rôle de drainage. Il sera cependant difficile de prouver expérimentalement que la piézométrie dans les volumes peu perméables tend vers celle mesurée dans les conduits puisque les mesures dans le réseau karstique sont réalisées en PA à une altitude de 49.8 mNGF, 48.3 mNGF ou 47.62 mNGF selon le capteur utilisé.

III.5.c Cas 1 : Analyse des courbes de récession à *la Vène* en conditions initiales de basses eaux

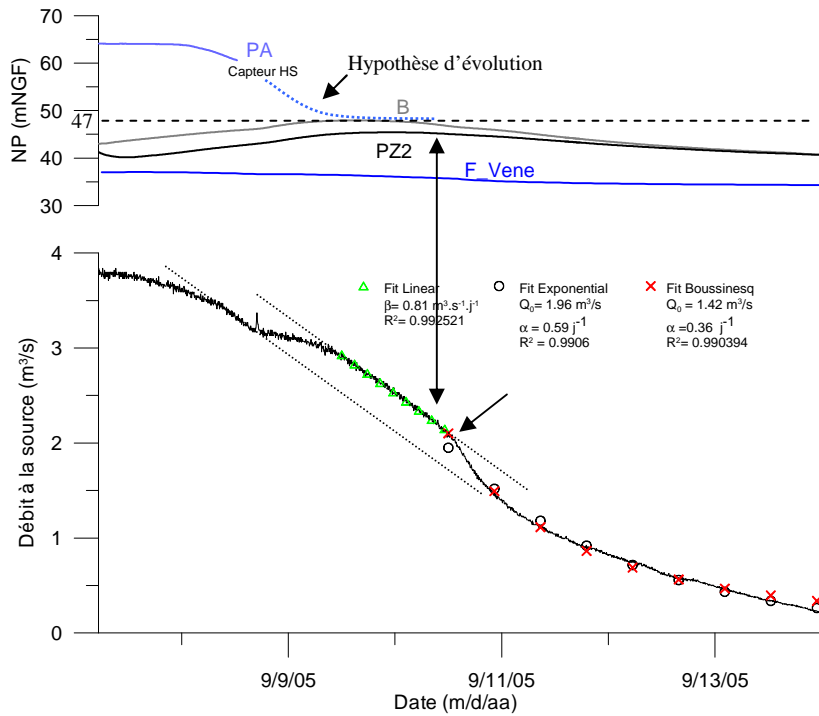


Fig. 63: Récession à *la Vène*, crue 3

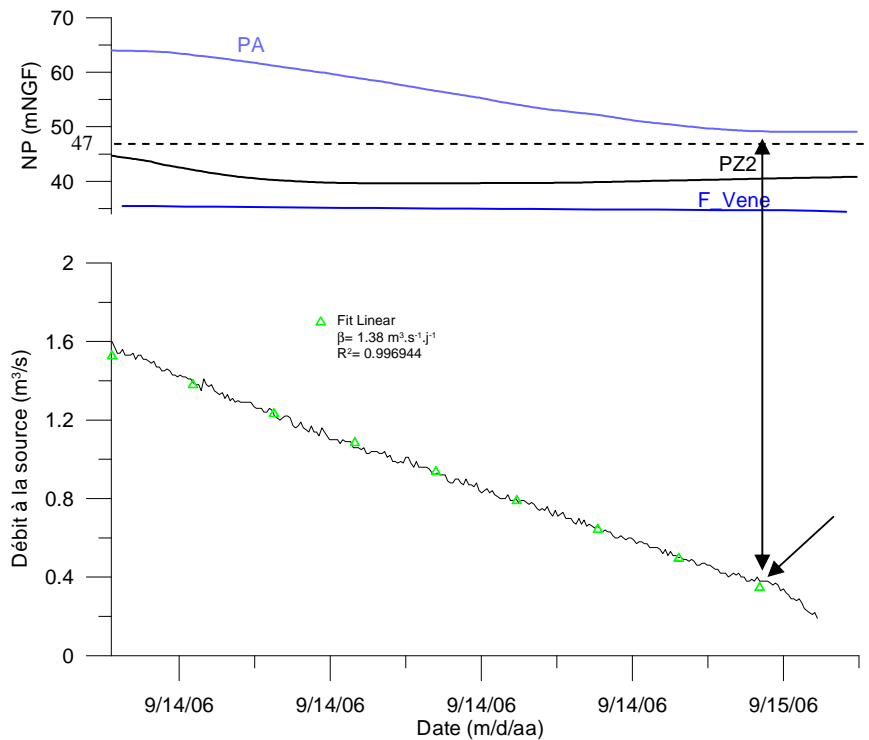


Fig. 64: Récession à *la Vène*, crue 7

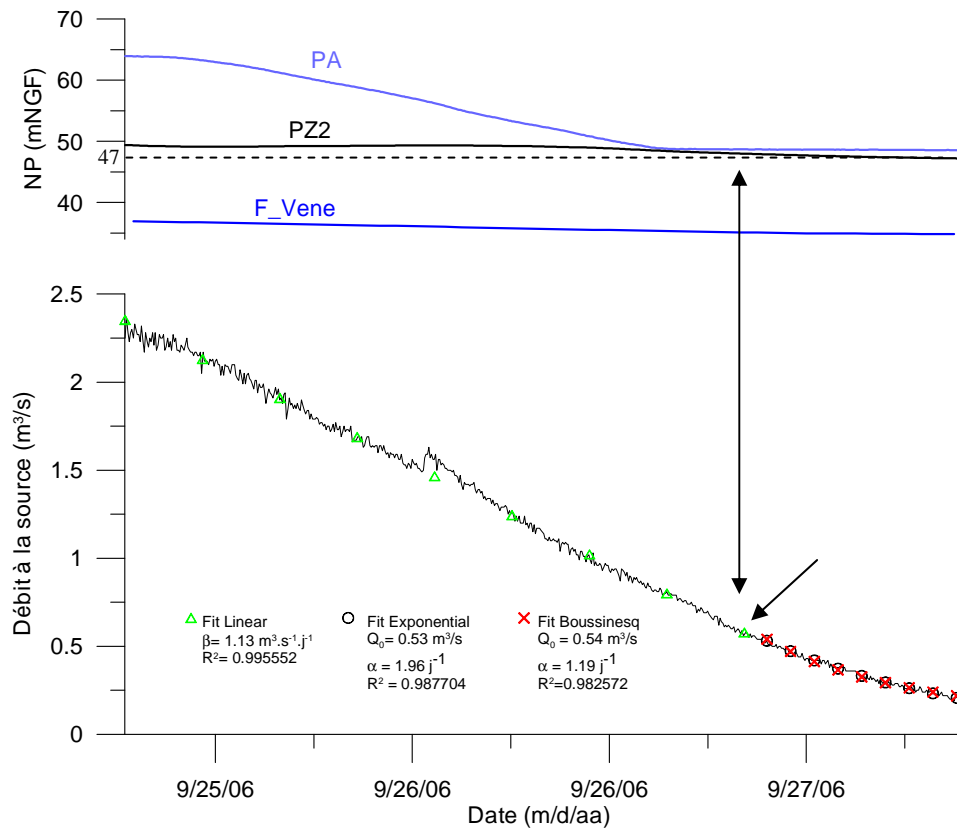


Fig. 65: Récession à la Vène, crue 8

(i) Analyse :

Crue 3, Fig. 63 : L'évolution des débits à l'exutoire est marquée par un net changement de régime (flèche). A partir de ce point, le modèle B décrit assez bien l'hydrogramme. Le modèle L semble bien décrire la décrue, mais le caractère bimodal de cette crue ne permet pas d'analyser correctement le début de la décrue.

Crue 7, Fig. 64 : L'évolution des débits lors de la décrue est cette fois parfaitement linéaire et le modèle L a pu être calé dès que la décrue s'amorce ; la période où les modèles E et B auraient pu éventuellement être testés est ici trop courte. Il est intéressant de noter que le point de rupture (flèche) est en relation directe avec PA.

Crue 8, Fig. 65 : On observe un phénomène identique, le modèle L semble parfaitement adapté mais il est cette fois plus difficile d'identifier un point de rupture. Celui-ci semble à nouveau être en relation avec PA. Les faibles débits ne présentent plus la même évolution linéaire, mais la période reste trop courte pour analyser correctement ce régime.

(ii) Interprétation :

Le modèle L semble bien adapté à la description de la décrue tant que le réseau karstique superficiel témoigne d'une charge hydraulique dans les conduits supérieure à celle des volumes peu perméables. La crue 3 est de forme assez complexe ayant pour origine 2 épisodes pluvieux successifs (Fig. 36), ce qui ne permet pas de caler le modèle L dès le début de la décrue. On observe néanmoins

une forme d'hydrogramme particulière avec un très net changement de régime que l'on ne peut malheureusement pas attribuer à PA faute de données précises, même si une hypothèse de reconstitution va dans ce sens (Fig. 63). La crue 7 est un cas idéal pour identifier l'influence de la vidange des conduits karstiques sur un hydrogramme de crue. La comparaison de la charge hydraulique mesurée en PA d'une part et en PZ2/B d'autre part ne permet pas d'envisager une alimentation du drain (PA) depuis les volumes peu perméables sur ce secteur. Les volumes peu perméables ne sont donc pas sollicités, sauf à proximité de l'exutoire où F_Vene présente une charge légèrement supérieure à la cote de débordement de *la Vène* (34 m), ce qui permet d'expliquer l'apparition d'un second régime de décroissance sur la fin de l'hydrogramme. Ainsi, en conditions initiales de basses eaux l'évolution de l'hydrogramme après le pic de crue traduit la vidange des conduits puis un drainage des volumes peu perméables si ces derniers présentent une charge hydraulique suffisante. Enfin, le modèle L semble bien adapté à la description de ce phénomène.

III.5.d Cas 2 : Analyse des courbes de récession à *la Vène* en conditions initiales intermédiaires

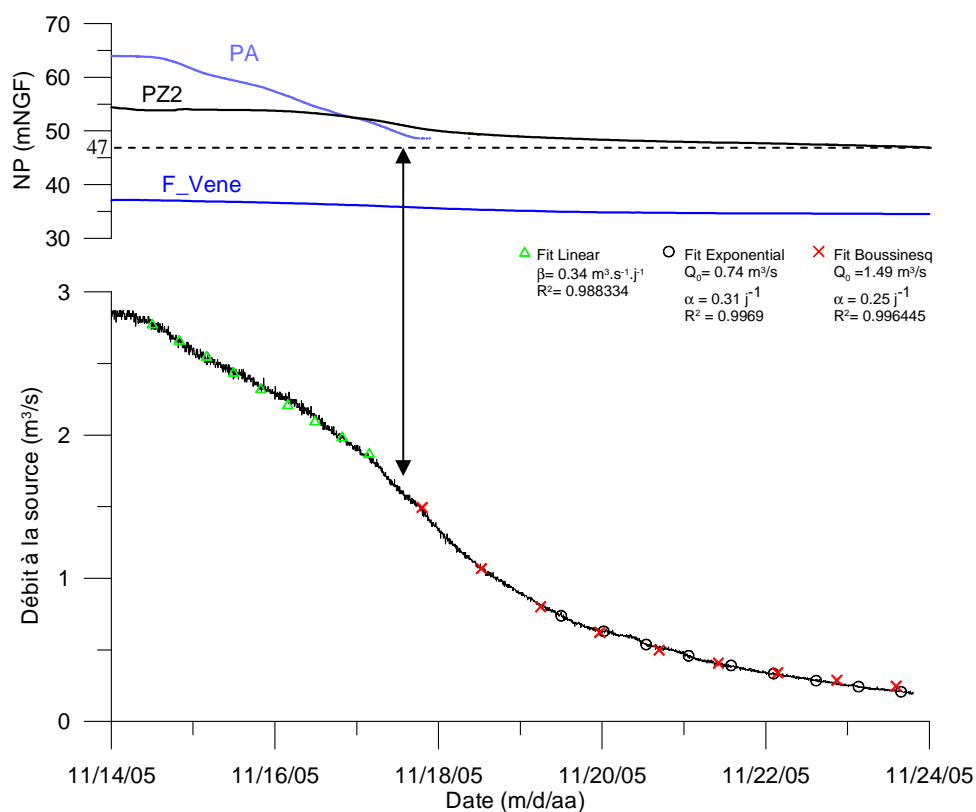


Fig. 66: Récession à *la Vène*, crue 4

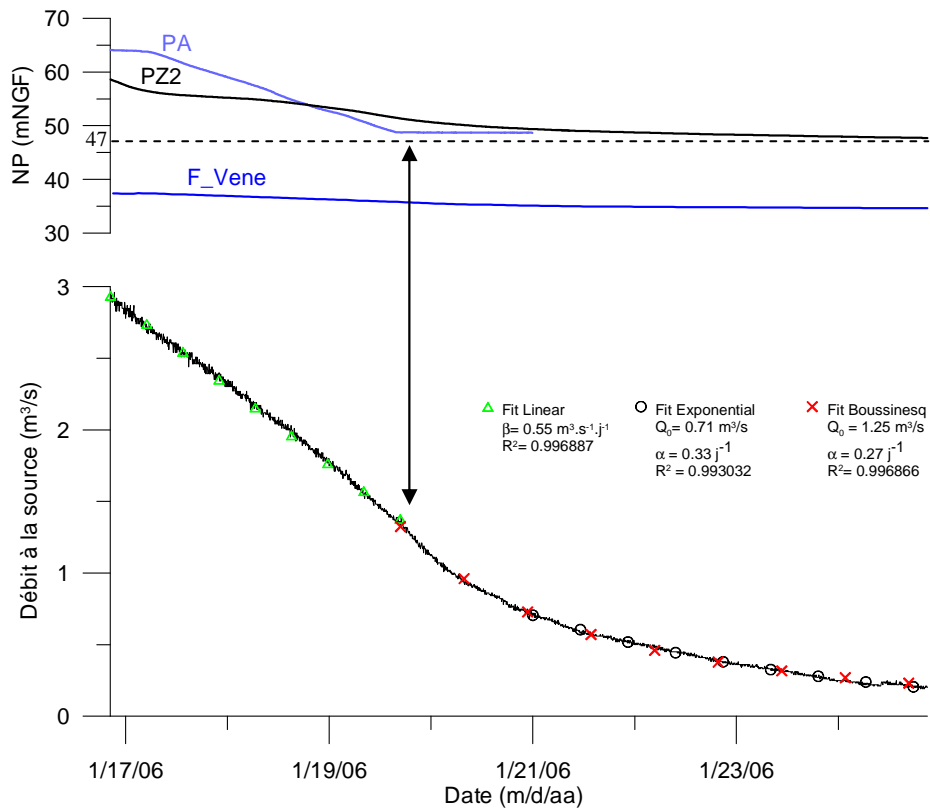


Fig. 67: Récession à la Vène, crue 5

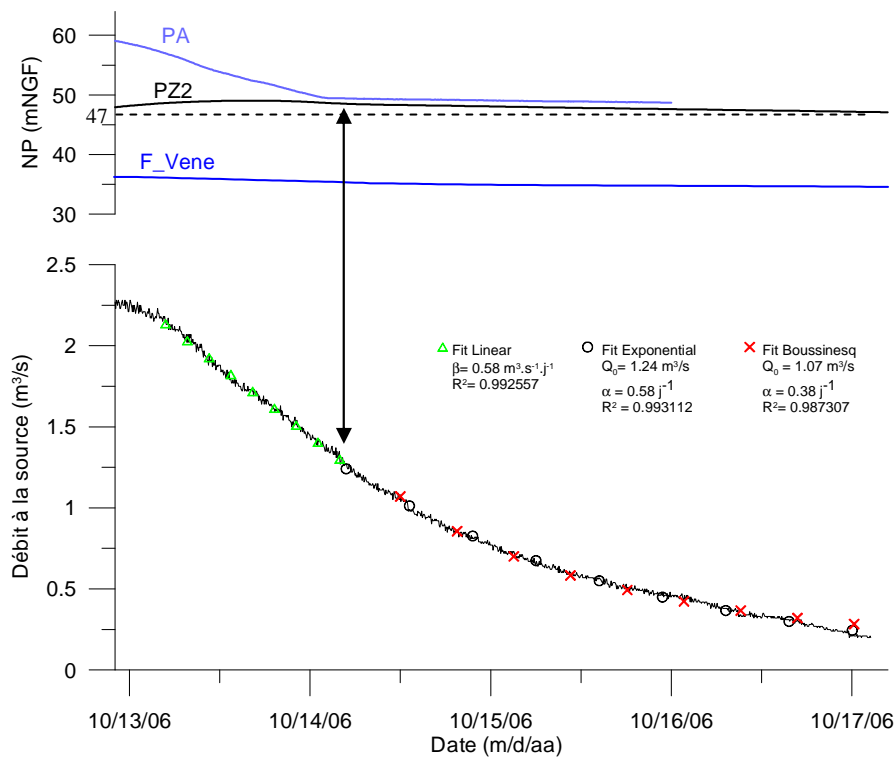


Fig. 68: Récession à la Vène, crue 10

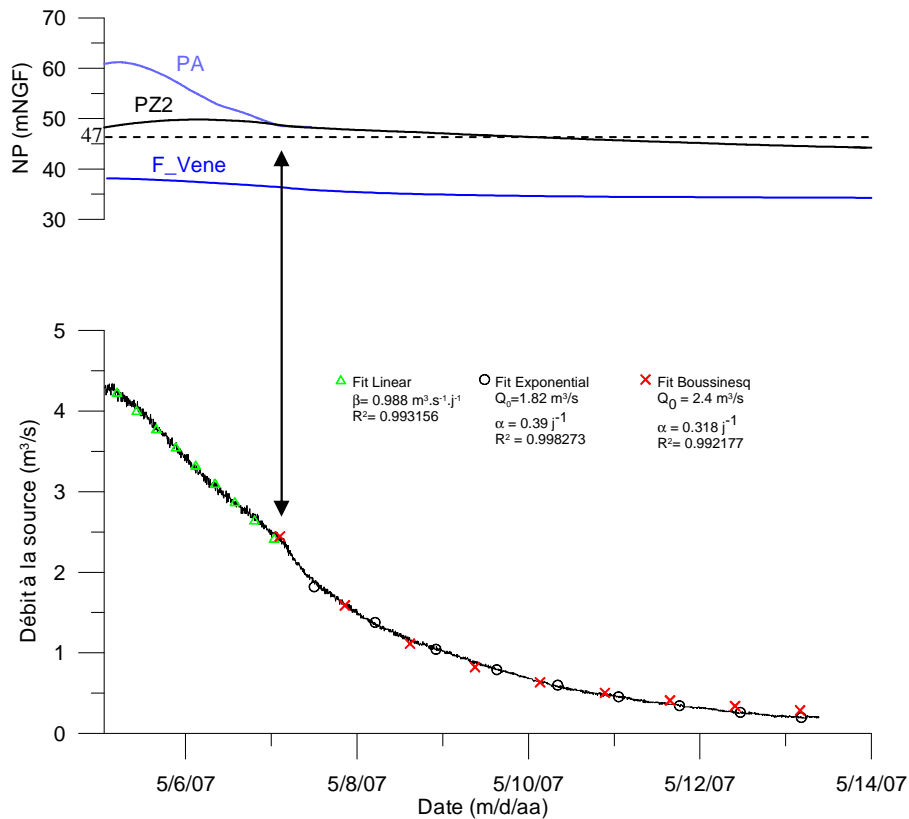


Fig. 69: Récession à la Vène, crue 12

(i) Analyse :

L'ensemble de ces hydrogrammes traduit toujours 2 régimes. Le premier est bien représenté par le modèle L et peut être relié plus ou moins précisément au fonctionnement de PA. Le second régime débute suite à un point de rupture souvent bien visible sur les hydrogrammes (cf. crue 12, Fig. 69) et correspond à la période durant laquelle la piézométrie dans les volumes peu perméables traduit un drainage de ces milieux vers les conduits. Ces différentes étapes s'observent très bien pour la crue 12 (Fig. 69). Ce second régime débute par une assez forte baisse du débit relativement bien décrite par le modèle B, alors que le modèle E décrit mieux la fin de l'hydrogramme.

(ii) Interprétation :

La décrue semble toujours contrôlée par la vidange des conduits. L'apparition d'une rupture de pente signifie que la vidange des conduits est suffisamment rapide pour que l'on puisse considérer l'ensemble des conduits comme un réservoir qui se vide indépendamment des volumes peu perméables. On observe un second régime sur l'hydrogramme qui traduit une inversion du sens d'écoulement entre les conduits et les volumes peu perméables. A cet instant, la piézométrie dans l'aquifère est limitée par la cote du réseau karstique superficiel qui draine les volumes peu perméables. Ce régime est assez bien décrit par les modèles B et E, le premier est plus performant pour le début du tarissement mais surestime la fin de l'hydrogramme.

III.5.e Cas 3 : Analyse des courbes de récession à *la Vène* en conditions initiales de hautes eaux

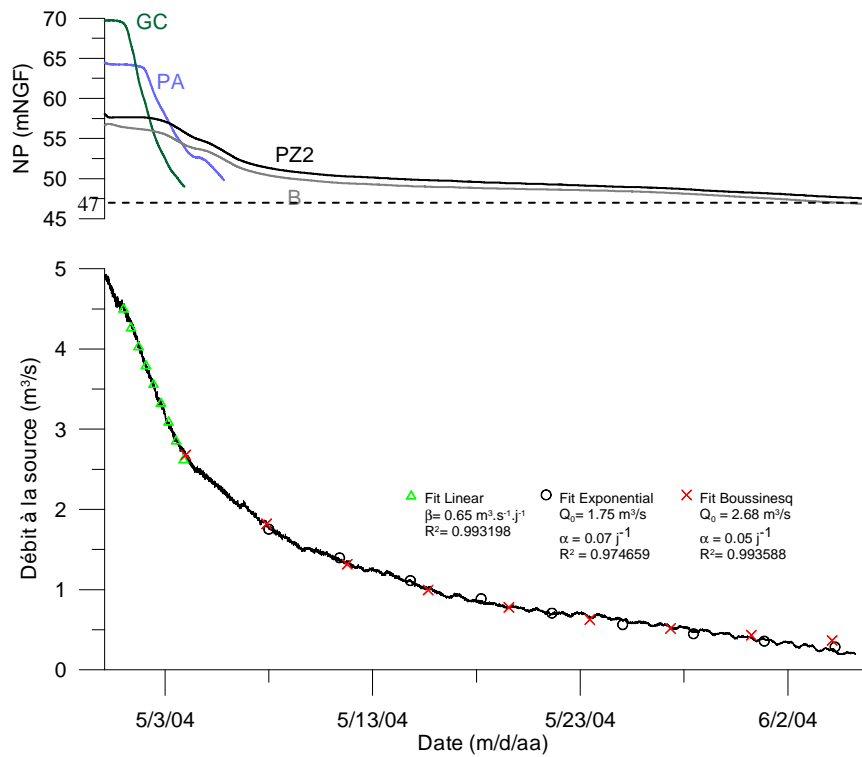


Fig. 70: Récession à *la Vène*, crue 1

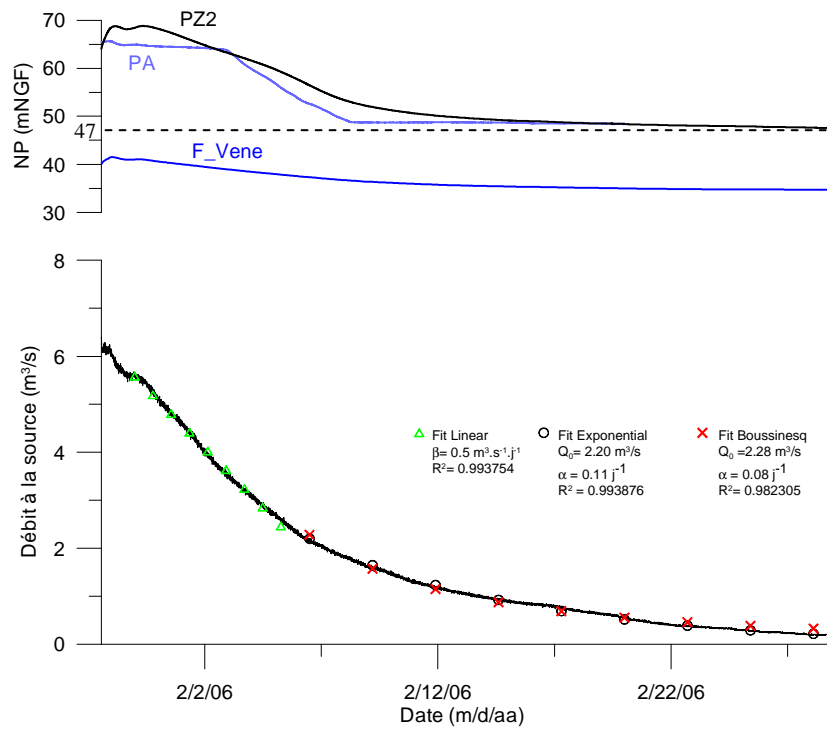


Fig. 71: Récession à *la Vène*, crue 6

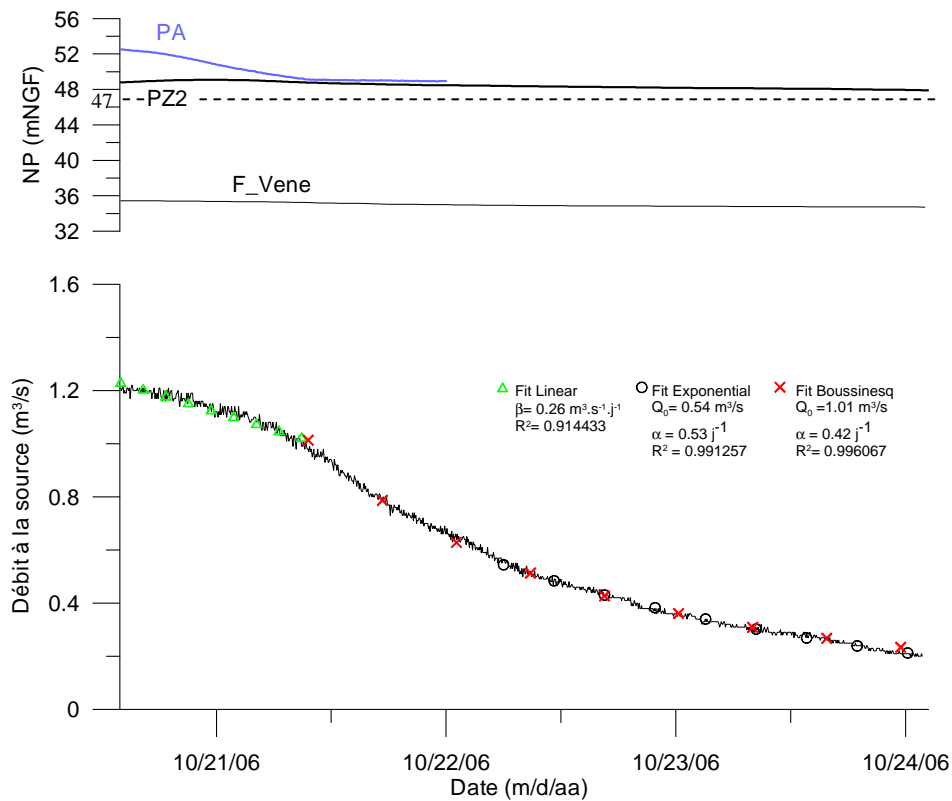


Fig. 72: Récession à la Vène, crues 11

(i) *Analyse :*

Le calage des modèles L, B et E est relativement bon, mais la période relative à chaque régime est moins nette sur l'hydrogramme. Le tarissement semble bien effectif lorsque le niveau mesuré en PA est négligeable, mais l'évolution linéaire est hypothétique pour les deux dernières crues analysées (Fig. 71 et Fig. 72).

(ii) *Interprétation :*

Le fait de considérer la vidange de 2 réservoirs indépendants n'est plus valable et/ou des processus d'infiltration différée perturbent le système. L'hydrogramme rend compte pour les forts débits de la vidange des conduits qui est très rapidement influencée par une alimentation provenant des volumes peu perméables.

III.5.f Synthèse des observations sur la décrue

La plupart des hydrogrammes analysés présentent une rupture de pente qui sépare les écoulements rapides liés à la vidange des conduits des écoulements liés à la vidange des volumes peu perméables suite à une inversion de gradient entre les deux milieux [Jeannin, 1996]. Cette séparation des hydrogrammes karstiques selon le type d'écoulement n'est pas une nouveauté [Drogue, 1969; Atkinson, 1977; Dreiss, 1989; Baedke et Krothe, 2001] mais elle fait l'objet de nombreuses

discussions et critiques [Mangin, 1975, p48] ; elle apparaît cependant comme une évidence expérimentale sur le fonctionnement de *la Vène* pour des conditions initiales hydrogéologiques basses.

Sur l'hydrogramme, la période influencée par la vidange des conduits s'apparente à une droite, ce qui n'a jamais été décrit à notre connaissance. Ce régime d'écoulement particulier pourrait être lié au mode d'alimentation particulier que constitue la perte d'un cours d'eau. Une évolution linéaire peut cependant être attribuée à une évolution exponentielle ayant un très faible coefficient de tarissement. Il faut admettre dans ce cas que le milieu présente de très fortes pertes de charges, ce qui n'est pas cohérent avec un réseau de conduits et il serait impossible d'obtenir dans ce cas une pente aussi forte. Le fait d'observer une vidange linéaire ne justifie pas nécessairement le modèle L basé sur la simple équation de *Bernoulli* (Eq. 19). En particulier, le fait de négliger l'infiltration pose un problème important. On peut tout de même remarquer que l'hydrogramme reste une droite si l'on considère un débit d'infiltration qui varie linéairement en fonction du temps, mais cette hypothèse est peu fondée et l'interprétation de la pente β (Eq. 19) devient impossible. En situation d'étiage on peut supposer qu'une crue dans la rivière *Coulazou* constitue l'alimentation prépondérante de la source de *la Vène* par un apport direct dans le réseau de drainage karstique superficiel (pertes à l'exemple de PA), l'infiltration concentrée, et répartie via l'épikarst à la surface du karst, alimente dans ce cas la zone saturée située à un niveau inférieur et n'intervient pas ou peu sur l'alimentation du drain. On obtient alors un réseau de conduits saturés connecté à la source mais déconnecté de la zone saturée. La crue 7 (Fig. 64) est un exemple de crue où ces conditions ont été rencontrées : on observe bien une décroissance linéaire parfaite des débits. Considérer le réseau de conduits à la fois comme un système de drain et un réservoir semble donc possible, et il n'apparaît pas nécessaire de séparer la fonction de drainage assurée par le réseau de conduits de la fonction de stockage assurée par les Systèmes Annexes au Drainage (SAD), [Mangin, 1975]. Dans le cas de *la Vène*, ces deux fonctions sont remplies par la même entité (le drain) qui relie les cavités karstiques proche de la rivière à la source.

III.5.g Synthèse des observations sur le tarissement

Le second régime observé sur l'hydrogramme est assez bien décrit par les modèles E et B, si bien qu'il est difficile de déterminer quel est le modèle le plus adapté. Une solution peut être apportée en recherchant si les hypothèses à l'origine de ces modèles sont vérifiées lors du tarissement, à savoir la relation linéaire entre la charge hydraulique et le débit ainsi que la variation temporelle des paramètres selon les conditions hydrogéologiques et les mises en charge observées.

Tout d'abord, ces modèles s'appuient sur une relation linéaire entre la charge hydraulique dans les volumes peu perméables et le débit en régime non influencé par les infiltrations, ce qui signifie que la relation perte de charge/débit à la source doit être linéaire. Le gradient hydraulique entre les volumes peu perméables et la source peut être estimé en utilisant d'une part les chroniques piézométriques en

F_Vene et PZ2 distant respectivement de 10 m et 5300 m et d'autre part la condition de potentiel qui définit la source : $h = 34$ mNGF. La Fig. 73 montre que la relation est parfaitement linéaire pour les crues 3, 5 et 10, tandis que les autres crues sont assez bien représentées par le modèle quadratique, notamment la crue 12 (Fig. 74) ; ces résultats différents selon la crue sont difficiles à interpréter et ne semblent pas liés aux conditions initiales. Pour la crue 6 (Fig. 73 et Fig. 74), ni l'ajustement linéaire ni l'ajustement quadratique ne sont bons pour un débit supérieur à $1 \text{ m}^3/\text{s}$. La Fig. 75 montre que les pertes de charge entre F_Vene et la source évoluent linéairement en fonction du débit, ce qui traduit cette fois un écoulement laminaire valable pour toutes les crues analysées ; la relation quadratique (Fig. 76) ne semble pas convenir.

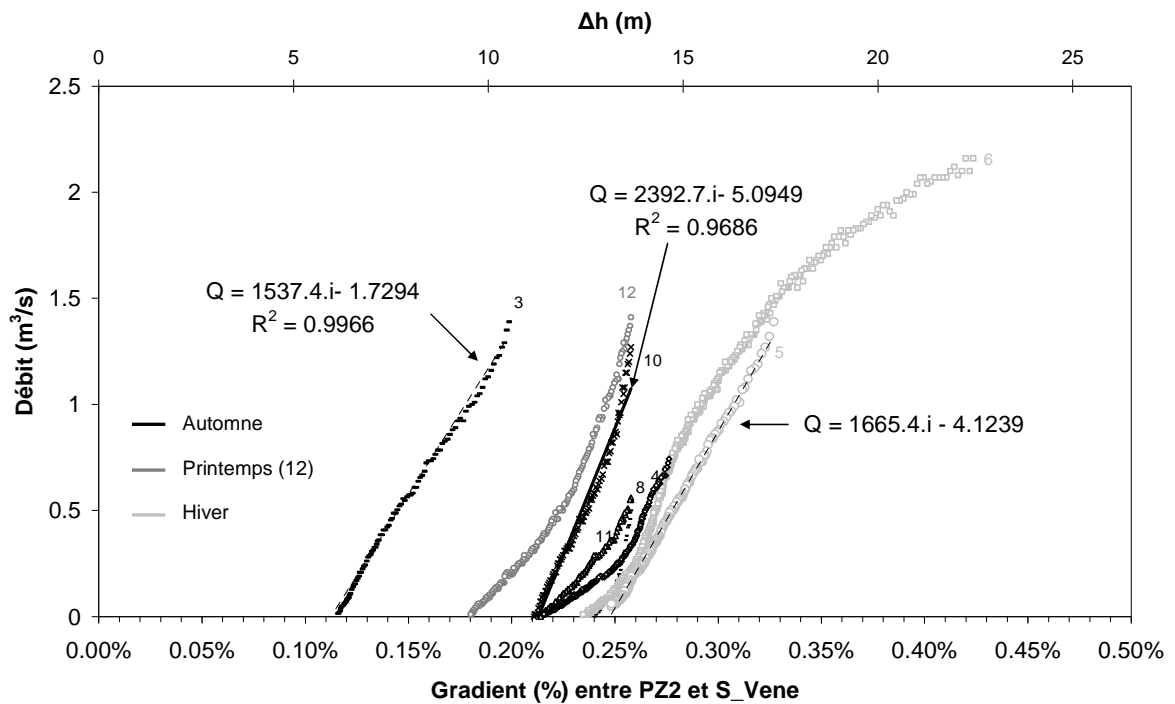


Fig. 73: Recherche d'une relation linéaire entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant PZ2 et S_Vene

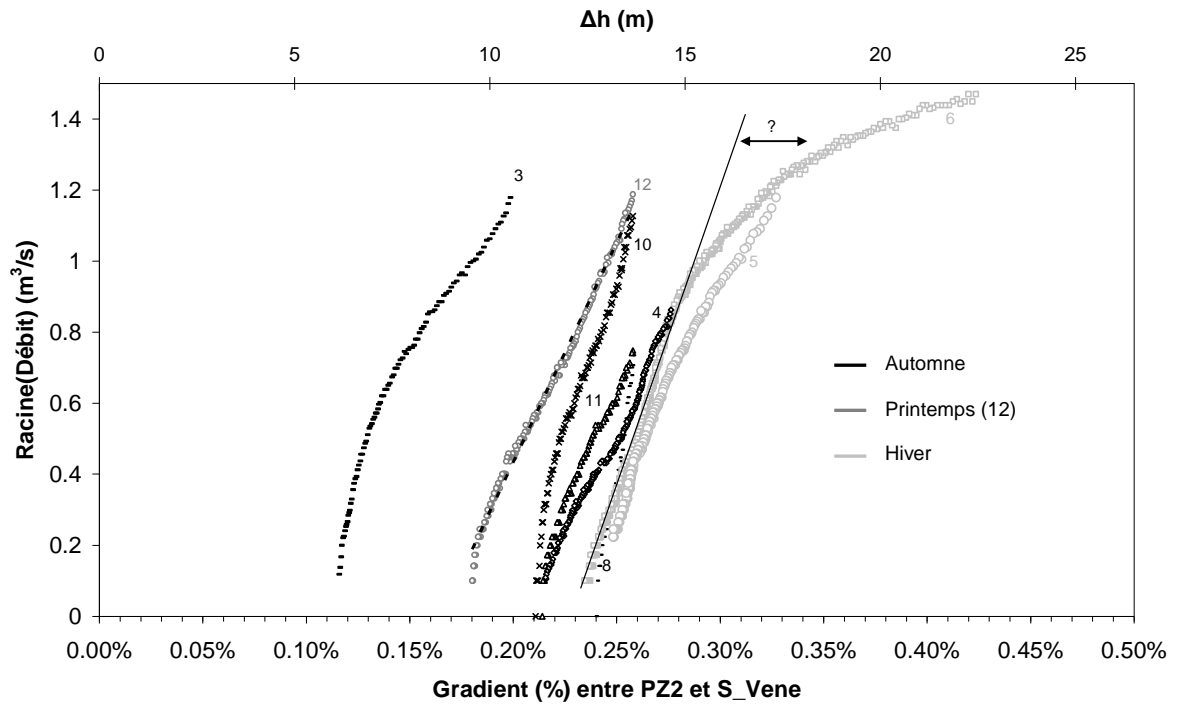


Fig. 74: Recherche d'une relation quadratique entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant PZ2 et S_Vene

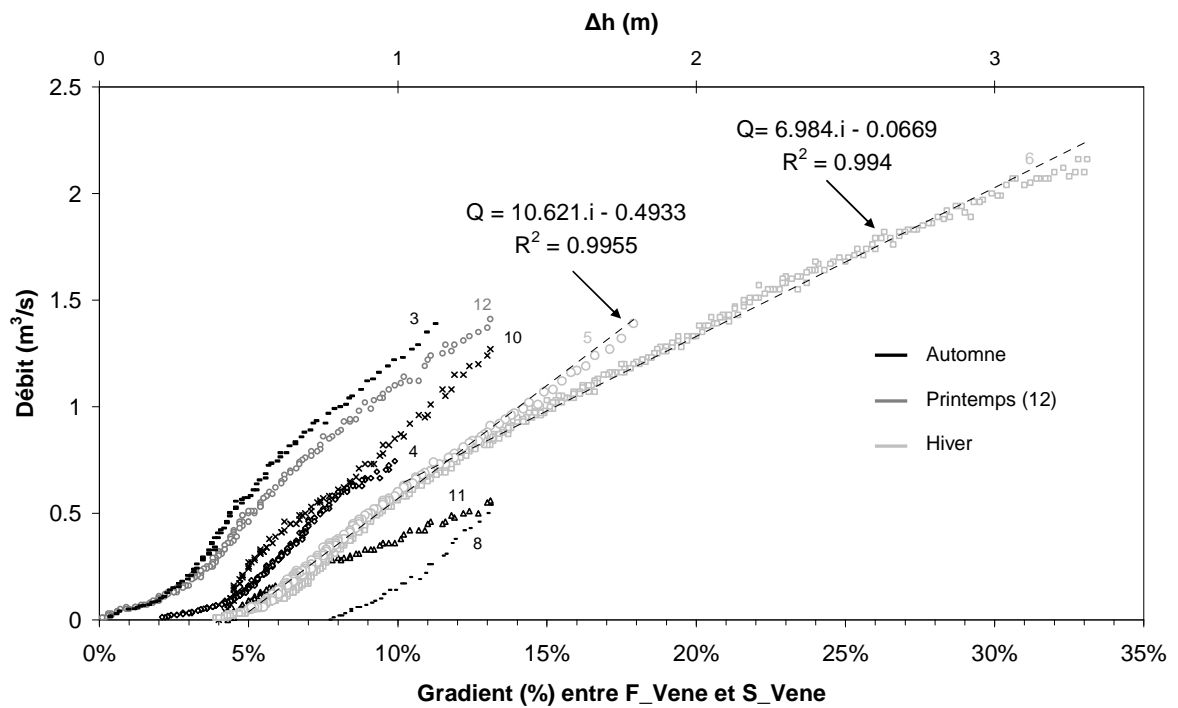


Fig. 75: Recherche d'une relation linéaire entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant F_Vene et S_Vene

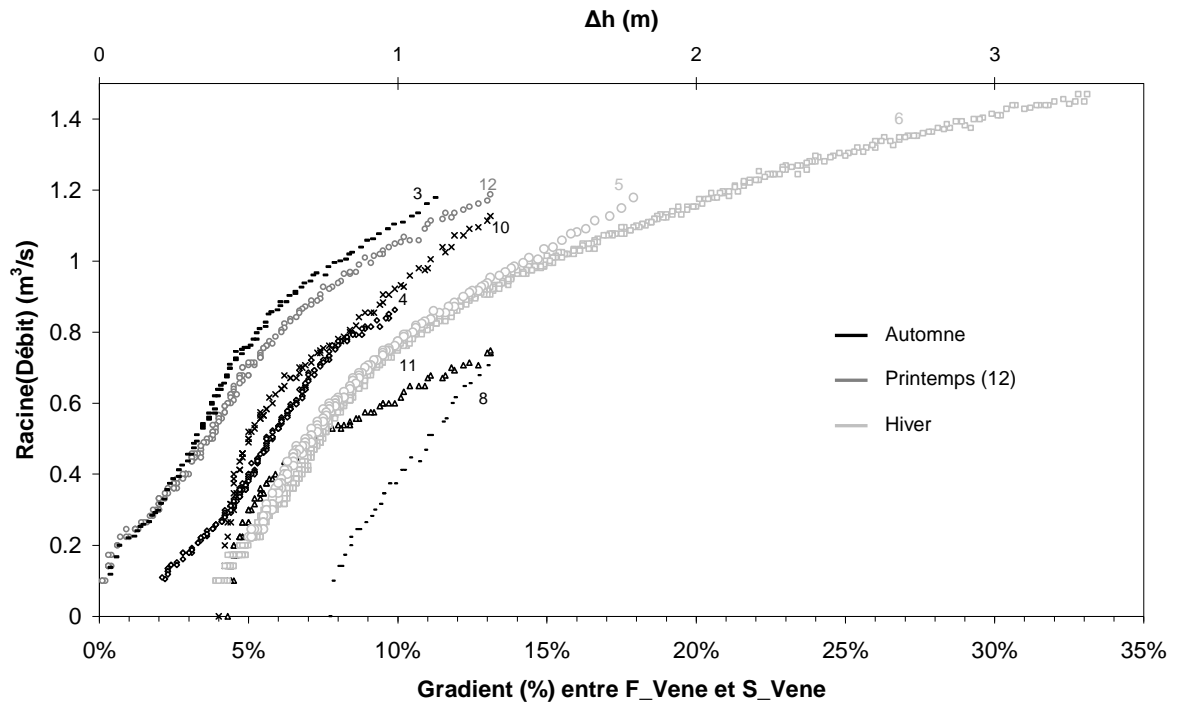


Fig. 76: Recherche d'une relation quadratique entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant F_Vene et S_Vene

Dans le cas d'une relation linéaire, la pente c de la droite obtenue (Fig. 73 et Fig. 75) correspond selon la loi de Darcy au produit de la perméabilité K du milieu traversé (m/s) par la section d'écoulement S (m²). On observe donc un produit KS nettement plus faible entre F_Vene et la source qu'entre PZ2 et la source (presque 2 ordres de grandeur), ce qui est lié éventuellement à une perméabilité plus faible, mais surtout à une forte diminution de la section d'écoulement plus on se rapproche de l'exutoire. Le fait d'observer des pertes de charge quadratiques en PZ2 indique que l'une des hypothèses principales d'application des modèles E et B n'est pas vérifiée. Cependant, l'évolution reste relativement proche d'une évolution linéaire (Fig. 73) et l'erreur commise pour de faibles débits (tarissement) peut être négligée.

La Fig. 77 présente l'évolution temporelle des paramètres calés (α et β) pour les 3 modèles testés sur les 19 crues analysées. La piézométrie journalière mesurée dans la partie captive de l'aquifère karstique sous le bassin de *Montbazin-Gigean* (piézomètre *CGE Gigean*) a également été reportée pour mieux comprendre l'évolution des paramètres selon les conditions hydrogéologiques (la piézométrie n'est pas connue avant 2004 sur le *Causse d'Aumelas*).

Le modèle L adapté à la décrue donne une valeur variable pour β , ce qui signifie selon l'Eq. 19 en considérant que la section de sortie S_B à la source est constante que la section S_A (ou le rapport $d=S_B/S_A$, cf. Eq. 19) du réservoir représentatif de l'ensemble des conduits empruntés et/ou le coefficient de perte de charge quadratique K (cf. Eq. 19) varient en fonction du temps. Une valeur

élevée de β (Fig. 77, point A) est attribuée par le modèle L à une crue qui survient en conditions de très basses eaux, ce qui signifie qu'il faut considérer un réservoir de plus faible section en basses eaux, ce qui paraît cohérent si l'on considère un réservoir de type épikarstique plus développé à proximité de la surface. A l'inverse, des valeurs plus faibles s'observent pour des crues qui surviennent en hautes eaux (Fig. 77, point B et C).

Pour la période de tarissement, le modèle E lorsqu'il traduit la loi de Maillet peut être interprété en fonction des pertes de charge au niveau du bouchon poreux (Fig. 56). Ainsi, dans le cas d'une zone non-saturée importante et non captive comme le *Causse d'Aumelas* les pertes de charges seront d'autant plus grandes (α faible, longue période de tarissement) que les masses d'eaux offrent de grandes variations [Mangin, 1975]. Les pertes de charges sont effectivement plus élevées (α faible) lorsque le tarissement intervient en situation de hautes eaux dans l'aquifère (points B et C, Fig. 77). Cependant, le modèle E tel que le décrit Boussinesq à partir d'une analyse simplifiée de l'équation de diffusivité implique que le coefficient α soit proportionnel à la hauteur saturée H de l'aquifère, cette valeur étant considérée comme constante puisque les variations de charge de l'aquifère sont supposées négligeables devant l'épaisseur saturée. On constate que le coefficient n'est pas constant et que les fortes variations de charges lors des crues ne peuvent sûrement pas être négligées. On peut donc penser que l'on se trouve dans les conditions décrites par le modèle B où, à l'inverse, l'épaisseur H de la zone saturée est négligeable devant la variation h_L de la charge hydraulique (Eq. 14) liée à la crue, ce qui semble plus cohérent par rapport aux observations sur la partie libre de l'aquifère. Le coefficient α dépend dans ce cas de h_L , il peut donc varier au cours du temps selon l'importance de la crue par rapport aux conditions initiales. Ainsi, en conditions de très basses eaux (point A, la Fig. 77) la variation de charge hydraulique dans l'aquifère est très importante par rapport à la charge initiale, ce qui implique d'après l'Eq. 14 que le coefficient α doit être élevé, ce qui est bien le cas.

L'évolution temporelle du coefficient α peut donc s'expliquer lors du tarissement quelque soit le modèle utilisé (modèle E selon Maillet et modèle B selon Boussinesq), mais l'approche analytique de la vidange des nappes aboutissant à une loi exponentielle (modèle E selon Boussinesq) doit être rejetée dans le cas du tarissement observé à la source de *la Vène*. Il n'est donc pas possible de déterminer le modèle de tarissement le plus adapté ; on peut seulement indiquer que le modèle exponentiel est plus simple à manipuler, ce qui peut expliquer son utilisation fréquente.

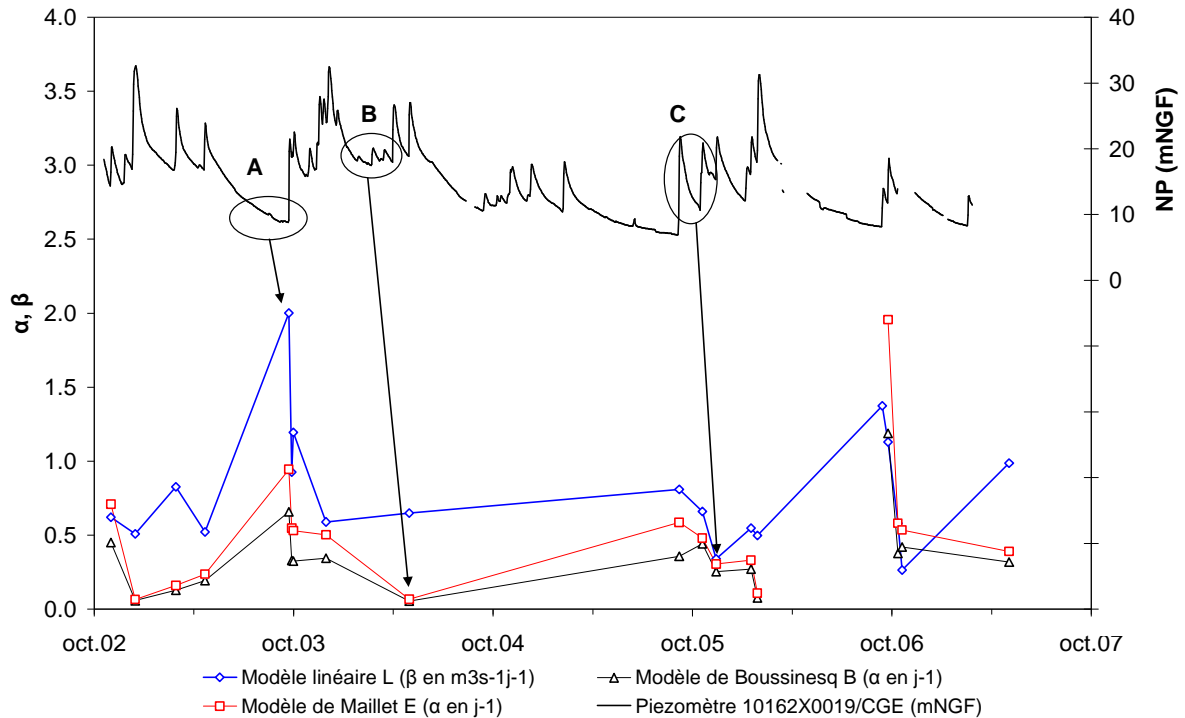


Fig. 77: Evolution temporelle des paramètres de récessions à la Vène selon les différents modèles testés

III.5.h Conséquences sur l'estimation des réserves

Les modèles de tarissement sont souvent utilisés pour caractériser les réserves de l'aquifère [Droge, 1969; Mangin, 1975]. Le *volume dynamique* [Mangin, 1975] a été défini dans le but d'estimer le volume d'eau qui s'écoule lors du tarissement à partir d'une étude des récessions selon la loi de Maillet (modèle E) sur plusieurs cycles hydrologiques. Ce volume devrait s'obtenir par intégration entre l'instant du pic de crue observé et un temps infini, mais comme l'évolution de la courbe exponentielle proposée pour le tarissement est inconnue lors de la décrue et que son extrapolation à l'instant du pic de crue n'a aucune « réalité physique » [Mangin, 1975], cet auteur propose de ne calculer le *volume dynamique* que pour l'instant où le tarissement est identifiable sur l'hydrogramme. Ainsi le *volume dynamique* correspond au volume d'eau pour lequel l'écoulement dans la zone saturée de l'aquifère karstique en régime non influencé par l'infiltration (tarissement) détermine les variations du débit à l'exutoire. L'intégration de la courbe exponentielle donne alors un *volume dynamique* égal à Q_0/α .

Si l'on procède au même raisonnement avec l'équation du modèle B de la forme $Q_0/(1+\alpha)^2$, l'intégration donne le même résultat (Q_0/α). Etant donné que les modèles E et B permettent tout deux de décrire le tarissement observé à la Vène, le choix du modèle ne devrait donc pas influencer la valeur obtenue pour le *volume dynamique*. La Fig. 78 présente les résultats des calages (Q_0 et α) obtenus avec le modèle B en fonction de ceux obtenus pour le modèle E.

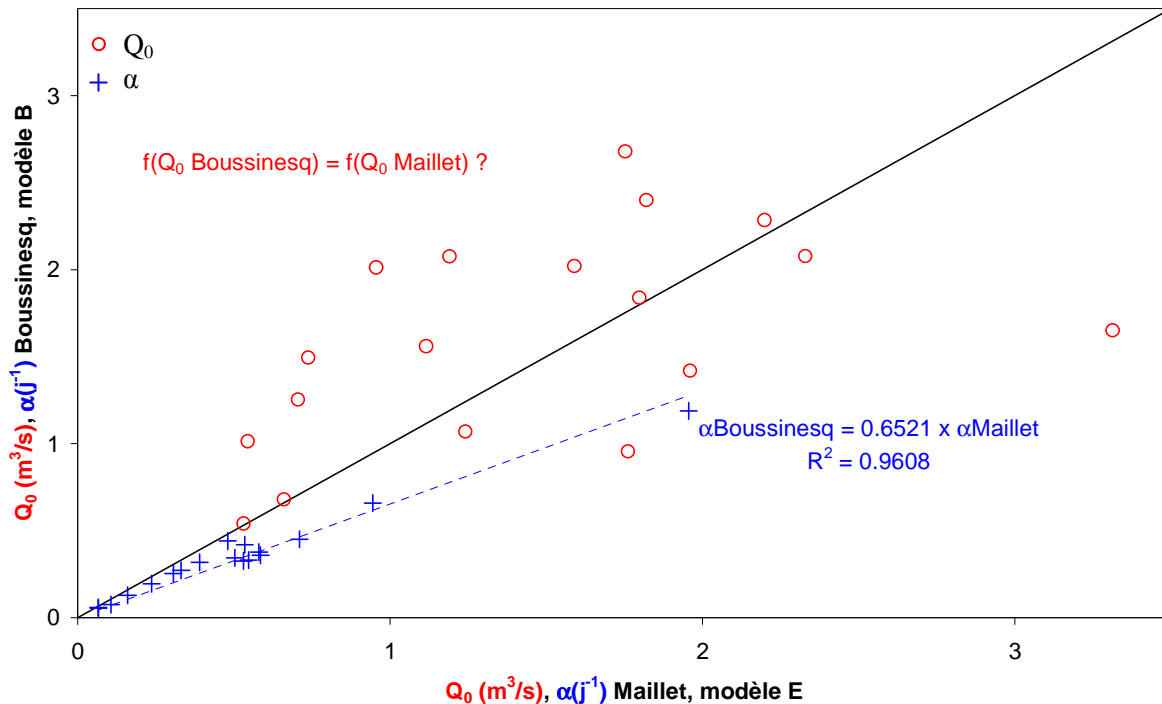


Fig. 78: Comparaison des résultats obtenus pour Q_0 et α selon le modèle utilisé

On observe une très bonne corrélation entre les coefficients α estimés à l'aide des modèle B et E ($R^2 > 0,96$). Les valeurs qui correspondent aux hautes eaux (α faibles) sont très proches, mais pour un α supérieur à 0,6 estimé à partir du modèle E, le modèle B donne une valeur inférieure de 30 à 40 % (Fig. 78). En ce qui concerne l'estimation de Q_0 , c'est-à-dire le débit à partir duquel le tarissement devient effectif, il ne semble pas apparaître de relation et les valeurs se répartissent de manière aléatoire autour de la première bissectrice (Fig. 78). C'est donc avant tout l'estimation de α qui entraîne un écart systématique des résultats pour le *volume dynamique*. On peut remarquer que les valeurs de Q_0 varient autour de $2 \text{ m}^3/\text{s}$; or ce débit caractérise le point de l'hydrogramme où les volumes peu perméables alimentent le réseau, c'est-à-dire le moment précis où l'on observe une restitution d'une partie de l'eau préalablement stockée. Le processus de mise en réserve/restitution mis en évidence par l'analyse des débits classés pour un débit proche de $1.6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 59) caractérisait donc l'inversion du sens d'écoulement entre les conduits et les volumes peu perméables, ce qui avait été anticipé sur la Fig. 62.

La Fig. 79 montre la relation entre les *volumes dynamiques* calculés pour les 2 modèles. On s'aperçoit qu'il existe une bonne relation entre les *volumes dynamiques* estimés, mais que le modèle E classiquement utilisé propose une valeur de près de 60 % plus faible. Cette dérive apparaît clairement lorsque les volumes estimés sont élevés; or Mangin [1975] propose de ne garder que la plus grande estimation du volume dynamique sur une grande période pour caractériser les réserves: le choix du

modèle de tarissement influencera donc le résultat de près de 60 % dans le cas de la source de *la Vène*. Compte tenu de cette différence non négligeable, une interprétation plus poussée des valeurs obtenues n'est pas proposée.

On peut cependant remarquer que l'on obtient un volume dynamique maximal pour la crue 1 d'avril 2004 quelque soit le modèle choisi, ce qui correspond à la deuxième moitié du cycle hydrologique 2003-2004. De nombreuses et fortes crues se sont produites dans la première partie de ce cycle en septembre et décembre 2003 (la décrue de décembre a été reconstituée). Ces crues ont donc influencé la réponse du système lors de la crue 1 d'avril 2004, on observe ainsi un phénomène d'antécédence (« mémoire » du système karstique) au cours d'un cycle hydrologique, mais cet effet est relativement court et n'influence absolument pas ou peu les cycles suivants qui sont uniquement contrôlés par le régime des précipitations (exemple de la succession des cycles 2003/2004 et 2004/2005, Fig. 80) ; l'étéage d'été très prononcé en climat Méditerranéen aurait pour conséquence de « réinitialiser » le système.

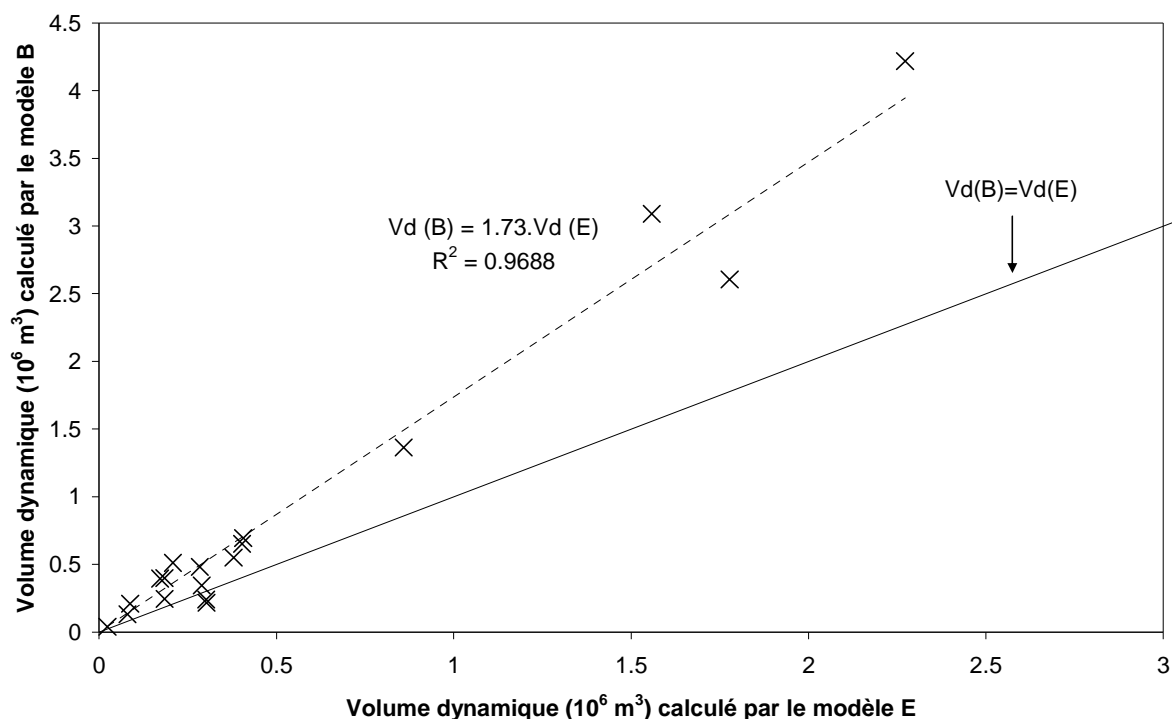


Fig. 79: Comparaison des résultats obtenus pour l'estimation du volume dynamique selon le modèle utilisé

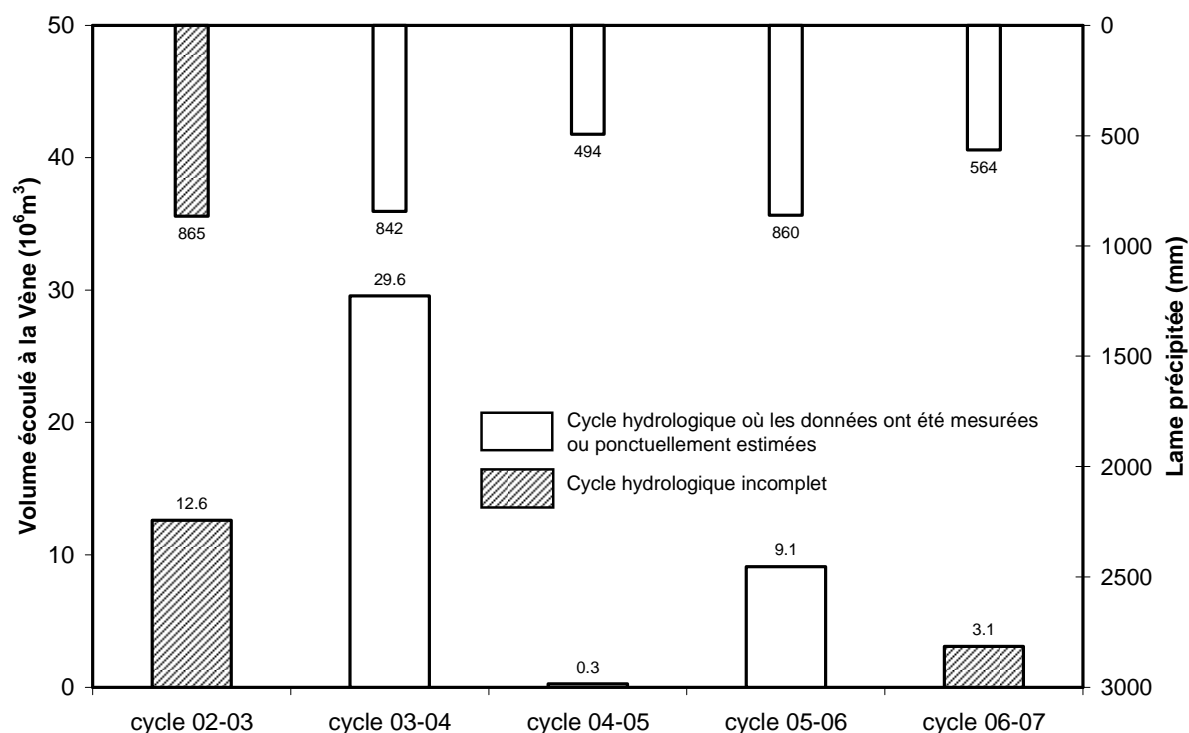


Fig. 80: Estimation des volumes écoulés à la Vène ; les cycles sont définis à partir du 1er septembre, les précipitations sont mesurées au pluviographe de Montbazin pour les cycles 02-03 et 03-04 puis en P4 (Mas de Figuière) sur le *Causse d'Aumelas*.

IV Synthèse des interactions karst/rivière observées à l'échelle intermédiaire

Plusieurs conclusions spécifiques extrapolables à d'autres sites peuvent être tirées de ces analyses :

IV.1.a Sur la rapidité des transferts entre la surface et l'exutoire

Le réseau karstique superficiel mis en évidence à proximité de la rivière fait donc partie du réseau de drainage karstique qui alimente la source de *la Vène*. Ainsi, les interactions entre la rivière *Coulazou* et la source de *la Vène* sont favorisées et la forte diffusivité des réseaux karstiques permet de retrouver à l'exutoire une brève variation de charge imposée en amont du système lorsque la rivière s'engouffre dans les cavités karstiques. Ces observations sont synthétisées sur la Fig. 81.

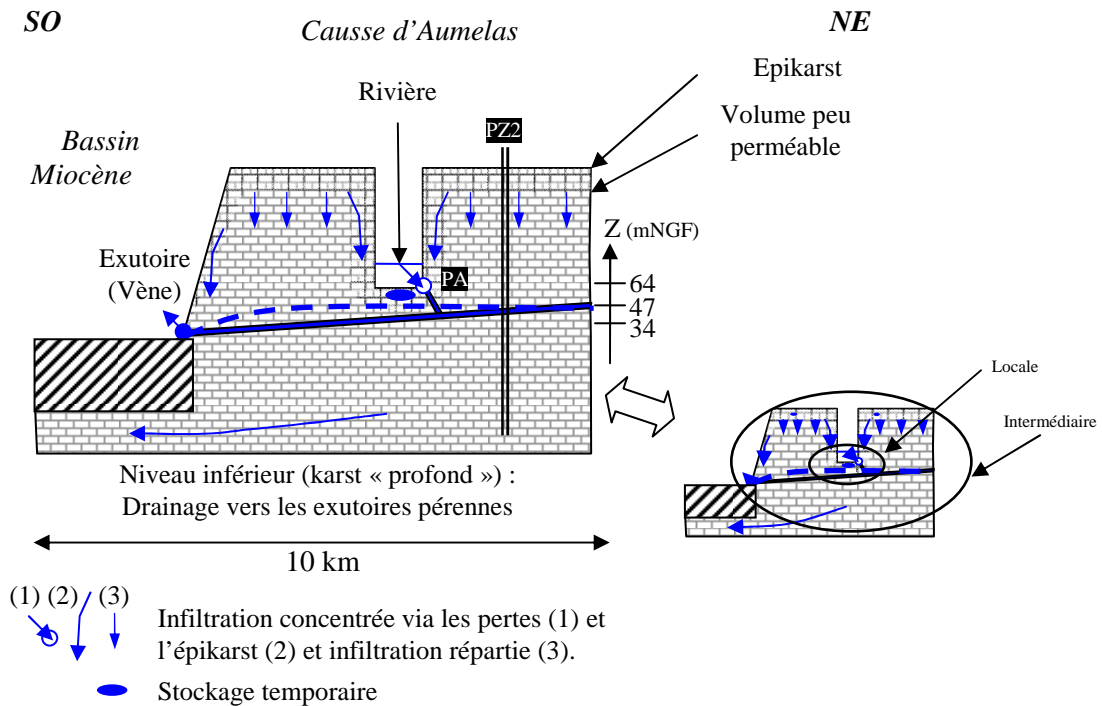


Fig. 81: Représentation synthétique des interactions karst/rivière aux échelles locale et intermédiaire en situation de rivière infiltrante.

Le suivi hydrodynamique en différents points de l'aquifère a permis de mieux comprendre l'organisation spatiale et temporelle des écoulements entre les volumes peu perméables et les conduits karstiques lors d'une crue ainsi que le positionnement dans l'espace de ces conduits (Fig. 81).

A l'échelle intermédiaire, il apparaît donc une très forte interaction entre la rivière et l'exutoire étudié. Il pourrait donc être intéressant d'étudier les dynamiques de transfert de masse en utilisant un traceur naturel de la rivière jusqu'à l'exutoire. Une analyse de l'évolution simultanée de la température et de la conductivité pourra peut-être apporter des éléments de réponse, à condition qu'il soit possible de discriminer clairement les différents pôles (drains/volume), ce qui n'est pas du tout évident puisque la rivière qui s'infiltré présente déjà une évolution rapide de la conductivité qu'il ne faut pas analyser à l'exutoire comme une inversion du sens d'écoulement entre le drain et les volumes peu perméables.

La réalisation d'un traçage artificiel depuis le forage situé à 10 m de l'exutoire et décrit comme représentatif d'un volume peu perméable permettrait de préciser les dynamiques d'écoulements dans ce type de volume, que l'on pourrait comparer (multitraçage ?) à la réponse obtenue suite à une injection simultanée dans un conduit (PA ou AN) en condition de rivière infiltrante.

IV.1.b Sur l'apparition d'un phénomène rétroactif de saturation du drainage

Une modification du sens de l'écoulement entre le drain et les volumes peu perméables se traduit directement sur l'hydrogramme de la source par un point de rupture très net. Au voisinage de la rivière, le réseau de drainage karstique superficiel agit comme une limite exfiltrante (limite de potentiel) à 47 mNGF qui se traduit lors de la récession par un niveau de stabilisation sur les chroniques piézométriques et par une rupture de pente sur la courbe des piézométries classées (Fig. 48) ; le drain se comporte comme un drain *épiphréatique* ou *Jurassien*. En crue, on observe un engorgement du réseau qui est lié en amont du système de drainage à la capacité d'absorption du karst au niveau des pertes mais aussi en aval à un sous dimensionnement des conduits par rapport au débit qui est drainé vers l'exutoire, ce qui apparaît à la lecture de la courbe des débits classés pour un débit atteignant 5,5 m³/s. La saturation du réseau karstique superficiel provoque une inversion des écoulements au niveau des cavités karstiques situées dans le lit de la rivière et l'apparition d'émergences karstiques depuis l'aval du bassin versant vers l'amont. Dans ce cas, le réseau karstique superficiel agit comme une limite de potentiel imposé égal à la cote de débordement de l'aven le plus proche, c'est-à-dire 52 mNGF pour AN et 64 mNGF pour PA et le drain se comporte alors comme un drain *Vauclusien*.

Ainsi, lors d'une crue dans la rivière, les eaux de surface vont s'infiltrer rapidement par les pertes et contribuer aux écoulements souterrains drainés vers *la Vène* jusqu'à ce que l'on observe une inversion des écoulements liée à l'engorgement des réseaux et une contribution des eaux souterraines aux eaux de surface (débordement du karst), ce qui peut se représenter sous la forme d'une boucle de rétroaction hydrodynamique (Fig. 82) :

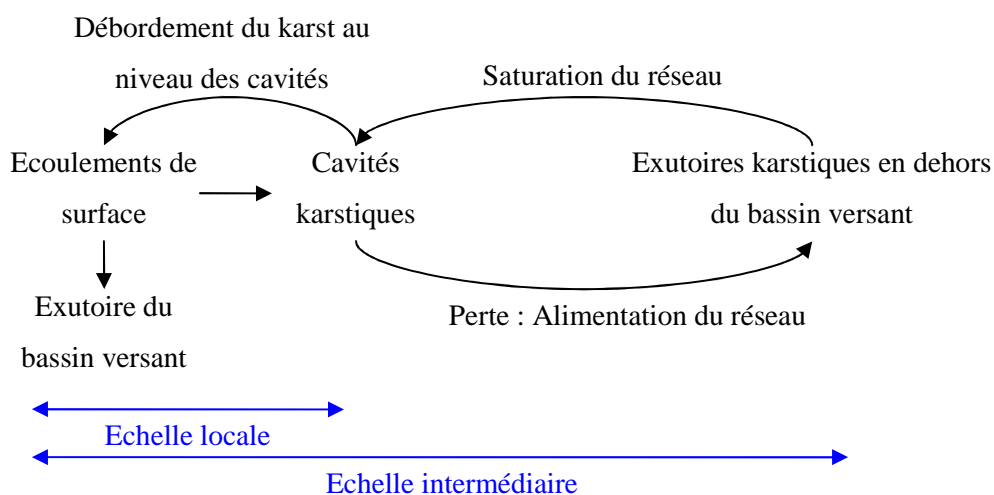


Fig. 82: Boucle de rétroaction hydrodynamique au sein du système karst/rivière (échelle d'écoulement locale et intermédiaire)

Ce fonctionnement complexe se traduit par une réorganisation des écoulements au fur et à mesure de la mise en fonctionnement de réseaux karstiques supérieurs, ce qui induit des phénomènes de difffluence selon les conditions hydrogéologiques.

IV.1.c Sur la dynamique de vidange des conduits et l'estimation des réserves

Ces observations ont permis de préciser le rôle des conduits karstiques sur l'évolution de l'hydrogramme de crue, et plusieurs configurations ont pu être étudiées selon les conditions initiales de l'aquifère. Différents modèles mathématiques ont pu être testés pour décrire la totalité de l'hydrogramme. En général, on considère l'hydrogramme d'une source karstique comme traduisant l'évolution du débit de base auquel s'ajoute un écoulement de crue. La configuration du réseau de conduits qui alimente *la Vène*, notamment sa connexion directe avec les écoulements de surface ainsi que son caractère temporaire permet de négliger dans certains cas le débit de base tout au long de la crue. On se trouve dans des conditions particulièrement privilégiées pour observer uniquement la vidange des conduits qui s'apparente à la vidange d'un réservoir selon la relation de *Bernoulli*, soit une simple droite en fonction du temps. Si une analogie hydraulique permet de rendre compte de la vidange des conduits, c'est une analogie avec un milieu poreux qui permet d'expliquer la vidange des volumes peu perméables. Les deux modèles de tarissement utilisés permettent de décrire correctement l'hydrogramme, mais ces modèles proposent des résultats assez différents pour l'estimation des réserves (60 % d'écart sur le volume dynamique). Un modèle simple à deux réservoirs est proposé afin d'expliquer l'évolution complète de l'hydrogramme, à savoir la vidange des conduits et l'alimentation par les volumes peu perméables. Ces deux réservoirs peuvent être considérés comme indépendants en conditions initiales de basses eaux (Fig. 83), mais il faut considérer une évolution en parallèle en conditions initiales de hautes eaux où la charge hydraulique de l'un influence celle de l'autre. Dans ce cas, les deux réservoirs sont dépendants du point de vue de la charge hydraulique : cette dépendance traduit une condition de potentiel et non une condition de flux comme cela est souvent proposé lorsque le premier réservoir d'infiltration rapide se vidange dans le second représentatif des volumes peu perméables.

Le schéma synthétique suivant permet de visualiser les interactions mises en évidence entre les conduits et les volumes peu perméables selon les conditions initiales (Fig. 83) :

En basses eaux (1), le débit Q est lié à la vidange rapide des conduits (A) sans faire intervenir les volumes peu perméables (B), et l'hypothèse d'application de la conservation de la masse est vérifiée en négligeant l'alimentation des volumes peu perméables (q_{AB}) devant le débit Q à l'exutoire.

En hautes eaux (3), la vidange des conduits est contrôlée par la vidange des volumes peu perméables qui réalimentent au fur et à mesure les conduits. L'équation de conservation de la masse

doit être modifiée pour rendre compte de cette alimentation qui dépend linéairement de la différence de charge entre les réservoirs A et B.

Le cas (2) serait une situation intermédiaire où l'on observe successivement les deux phénomènes, ce qui se traduit par un point d'inflexion très net sur les hydrogrammes.

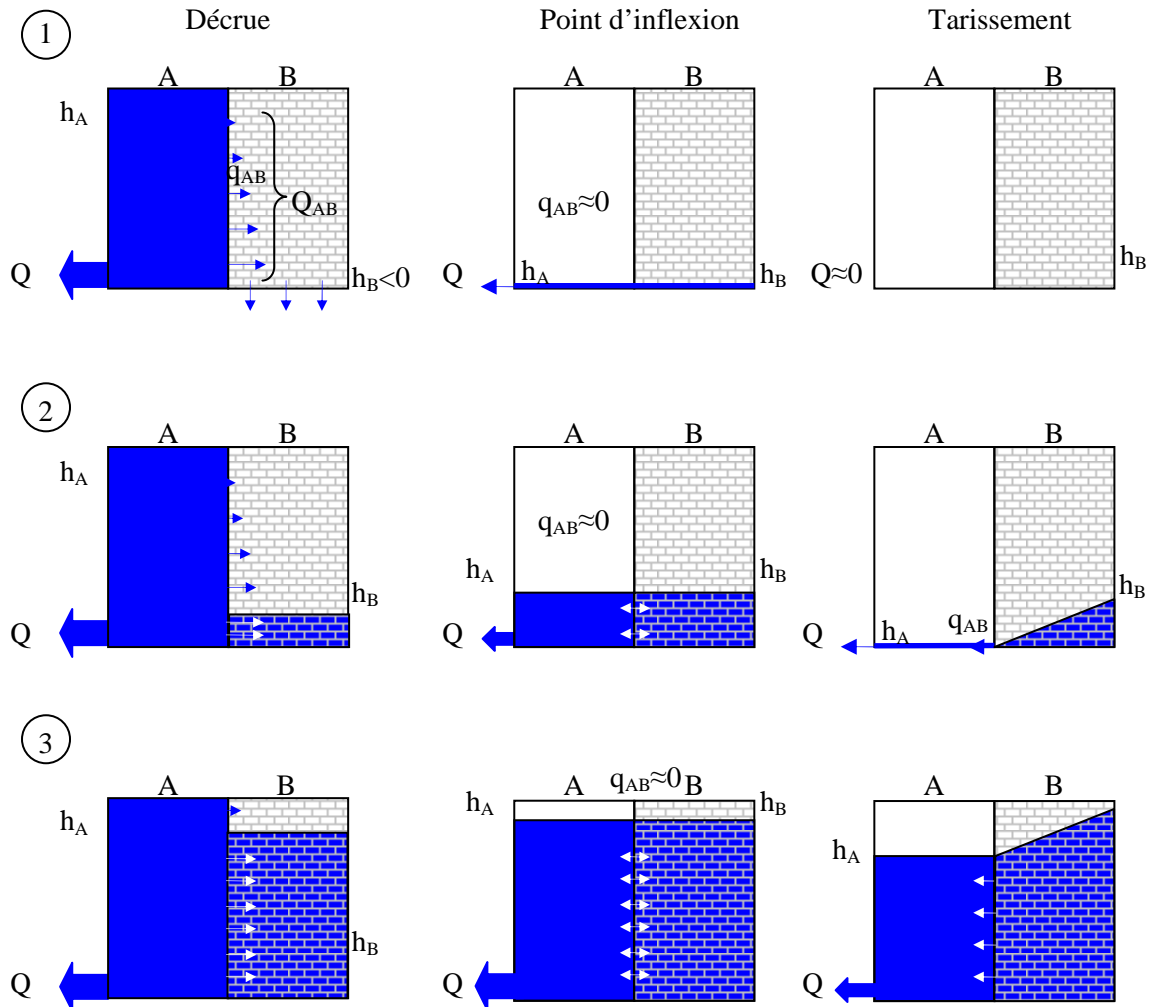


Fig. 83: Représentation schématique des échanges entre un conduit karstique (élément de gauche) et la matrice peu perméable (élément de droite) lors d'une crue de surface selon les conditions hydrogéologiques initiales : 1=Basses eaux, 2=Niveau intermédiaire ; 3=Hautes eaux.

Le fait de retrouver différentes typologies de pluies très contrastées associé à des conditions initiales variées permet de couvrir une large gamme d'interactions karst/rivière, ce qui rend les résultats de cette étude transposables à d'autres cas d'étude. Il serait intéressant de comparer les interactions décrites sur ce petit site expérimental à celles que l'on observe sur d'autres sites, à des échelles de temps et d'espace différentes, comme par exemple les pertes de la *Loire* et les résurgences du *Loiret* et ou les pertes du *Doubs* et la source de la *Loue* en *France*, ou bien le site de *River Sink* et *River Rise* dans le parc national d'*Oleno River* en *Floride* dans le cadre d'une collaboration entre le laboratoire HydroSciences et l'Université de Floride.

Chapitre 5 :

Analyse fonctionnelle du système karstique

I Introduction

Le suivi hydrodynamique réalisé durant ce travail de thèse, associé aux suivis effectués par d'autres équipes du laboratoire HydroSciences, la DIREN et le BRGM (Fig. 11) permettent aujourd'hui de disposer d'une base de donnée hydrodynamique à l'échelle du système hydrogéologique d'*Aumelas-Thau*.

L'ensemble de ces chroniques de pluie, débit, hauteur, pression, température et conductivité au pas de temps d'acquisition variable mais le plus souvent inférieur à l'heure constitue une quantité de données considérable qui devient difficile à décrire de manière synthétique. Des informations essentielles sur le fonctionnement du système ont pu être révélées par une étude événementielle de la réponse hydrodynamique du système karst/rivière en différents points de l'aquifère, mais cette approche nécessite de croiser des informations obtenues en de nombreux points sans faire ressortir toute l'information contenue dans chaque chronique. De plus, en multipliant les analyses événementielles il devient difficile d'avoir une vision globale du fonctionnement du système hydrologique à une plus grande échelle de temps.

Il apparaît donc nécessaire d'utiliser ou de développer d'autres méthodes pour mieux décrire le fonctionnement du système à différentes échelles de temps. Dans ce but, l'analyse systémique fournit des descripteurs plus puissants pour caractériser le fonctionnement d'un système hydrologique à partir d'une analyse des chroniques. Cette approche est basée sur la notion de système dynamique qui évolue en relation avec son environnement, chaque interaction pouvant être décrite par le biais du signal qu'elle engendre. A ce titre, l'analyse des séries chronologiques s'inspirera fortement des méthodes du traitement du signal. Ce paragraphe se propose tout d'abord d'exposer brièvement les

outils et les méthodes retenues. Ces méthodes seront ensuite utilisées dans le but de caractériser la réponse du système karst/rivière à un ensemble de sollicitations à la fois

- (i) internes : Relations entre la pluie, les mises en charge dans le karst, la recharge allochtone et les débits aux exutoires
- (ii) externes : Variations naturelles de la piézométrie sous l'influence directe ou indirecte des phénomènes de marée et de l'évolution de la pression atmosphérique.

Le but de ces analyses est de faire ressortir des informations (i) sur le transfert et la genèse des ondes de crue en surface, (ii) d'estimer des paramètres hydrodynamiques et (iii) de mieux connaître les conditions aux limites de l'aquifère karstique. Cette approche est donc complémentaire de l'approche descriptive précédente.

II Eléments théoriques sur l'approche fonctionnelle

II.1 Avant propos

Une présentation générale de l'analyse systémique peut être trouvée sur le site du ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement durable et de l'Aménagement du territoire (<http://www.cedip.equipement.gouv.fr>). L'analyse fonctionnelle y est décrite comme une démarche qui consiste à rechercher, ordonner, caractériser, hiérarchiser et/ou valoriser les fonctions assurées par les différents éléments d'un système, il y a donc un lien direct entre l'analyse fonctionnelle et l'analyse systémique qui consiste à étudier la réponse d'un système à une sollicitation, incluant l'ensemble des interactions entre les sous éléments du système. Ainsi, le système n'est qu'une construction intellectuelle fait d'un assemblage d'éléments structurés et hiérarchisés, qui n'a d'autre réalité que celle que lui accorde l'observateur : tout système est inclus dans un autre système, en poser la limite ne sert qu'à faciliter la compréhension du problème posé. Enfin, définir un système et simplifier son fonctionnement ne signifie pas que les processus décrits sont réellement simples, en particulier lorsque l'on manipule des systèmes linéaires invariants.

II.2 Notion de filtre et analyse systémique en hydrogéologie

II.2.a Systèmes, filtres, signaux et systèmes hydrologiques

- Eléments théoriques

Quelques méthodes simples classiquement utilisées pour le traitement du signal sont présentées dans ce paragraphe. L'approche est très rapidement décrite, une présentation plus complète et plus rigoureuse peut être trouvée dans des ouvrages plus spécialisés, notamment dans le domaine de l'électricité [de Coulon, 1984].

Un système peut être considéré comme un opérateur mathématique qui applique un certain nombre de transformations à un signal en entrée, produisant en sortie un signal contenant seulement les éléments en entrée qui respectent certains critères, ces éléments sélectionnés peuvent être transformés ou non. Un signal est ici défini de manière très générale comme une entité qui véhicule de l'information. L'action d'un système qui reçoit un signal et le transforme est donc équivalente à l'action d'un filtre, ce terme étant plus utilisé pour des applications en électricité, notamment pour le traitement du son.

La Fig. 84 représente le cas simple d'une transformation d'un unique signal par un système quelconque. Ce système est qualifié de système scalaire, ou SISO (Single Input-Single Output), il représente une simplification d'un système vectoriel, ou MIMO (Multiple Input-Multiple Output) qui feraient intervenir un ensemble de signaux d'entrée (un vecteur constitué de plusieurs signaux) et un ensemble de signaux de sortie.

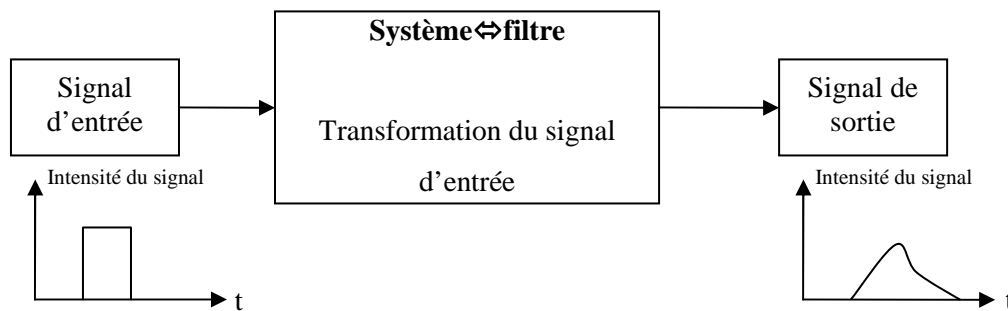


Fig. 84: Transformation d'un signal par un système

L'avantage de présenter la transformation d'un signal en ces termes est qu'il devient possible de décrire les signaux et donc le résultat de la transformation par le système dans différents espaces mathématiques, plus précisément dans différents espaces *vectoriels*. Les signaux et leur transformation peuvent ainsi être analysés par projection sur les vecteurs qui définissent une autre base, ces vecteurs devant être particulièrement bien choisis pour révéler le type d'information recherché.

La projection sur les vecteurs propres d'une autre base se traduit mathématiquement par une transformation F définie par l'Eq. 21 où Φ représente le noyau de la transformation qui doit être « bien » choisi pour mettre en évidence une classe de caractéristiques du signal.

$$F(u, v, w, \dots) = \int x(t) \Phi(t, u, v, w, \dots) dt$$

Eq. 21: Projection de $x(t)$ sur une fonction noyau $\Phi(t, u, v, w, \dots)$

La transformation qui sera utilisée dans ce chapitre est la transformée de Fourier, le noyau Φ de la transformation est alors composé des fonction sinus et cosinus, exprimées sous la forme d'une exponentielle complexe dans l'Eq. 22 :

$$X(f) = TF[x(t)] = \int_{\mathfrak{R}} x(t) \cdot e^{-i2\pi ft} dt$$

Eq. 22: Transformée de Fourier d'un signal x

La transformé de Fourier est ainsi décrite comme la projection d'un signal (temporel) dans l'espace des pulsations ω ($\omega=2\pi/T$ exprimé en rad.s^{-1} ou f représente la période) à l'aide des fonctions sinus et cosinus qui en sont les vecteurs propres (fonctions noyaux). Cette projection permet de révéler le contenu harmonique des signaux (analyse *harmonique*). En exprimant cette transformation dans le domaine fréquentiel ($f=\omega/2\pi$ exprimé en Hz), on obtient une décomposition du signal en fonction de la fréquence, appelée de manière générale l'analyse *spectrale*. En d'autre terme, l'analyse spectrale est une analyse dans le domaine fréquentiel qui permet d'isoler par leur fréquence les différentes composantes qui constituent le signal. Graphiquement, le signal n'est plus représenté dans l'espace en fonction de l'intensité et du temps (Fig. 84), mais en fonction de l'intensité et de la fréquence de chaque composante (spectre).

D'autres fonctions noyaux peuvent être utilisées, comme celles qui définissent la transformée de Laplace pour le calcul formel en mathématiques ou encore celles qui définissent les transformations en ondelettes. L'analyse en ondelettes correspond à l'utilisation de fonctions noyaux plus complexes (les ondelettes mères) et permet d'étudier les processus non stationnaires, ce qui ne sera pas abordé dans ce chapitre.

En pratique, les signaux étudiés sont plus ou moins complexes et sont constitués d'un nombre plus ou moins grand de fréquences d'amplitudes différentes. Le rôle du système est de transmettre le signal d'entrée en retardant (déphasage), amplifiant ($\text{gain}>1$) ou atténuant ($\text{gain}<1$) certaines bandes de fréquences. Si le système modifie la fréquence du signal, il ne sera plus possible de le décrire à l'aide de la transformée de Fourier et il sera nécessaire d'utiliser une autre transformation (ondelettes par exemple).

Dans tous les cas, la connaissance de l'opérateur de transfert permet de décrire complètement le fonctionnement du système et, inversement, l'observation du fonctionnement du système par le biais des signaux qu'il reçoit et qu'il renvoie permet de décrire (partiellement) l'opérateur de transfert.

- Relation avec un système hydrologique et application au système karst/rivière

La notion de système définie précédemment peut être rapprochée de la notion de système hydrologique [Yevjevich, 1972], et plus particulièrement de la notion de système karstique [Mangin, 1975; Mangin, 1984]. Le fonctionnement du système est représenté par un opérateur qui transforme une ou plusieurs fonctions d'entrée en une ou plusieurs fonctions de sortie: il assure ainsi l'intégration

des signaux d'entrée (pluie, débit, température, etc....) qui seront transformés en signaux de sortie caractérisant la réponse du système. Aucune connaissance préalable sur la structure interne du système n'est nécessaire, mais l'analyse des signaux qu'il reçoit et qu'il émet va traduire ces propriétés physiques. Cela constitue un atout considérable en hydrogéologie, et notamment en hydrogéologie karstique où il est encore difficile d'avoir des informations précises sur l'organisation des réseaux de drainage et les propriétés hydrodynamiques du milieu. L'analyse systémique est donc un outil indirect pour décrire la structure physique du système lorsque celle-ci est inconnue.

Cette approche peut aussi s'appliquer à l'étude d'un sous ensemble du système karstique, comme par exemple le système traçage [Lepiller et Mondain, 1986]. Elle est appliquée dans ce chapitre à l'étude des bassins versants en tant que système hydrologique (relation pluie/ruissellement) et à l'étude du système karst/rivière tel qu'il est défini au chapitre 1 (Fig. 9). Ce système sera étudié comme un système actif capable d'amplifier ou d'atténuer une crue en surface.

- Principe

Si l'on suppose que le système étudié est un système scalaire linéaire et invariant (LTI=Linear Time Invariant system), alors ce système est totalement décrit par sa fonction de transfert identique à chaque instant : une intégrale de convolution (Eq. 23) permet de connaître le signal de sortie $s(t)$ à partir de l'entrée $e(t)$. Si l'on néglige l'influence de la sortie du système sur l'entrée, le système est causal et l'intégrale n'est calculée que sur l'intervalle $[0 ; +\infty[$. Un tel système est appelé système de convolution. Par exemple, l'utilisation de l'hydrogramme unitaire en tant que fonction de transfert pluie/débit s'appuie sur ces hypothèses.

$$s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t - \tau) \cdot e(\tau) \cdot d\tau$$

Eq. 23: Intégrale de convolution permettant de calculer le signal de sortie $s(t)$ du système à partir du signal d'entrée $e(t)$.

Si le système étudié est un système de convolution, alors la connaissance de la fonction de transfert h permet de décrire totalement le fonctionnement du système. La fonction de transfert est aussi appelée réponse impulsionnelle puisqu'elle correspond à la réponse théorique du système à une impulsion de Dirac.

L'un des intérêts de l'analyse spectrale par transformée de Fourier est de transformer cette convolution en un produit, ce qui permet de décrire et de manipuler les systèmes de convolution beaucoup plus facilement, et notamment de retrouver la réponse impulsionnelle du système par déconvolution.

Le système de convolution est alors défini par sa réponse en fréquence ; celle-ci correspond à l'expression de la réponse impulsionnelle du système dans le domaine fréquentiel. Elle est obtenue

par transformée de Fourier de la fonction de transfert ; son module représente le gain et son argument représente le déphasage que va subir le signal d'entrée.

Les signaux utilisés pour décrire les systèmes hydrologiques sont des chroniques issues de mesures sur le terrain de différents paramètres à un pas d'échantillonnage et sur une durée donnée. Une partie de l'information est donc perdue à court terme (échantillonnage) et à long terme (signal tronqué) par cet intermédiaire.

Les outils de base utilisés pour décrire la structure temporelle des chroniques sont les corrélogrammes simples et croisés [Jenkins et Watts, 1968]. L'information contenue dans ces chroniques sera ensuite analysée dans l'espace des fréquences à l'aide de la transformée de Fourier. Ces méthodes sont décrites plus en détail dans les paragraphes suivants.

II.2.b Application sur le site expérimental du *Causse d'Aumelas*

L'utilisation d'une approche fonctionnelle pour décrire différentes fonctions de transfert sur le site expérimental du *Coulazou* a fait l'objet de 3 publications :

1- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A. et Pistre, S., 2008. Mediterranean flash flood transfer through karstic area. *Environmental Geology*, 54(3): 605-614.

2- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S. et Batiot-Guilhe, C., 2008. Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). *Journal of Hydrology*, 349(1-2): 98-114.

3- Bailly-Comte, V., Jourde, H. et Pistre, S., 2008. Transfer functions in a karst watershed using correlation and spectral analyses, Case of the Coulazou watershed, Aumelas Thau system, South of France, 13th IWRA World Water Congress, Montpellier.

Les 2 premières publications ont été reportées en annexe (annexes 7 et 8), tandis que la dernière publication est incluse (en anglais) dans le paragraphe suivant. Une synthèse des différents résultats apportés par ces études sera ensuite proposée.

II.3 Transfer functions in a karst watershed using correlation and spectral analyses [Bailly-Comte et al., 2008a]

II.3.a Introduction

A lot of works have used linear input-output models for karst aquifer analysis [Dreiss, 1983; Mangin, 1984; Padilla et Pulido-Bosch, 1995; Larocque et al., 1998; Rahnemaei et al., 2005; Massei et al., 2006; e.g. Bailly-Comte et al., 2008b; Bailly-Comte et al., 2008c] or for karst flows simulation [Long et Derickson, 1999; Labat et al., 2000a]. It is now admitted that karst systems have a non-linear and non stationary behaviour [Labat et al., 2000a; Jukic et Denic-Jukic, 2004; Massei et al., 2006; e.g. Bailly-Comte et al., 2008b; Bailly-Comte et al., 2008c], which implies that karst spring discharge, and more generally karst flows do not simply result from convolution of a non time dependent transfer function and a rainfall time series.

As a consequence some authors have proposed alternative approaches based on a combination of two linear transfer functions (composite transfer functions) dedicated to so called slow and quick flows components [Denic-Jukic et Jukic, 2003] or on non-linear kernel functions [Labat et al., 2000b; Jukic et Denic-Jukic, 2006]. Simple linear input-output models give however interesting results when applied to the description of time series structures, which may constitute a first step to karst aquifer modelling [Mangin, 1984; Bailly-Comte et al., 2008c]. In this case the input-output model is only used to describe the system and no output simulation is attempted. These linear input-output models do not need information about the internal structure of aquifers and mathematical relations between input and output time series are derived without applying physical laws [Denic-Jukic et Jukic, 2003]. As a result, Time Series Analysis (TSA) applied to karst flows gives information on the structure and the behaviour of a karst aquifer in an indirect way by interpreting the induced effect of an input variation on the output. Different types of measurements may be used as input and/or output: rainfall, spring discharge, runoff, water level, temperature, turbidity, electrical conductivity etc., but the main difficulty of simple input-output models comes from the choice of bivariate time series which are not influenced by a third one.

This paper deals with the genesis and the transfer of surface flows on karst watersheds, especially in case of karst aquifers with allogenic stream, that is stream which originates in a non karst watershed or in a karst watershed from another karst system. During floods the karst aquifer is thus partly fed by an allogenic stream and thus 3 combinations of rainfall runoff time series are available for bivariate analyses: (i) the rainfall/runoff relationship of the allogenic stream using a gauging station upstream from the karst aquifer, (ii) the rainfall/runoff relationship using a gauging station downstream from the karst aquifer and (iii) the runoff/runoff relationship using these two gauging stations. In the following, *upstream watershed* refers to the watershed of the allogenic stream, Q_I

represents the station which gauges runoff in the allogenic stream as it reaches the karst aquifer and Q_2 is the second station which gauges the runoff in the river downstream from the karst aquifer (Fig. 85).

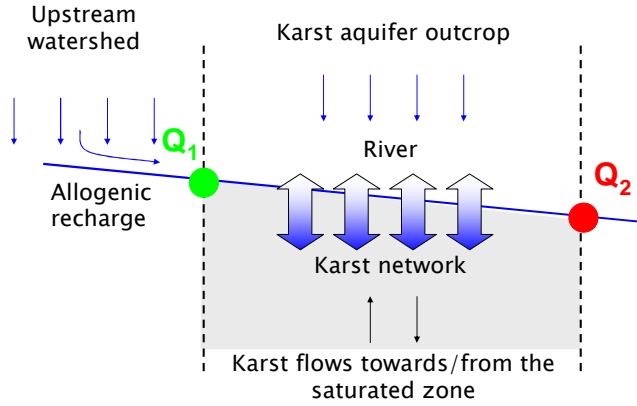


Fig. 85: Karst/River interaction in case of allogenic stream

Runoff in Q_2 accounts for Karst/River exchanges [Bailly-Comte et al., 2008c], including water losses through swallow holes and karst springs discharge.

II.3.b Methods

The study is done at the flood event time scale which allows (i) considering hydrological processes as almost time invariant phenomena and (ii) analysing the input-output transformation according to the initial hydrogeologic conditions. The Jenkins and Watts method [1968] is used to analyse transfer functions for each bivariate time series.

- Covariance and correlation analyses: Transfer function in the time domain

Pairs of n length time series $x_i(t)$ and $x_j(t)$ are selected to compute auto- and cross covariance coefficients $C_{x_i, x_j}(k)$, $i=1,2$ and $j=1,2$ where k is the time lag. Computations are done using the following auto- and cross covariance coefficient (acvf and ccvf) estimates (1):

$$\begin{aligned}
 C_{x_i, x_j}(k) &= \frac{1}{n} \times \sum_1^{n-k} (x_{i(t)} - \bar{x}_i) \times (x_{j(t+k)} - \bar{x}_j) \quad k \geq 0 \\
 C_{x_i, x_j}(k) &= C_{x_j, x_i}(-k) \quad k < 0 \\
 \text{acvf} &: i = j \\
 \text{ccvf} &: i \neq j
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

Results are generally normalised using (2) so that acvf and ccvf become auto- and cross correlation (acf and ccf) functions. Correlation coefficients $r_{x_i, x_j}(k)$, $i=1,2$ and $j=1,2$ are given by (2).

$$r_{x_i, x_j}(k) = \frac{C_{x_i, x_j}(k)}{\sqrt{C_{x_i, x_i}(0) \times C_{x_j, x_j}(0)}}
 \tag{2}$$

Correlation analyses show how correlated are two time series for increasing time lag k ; the bivariate time series can be identical (auto-correlation) or not (cross correlation). Estimates of acf and ccf versus the lag k are shown on a graph called respectively correlogram and cross correlogram. They are supposed to be valid for $k=m < n/3$ [Mangin, 1984], where m is the truncation point.

First conclusions about trends, memory effects and periodic structure of time series may be given by analysing shapes of correlograms while cross correlogram gives information about the response of the input-output system [Mangin, 1984]. The cross correlation function is indeed the data analysis tool for the identification of transfer function [Box et al., 1994]. If the input time series is a realization of a random process, the corresponding correlogram should be null for all lags k except for $k=0$ where the acf is always 1. In this case, assuming a Linear Time Invariant (LTI) process, the cross correlogram gives an image of the transfer function of the system. The latter is also called the impulse response of the system and can be used to compute the output time series by convolution with the input time series. First order differenced time series are thus often used to remove trends in order to deal with modified times series representative of an almost random process [Jenkins et Watts, 1968]. First order differenced time series are calculated for an x time series using (3).

$$\text{diff}(x_t) = x_t - x_{t-1} \quad t > 1 \quad (3)$$

Correlation analyses are also used as a first step for spectral analysis. Results and conclusions given by correlation analyses in the time domain can also be given in the frequency domain using the Fourier transform of the auto and cross covariance estimates (Eqs 1 and 2).

- Spectral analyses: Transfer function in the frequency domain

This section deals with the frequency-domain description of bivariate time series. Fourier transform of acvf gives the Power Spectral Density (PSD) of the time series. PSD allows analysing the structure of a time series in a different way since it describes the frequency contents and intensities of the time series. In other words, it gives the decomposition of the sample variance with frequency and thus shows how the variance of the time series is distributed according to frequencies. Trends (contents at low to 0 frequencies) and periodic structures (peak on the spectral plot) are thus highlighted. The smoothing of spectral estimates (5) is determined by the choice of the window function $w(k)$ [Jenkins et Watts, 1968]. The Tukey (or Hanning) window is widely used in various sciences for its good spectral properties and has thus been chosen for this study to minimize sampling and truncation errors (4). PSD estimate is in fact the cosine transform of the estimate of acvf since the latter is an even function (5).

$$w(k) = \frac{1}{2} \times \left(1 + \cos\left(\frac{k\pi}{m}\right) \right) \quad |k| \leq m, m \text{ is the truncation point} \quad (4)$$

$$PSD_i(f) = 2 \times \left(C_{x,x_i}(0) + 2 \times \sum_{k=1}^{m-1} C_{x,x_i}(k) \times w(k) \times \cos(2\pi fk) \right) \quad \text{where } f = \frac{j}{2m}, j = 0, \dots, m \quad (5)$$

The Fourier transform of the ccvf gives a complex cross power spectrum C_{12} since ccvf is an odd function. As a result, 4 spectral functions can be given: (i) the cospectrum (real part, L_{12}), (ii) the quadrature spectrum (imaginary part, Q_{12}) and, in the complex form, (iii) the cross amplitude spectrum (A_{12}) and (iv) the phase spectrum (Φ_{12}). Spectral estimates are computed using the discrete Fourier transform proposed by Jenkins and Watts [1968] with the Tukey window function (4):

$$L_{12}(f) = 2 \times \left(C_{x_1 x_2}(0) + \sum_{k=1}^{m-1} (C_{x_1 x_2}(k) + C_{x_2 x_1}(k)) \times w(k) \times \cos(2\pi f k) \right) \quad (6)$$

$$Q_{12}(f) = 2 \times \sum_{k=1}^{m-1} (C_{x_1 x_2}(k) - C_{x_2 x_1}(k)) \times w(k) \times \sin(2\pi f k) \quad (7)$$

$$A_{12}(f) = \sqrt{Q_{12}^2(f) + L_{12}^2(f)} \quad (8)$$

The cross amplitude spectrum shows if frequency components in the input time series are associated with large or small amplitudes at the same frequency in the other series [Jenkins et Watts, 1968].

$$\Phi_{12}(f) = \arctan\left(-\frac{Q_{12}}{L_{12}}\right); \quad -\pi < \Phi_{12} \leq \pi \quad (9)$$

$$\Delta t(f) = -\frac{\Phi_{12}}{2\pi f}$$

Phase spectrum shows if frequency components in the input time series lag or lead the components at the same frequency in the output time series; the phase delay Δt is computed using (9). All these estimates (Eqs. 5 to 9) are used to describe time series in the frequency domain. Moreover, spectral analyses allow expressing the frequency response H_{12} of the system, which is the transfer function of the system expressed in the frequency domain. The frequency response is thus equivalent to the impulse response in the frequency domain. Assuming that the input/output system is a LTI system and considering that convolution in the time domain is simply a multiplication in the frequency domain, H_{12} may be written using PSD_1 and the cross power spectrum C_{12} (10):

$$H_{12}(f) = \frac{C_{12}}{PSD_1} = \frac{A_{12}}{PSD_1} \times e^{-j\Phi_{12}} = G_{12} \times e^{-j\Phi_{12}} \quad \text{where } G_{12}(f) = \frac{A_{12}}{PSD_1} \quad (10)$$

Two spectra characterise the transfer function in the frequency domain; the phase spectrum Φ_{12} and the gain spectrum G_{12} . If the system is linear, then (11):

$$PSD_2(f) = PSD_1 \times G_{12}^2 \quad (11)$$

A combination of (11) and (10) allows defining another function called the squared coherence function $K^2_{12}(f)$, which is equal to one for a linear system. Whatever the nature of the system, the Cauchy-Schwarz inequality implies furthermore that K^2_{12} is less or equal to one.

$$K^2_{12}(f) = \frac{A_{12}^2}{PSD_1 \times PSD_2} \quad (12)$$

As a result K^2_{12} is a test function which shows if the output signal can be interpreted as a modification of the input signal through a LTI system. The larger K^2_{12} is for a given frequency f , the more closely related are the f components of the input and output signals [Yevjevich, 1972]. In case of low coherence values, a non-linear behaviour and/or additional inputs have to be considered.

Bias in phase, coherency and gain estimator can be reduced by aligning the time series before computing the ccvf estimates [Jenkins et Watts, 1968]. This is done by shifting the output time series by the lag for which the ccf is the highest, leading to a so-called non-delayed system. An approximate

(100- α)% confidence intervals for gain and phase estimates is proposed by Jenkins and Watts [1968], where f is the upper 100(1- α)% point of the F (Fisher-Snedecor) distribution with 2 and $\nu-2$ degrees of freedom, ν is the number of degrees of freedom associated with the smoothing of the output spectrum.

$$G_{12}(f) = \tilde{G}_{12}(f) \times \left(1 \pm \sqrt{\frac{2}{\nu-2} \times f_{2,\nu-2}(1-\alpha) \times \frac{1-K^2_{12}(f)}{K^2_{12}(f)}} \right)$$

$$\phi_{12}(f) = \tilde{\phi}_{12}(f) \times \left(1 \pm \sqrt{\frac{2}{\nu-2} \times f_{2,\nu-2}(1-\alpha) \times \frac{1-K^2_{12}(f)}{K^2_{12}(f)}} \right)$$
(13)

The number of degree of freedom ν is calculated using (14), where b is the standardised bandwidth of the spectral windows used for the smoothing of the output spectrum, which is 4/3 for the Tukey window [Jenkins et Watts, 1968].

$$\nu = \frac{2 \times b \times n}{m+1}$$
(14)

In the following, Rainfall/Runoff (R/Q) relationships will be analysed in the time domain while Runoff/Runoff (Q/Q) relationship is analysed both in the time and frequency domain. Bode gain and phase plots ($20\log G_{12}$ in dB and Φ_{12} in radians on a log-frequency axis) are used to show frequency response estimates. Single or multiple resonant frequencies which characterise the system are highlighted by Bode plots where the gain estimate shows a local maximum and the phase estimate decreases rapidly.

All the iterative calculations are done with a Microsoft Visual Basic for Applications (VBA) macro in Excel 2003. Fast Fourier Transform is commonly employed for spectral analysis since the computation algorithm is much more efficient, but it only works for series with lengths that are a power of 2. In the Jenkins and Watts procedure, the length of the spectral window and the frequency resolution are related to k and m , while FFT procedure needs zero padding techniques. The Jenkins and Watts method has been chosen since estimates are easy to compute and computational time is reduced in case of short length time series.

II.3.c Case study

- Study area and monitoring network

Near Montpellier, Southern France, the *Coulazou* temporary River crosses the *Aumelas Causse* where the karst aquifer outcrops (Jurassic limestones, Fig. 86).

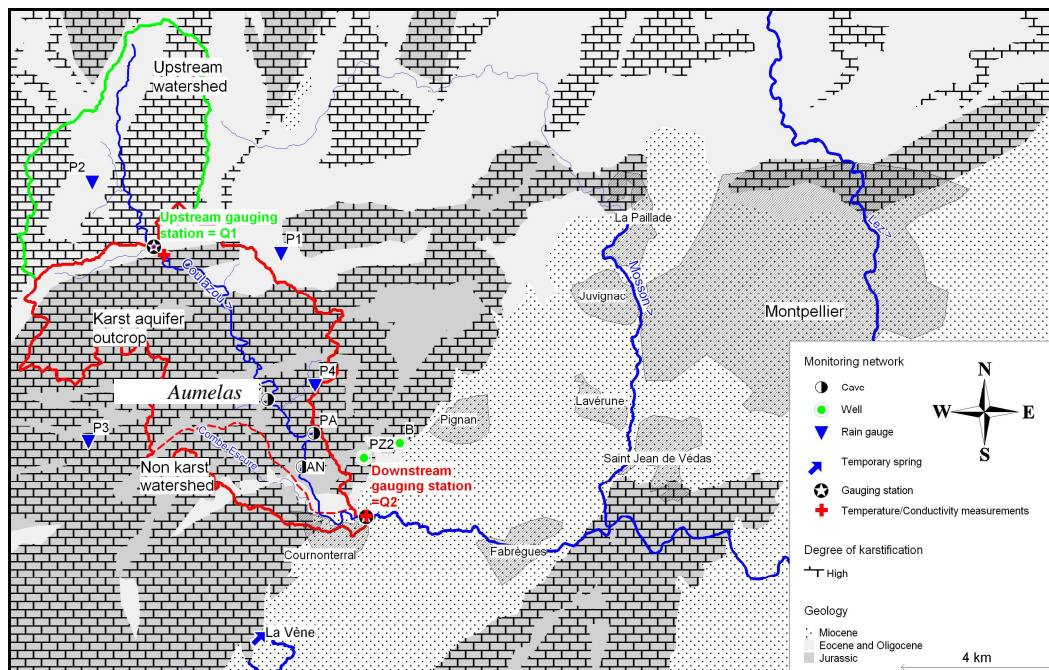


Fig. 86: Study area and monitoring network

A monitoring network (Fig. 86) has been settled for the Karst/River interactions assessment [Jourde et al., 2007; Bailly-Comte et al., 2008b; Bailly-Comte et al., 2008c] including (i) 4 rain gauges distributed over the 61 km² *Coulazou* watershed at a 5 min time step, (ii) surface flows measurements in the river upstream (Q_1) and downstream (Q_2) of the karst aquifer at a 5 min time step, (iii) water-level, temperature and electrical conductivity measurements in caves in the riverbed and wells near the river at a 10 min time step (Fig. 86).

This system constitutes a small scale experimental site to study the genesis and the transfer of surface flows before to focus on larger systems where floods hazards in karst area may have larger human and economic consequences.

- Available data and previous hydrodynamic results

12 flood events have been analysed. Results and classification of Karst/River interactions are given for the 12 events in Table 1. Cumulative rainfall is given for the upstream watershed (R_{up}) by P2 (Fig. 86) and on the karst aquifer (R_{Karst}) by a weighted sum of P1, P3 and P4 (Fig. 86) using the Thiessen polygon method (Table 1). Hydrogeological information about the karst aquifer before the flood is also given (Initial water level in the karst aquifer, Table 1, cf. Chapitre 3).

- Bivariate time series selection for transfer functions analysis

R/Q transformation characterises the “watershed” system while Q/Q transformation between Q_1 and Q_2 characterises the “Karst/River” system. The study of R/Q and Q/Q bivariate time series uses R_{up} vs Q_1 and R_{down} vs Q_2 , where R_{down} is a combination of all rain gauges using the Thiessen polygon method on the whole watershed. Transfer functions are analysed in the time domain for each R/Q and Q/Q bivariate time series. Frequency response estimates are provided for the Q_1/Q_2 relationship for which gain and phase functions characterises the transformation of a runoff signal through a karst

watershed. Input/output time series are thus homogeneous (same unit) and the karst watershed between Q_1 and Q_2 stand for a filter which modifies the runoff, like an electronic system which amplifies or not the current.

Flood	Rainfall (mm)		Runoff Coeff. (%)		Initial water level in the karst aquifer	River reach classification between Q_1 and Q_2	
	R_{up}	R_{Karst}	Q_1	Q_2		Surf.W/Grd.W connexion	Direction of flows
1-Apr04	110	69	12	26	very high	Connected	<u>Gaining</u>
2-Oct04	122	28	8	3	low	Disconnected	Losing
3-Sept05	257	154	11	11	very low	Disconnected	Variably losing and gaining Mostly losing
4-Nov05	60	53	16	14	high	Connected	Variably losing and gaining Mostly <u>gaining</u>
5-Jan06	44	46	21	17	high	Connected	<u>Gaining</u>
6-Jan06	208	200	24	72	very high	Connected	<u>Gaining</u>
7-Sept06	145	141	1	2	very low	Disconnected	Variably losing and gaining Mostly <u>gaining</u>
8-Sept06	68	62	6	5	medium	Connected	Variably losing and gaining Mostly <u>gaining</u>
9-Sept06	31	13	10	0	high	Connected	Losing
10-Oct06	47	53	7	2	high	Connected	Variably losing and gaining Mostly losing
11-Oct06	nd.	11	-	-	very high	Connected	Variably losing and gaining Mostly losing
12-May07	48	54	6	5	medium	Connected	Variably losing and gaining Mostly <u>gaining</u>

Table 1: Hydrodynamic results and classification of Karst/River exchanges in the *Coulazou* watershed

Floods sample are subdivided into 2 groups and a comparison of transfer functions based on River classification (Table 1) is done.

Group A: Losing or variably gaining-losing with mostly losing reach, which are the floods 2, 3, 9, 10 and 11; R_{up} is unknown for the flood event 11.

Group B: Gaining or variably gaining-losing with mostly gaining reach, which are the floods 1, 4, 5, 6, 7, 8, and 12.

These 2 groups have been identified by previous Karst/River interaction studies between Q_1 and Q_2 (Fig. 86). No information is available for groundwater-surface water interactions assessment in the upstream watershed. The same groups of floods are however used for the R_{up}/Q_1 relationship study so that comparisons between hydrologic processes occurring in the upstream watershed (R_{up}/Q_1) and in the whole watershed (R_{down}/Q_2 and Q_1/Q_2) can be done.

II.3.d Results and discussion

The number close to a curve is the name of the flood for each following graph.

- R_{up}/Q_1 relationship

Fig. 87-1 and Fig. 87-3 show results of auto correlations for the group A:

Rainfall correlograms show a high decrease for low time lags which means that no trend characterises the rainfall (input) time series (Fig. 87-1). The rainfall correlogram of the flood 3 is an ideal case since rainfall can be considered as a random process (Fig. 87-1, $acf \approx 0$ for $k > 0$), while the other rainfall correlograms show some peaks which will influence the R_{up}/Q_1 cross correlation estimates. Both rainfall and runoff correlograms of the flood 3 increase for lags between 6 h and 18 h, but the runoff correlogram is much more damped. Indeed, runoff correlograms show that short term rainfall fluctuations are filtered. Runoff correlograms of the floods 2 and 3 also decrease very quickly which means that the watershed have a very short impulse response. In other words, the floods 2 and 3 are typical flash-floods events for which direct runoff is the main contribution to surface flows. At the opposite, the flood 10 exhibits a high inertia process which reflects a baseflow contribution to surface flows (Fig. 87-3); the time structure of the rainfall is totally modified by the watershed. The flood 9 shows an intermediate situation where direct runoff is followed by a baseflow contribution to surface flows.

The R_{up}/Q_1 cross correlograms of the floods 2, 3 and 9 exhibit sharp peaks between 1.75 h and 2.5 h, which characterises the direct response of the upstream watershed to runoff. Moreover, the cross correlogram of the flood 9 (Fig. 87-5) gives a good image of the R/Q transfer function of the watershed since the rainfall can be considered as a random process (Fig. 87-1); a breakpoint for a lag around 3.4 h (Fig. 87-5, see arrow) reflects a transition between direct runoff and delayed flows (baseflow). Secondary peaks for floods 2 and 3 are only due to the time structure of the rainfall (Fig. 87-1). The cross correlogram of the flood 10 shows a more delayed and damped response with two maxima; the first one corresponds to the direct response to runoff while the second one may be related both to the time structure of the rainfall (Fig. 87-1) and to delayed flows (baseflow).

Fig. 87-2, Fig. 87-4 and Fig. 87-6 show results of auto-and cross correlations for the group B:

Structures of rainfall time series are much more complex for the group B (Fig. 87-2) than for the group A (Fig. 87-1); some rainfall correlograms show medium to long term trends (floods 1, 5 and 6, Fig. 87-2) which are due to longer rainfall events with relatively constant intensities. Q_1 correlograms decrease slowly and short term rainfall fluctuations are totally filtered by the watershed (Fig. 87-4). Rainfall cannot be interpreted as a random process since numerous non negligible peaks appear on R_{up} correlograms (Fig. 87-2). As a result, R_{up}/Q_1 cross correlograms give distorted images of the transfer function (Fig. 87-6). A response time around 4 h can however be given (see arrows, Fig. 87-6), which

is significantly higher than the mean watershed response time evaluated for the group A. The transfer is thus more influenced by delayed flows.

The watershed response time vary between 1.75 h and 6 h according to various hydrologic states of the watershed (initial soil moisture) and the rainfall intensities ; both of them control the type of response: direct runoff and/or baseflow. Flash-floods show quick, short and sharp direct response to runoff, approximately 2 h after the rainfall, while delayed responses accounting for baseflow processes are predominant 3 h to 4 h after the rainfall. Small differences in time response may also be due to the spatial distribution of the rainfall since R_{up} is estimated using 1 rain gauge only.

The same study is now done in Q_2 (Fig. 86) to describe the hydrologic behaviour of the River downstream from the karst aquifer.

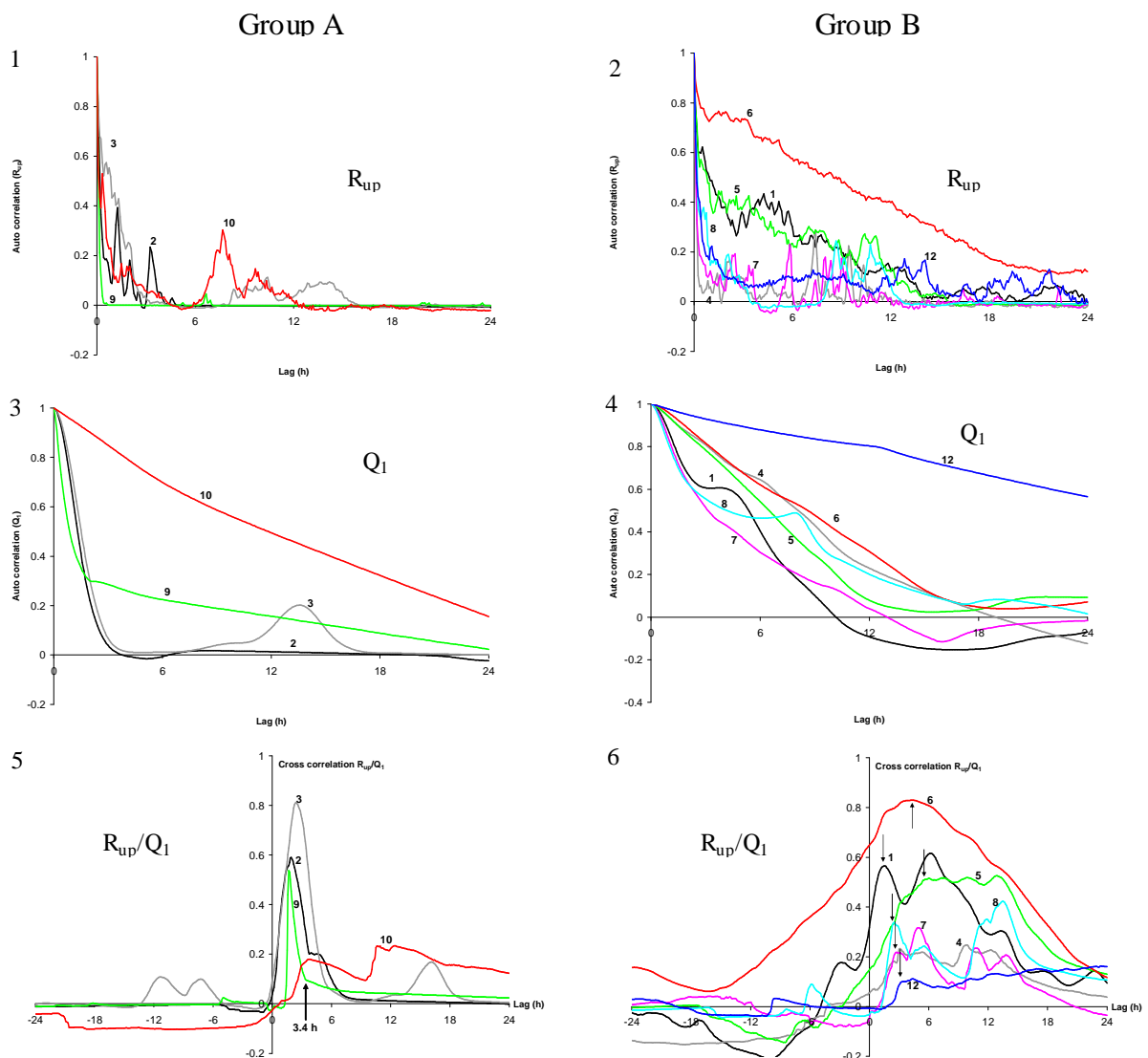


Fig. 87: R_{up}/Q_1 auto and cross correlograms, $k=5$ min, $m=24$ h, group A (left) and B (right).

- R_{down}/Q_2 relationship

Fig. 88-1, Fig. 88-3 and Fig. 88-5 show results of auto and cross correlations for the group A.

R_{down} correlograms are quite similar to those using R_{up} time series, and the same conclusions can be given. As a result, the time structure of the rainfall is fairly the same in all rain gauges and a strong modification of the discharge time structure between Q_1 and Q_2 reflects a change of the transfer function on the karst aquifer.

Q_2 correlograms (Fig. 88-3) shows that floods 2, 3 and 11 only characterises direct runoff (flash-flood), while the floods 9 and 10 are influenced by delayed flows coming from the upstream watershed and/or the karst aquifer. Moreover, both Fig. 87-3 and Fig. 88-3 show a second peak for the flood 3 at the same time lag (around 14 h), but this second peak is much higher using Q_2 time series. It means that bimodal flood transfer upstream and downstream from the karst aquifer is different. Flash flood transfer is well described by the R_{down}/Q_2 cross-correlogram (Fig. 88-7, floods 2, 3 and especially 11). The major difference between cross correlograms R_{up}/Q_1 of the flood 9 and R_{down}/Q_2 of the flood 11 is that no distinction between direct and delayed responses to runoff appears downstream from the karst aquifer (Q_2). Thus, no baseflow influences the floods transfer of the group A, which is in accordance with the losing reach definition (Table 1). Local runoff on karst thalwegs are furthermore responsible for a quick response (flood 10, arrow), as well as subsurface flows for delayed response (flood 9, arrow), but runoff coefficients are very low for these two latter floods (Table 1). It means that surface flows are discontinuous between Q_1 and Q_2 ; the transfer is thus totally different since it only reflects low and local overland flows.

Fig. 88-2, Fig. 88-4 and Fig. 88-6 show results of auto and cross correlations for the group B.

R_{down} correlograms are also quite similar to those using R_{up} time series, and the same conclusion can be given. Q_2 correlograms (Fig. 88-4) of the floods 1, 4, 5 and 6 show however higher auto correlation than Q_1 correlograms (Fig. 87-4) with relatively low slopes (strong inertia) while the floods 7, 8 and 12 show lower auto correlation. This can be partly related to the type of Karst/River exchange since the river during the floods 1, 5 and 6 has been described as a gaining reach in Table 1.

R_{down}/Q_2 cross correlograms (Fig. 88-6) show that the flood genesis is complex and results from various processes. The R_{down}/Q_2 cross correlogram of the flood 7 reflects direct runoff (sharp peaks) which was not highlighted by R_{up}/Q_1 cross correlogram (Fig. 88-6). As a result direct runoff also occurs between Q_1 and Q_2 due to a tributary of the River which flows on a partly non-karst watershed (Fig. 86) The others cross correlograms show maximum values for various lags (arrows) and the response time cannot be estimated.

R/Q auto and cross correlation analyses show that the karst aquifer controls the surface flow transfer by modifying the flood wave; karst contribution to surface flows particularly influences the medium to long term hydrologic response (>12 h, low slopes of R_{down}/Q_2 cross correlogram) while stream losses reduce the direct response to runoff (R_{up}/Q_1).

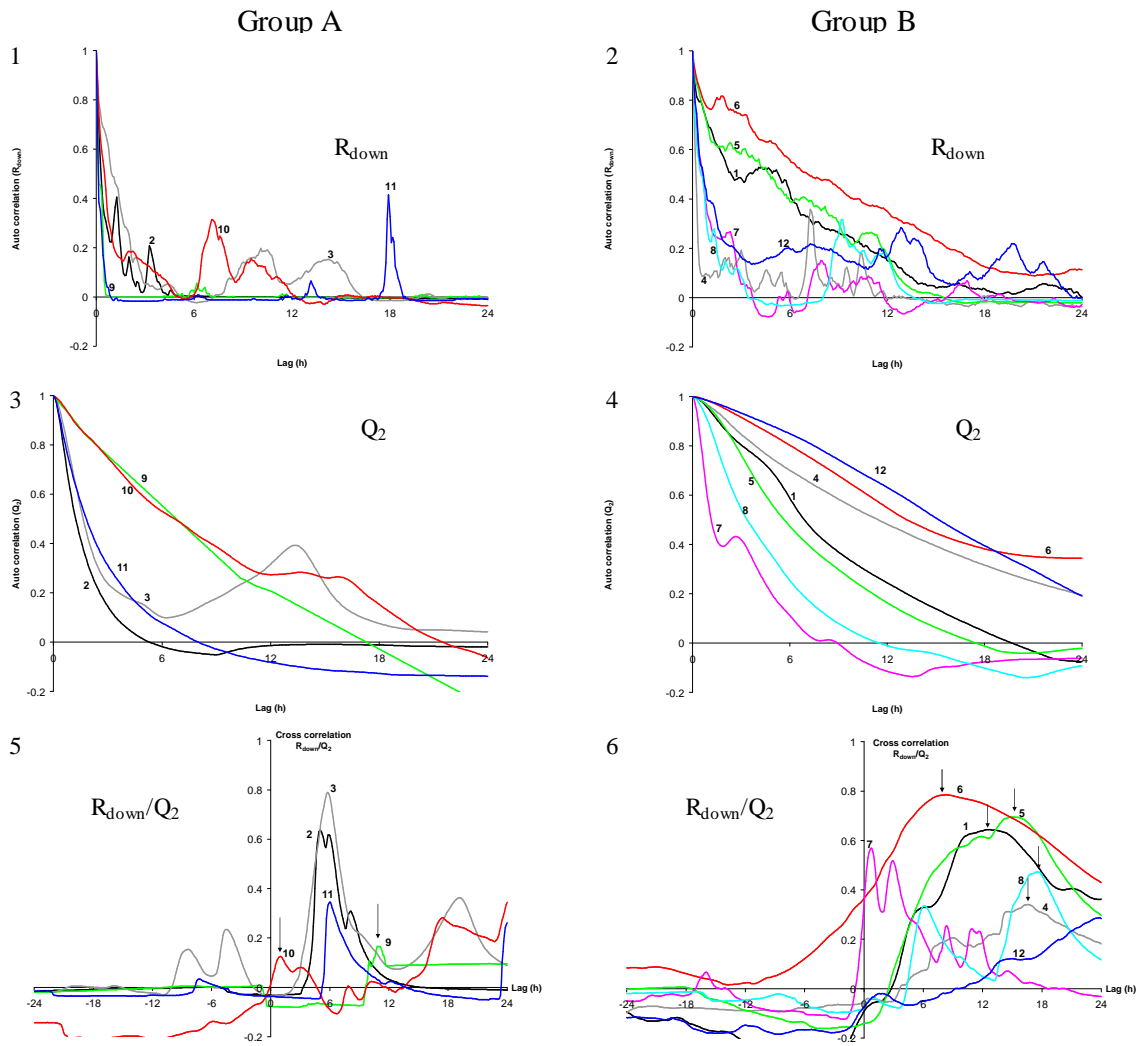


Fig. 88: R_{down}/Q_2 auto and cross correlograms, $k=5$ min, $m=24$ h, group A (left) and B (right).

- Q_1/Q_2 relationship

In the time domain: Only cross correlograms are computed (Fig. 89-1 and Fig. 89-2) since Q_1 and Q_2 auto correlograms have already been computed (Fig. 87-3, Fig. 87-4, Fig. 88-3 and Fig. 88-4).

Cross correlograms of the group A allow describing flash-floods transfer; Q_1/Q_2 cross correlation is strong for the floods 2, 3 and 11 (acf close to 0.9) when the time lag is between 5 h and 6 h (Fig. 89-1). Cross correlograms are furthermore very sharp and quite symmetrical with high slopes which means that flood wave modification is low (low diffusion) and that the kinematic wave approximation could be used for the flood routing modelling. Results of the floods 9 and 10 are not used since surface flows were discontinuous between Q_1 and Q_2 (local runoff and subsurface flows in Q_2 without relation with Q_1).

Cross correlograms of the group B also show high correlations but the time structures are totally different. The cross correlogram of the flood 7 is a particular case which shows a maximum for a negative time lag; it means that the flood is recorded in Q_2 and then in Q_1 (direct runoff between Q_1

and Q_2). As a result, a high cross correlation does not always reflect the real flood routing since the two time series are influenced by a third one (rainfall). The other cross correlograms (Fig. 89-2) are complex with maximum peak between 3 h (flood 6) and 6 h (flood 4). Secondary peaks appear for lag around 8 h to 12 h (floods 1, 8 and 12) but they only reflect the time structure of the rainfall (Fig. 87-1, Fig. 87-2, Fig. 88-1 and Fig. 88-2). Low decrease of cross correlogram means that the transfer is more diffuse for the group B. Non negligible cross correlations for negative time lags (Fig. 89-2) show that other inputs influence the transfer of delayed flows: lateral karst inflows and/or subsurface flows.

As a result, the transfer time between Q_1 and Q_2 is estimated between 3 h and 6 h. A 3 h to 4 h transfer time characterises the flood routing through the karst aquifer while slower transfers account for lateral karst inflows.

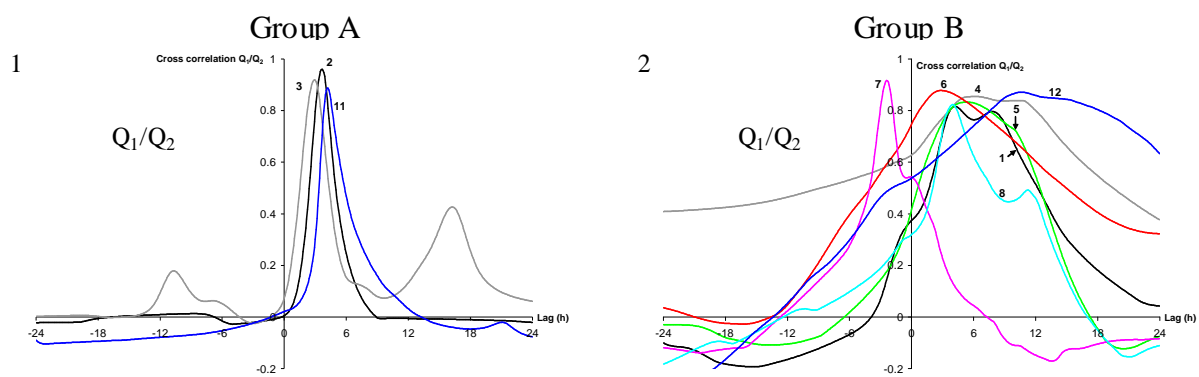


Fig. 89: Q_1/Q_2 cross correlograms, $k=5\text{min}$, $m=24\text{h}$, group A (left) and B (right).

In the frequency domain: Bode gain and phase plots are given in Fig. 90 for the floods 2, 5 and 6. During these floods, the River between Q_1 and Q_2 has been identified as a losing, a variably gaining/losing and a gaining reach respectively. Differenced time series have been used to enhance the frequency response estimate by removing long term trends in PSD estimates. Frequency to time (period) conversion is given on the top of each graph (grey dashed lines, Fig. 90). A 95% confidence interval (black dashed lines, Fig. 90) is given according to Eq. 13 both for gain and phase estimates.

The frequency response computed with the flood 5 (Fig. 90) shows a very large confidence interval which results from low values of K^2_{12} (12), especially for long term components; it means that the system does not respect the LTI assumption and few information can be obtained by this approach. The system is indeed strongly time variant and non-linear since the river behaves alternatively as a losing or as a gaining reach during the flood routing.

The River was a losing reach during the flood 2 (Table 1) for which the gain and phase (Fig. 90) estimates are accurate. Low and medium frequencies ($f < 1.1 \cdot 10^{-4}$ Hz, $T > 2.5$ h) are attenuated ($G < 0$ dB) while some short-term variations are greatly amplified (Fig. 90, flood 2). It means that the karst aquifer behaves as a component of the Karst/River system which stores surface water and, moreover, that storage and the Q_1 time series are linearly dependent. The frequency response estimate shows a

single resonant frequency at $1.9 \cdot 10^{-4}$ Hz (1,4 h, Fig. 90) which is interpreted as the exceeding of the infiltration rate through the karst drainage network for successive flood peaks. In other words it means that if a second flood peak occurs at least 3 h after the first one, the ‘‘memory’’ of the previous flood is low, while if the flood peaks are closer, the system becomes critical since the response of the system is still influenced by the previous flood peak [Bailly-Comte et al., 2008c]. These results are shown in a synthetic way in Fig. 91a.

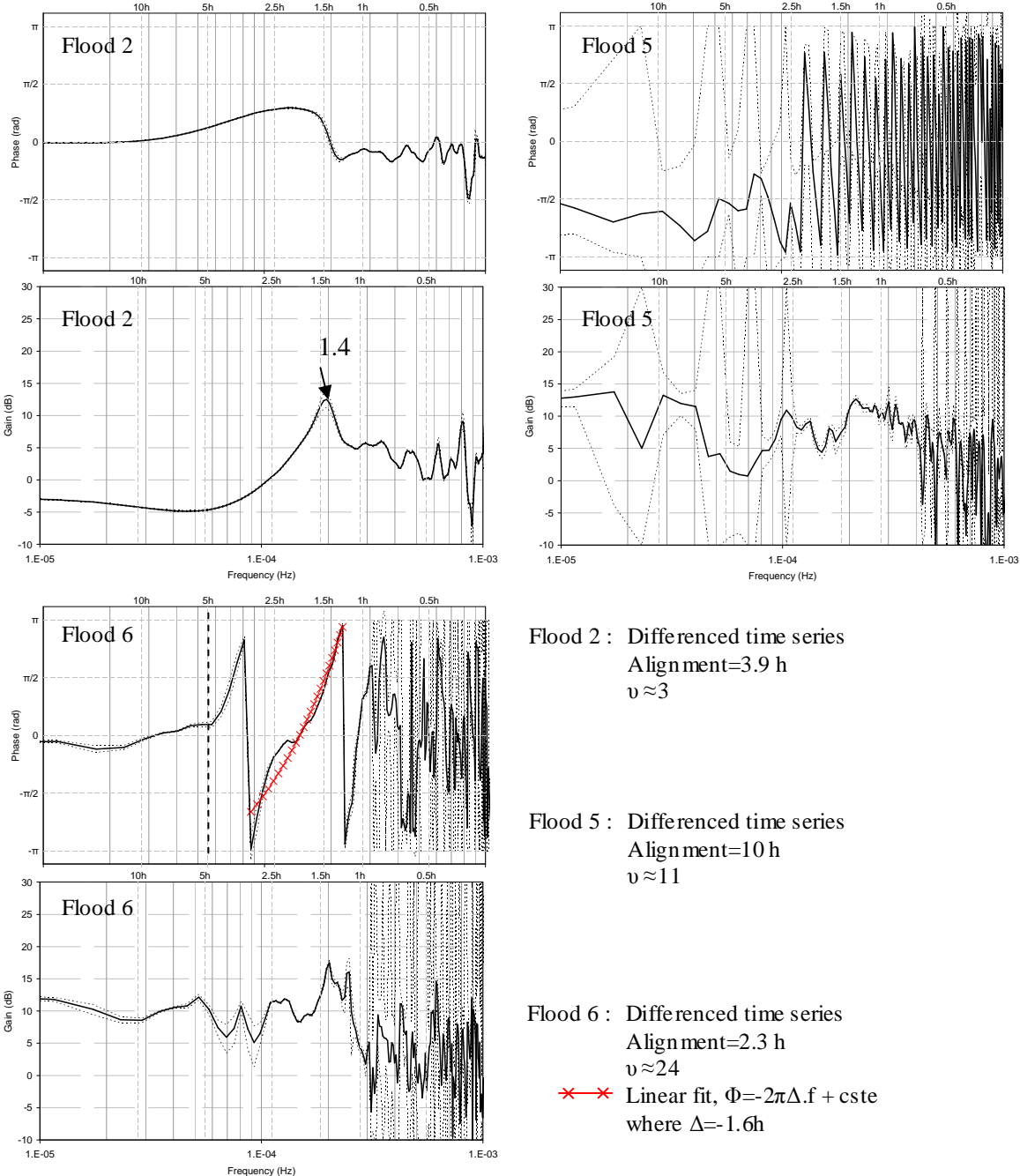


Fig. 90: Q_1/Q_2 frequency response function using both aligned and differenced data, $k=5min$, $m=24h$, floods 2, 5, and 6; black dashed lines represent the 95% confidence interval.

At the opposite, the River was a perfect gaining reach during the flood 6 (Table 1) since direct runoff in Q_1 and karst discharge between Q_1 and Q_2 were simultaneously recorded [Bailly-Comte et

al., 2008c]. Bode plots show that Q_1 is amplified both for low and high frequencies. It means that the karst aquifer behaves as a component of the Karst/River system which enhances the surface flows at short and long term and that karst contribution to surface flows and the Q_1 time series are linearly dependent. Phase functions computed with aligned data is close to 0 for periods higher than 5 h (Fig. 90, flood 6). It means that the modification of long term components in the input signal is the predominant process which explains the transfer time. A phase delay is estimated by a linear fit using (9) for shorter period. The phase delay is about -1.6 h (phase advance) for period shorter than 2.5 h (Fig. 90, see the solid line). Thus, short and long term modifications reflect two different processes with different transfer time that are the surface flood routing (short term) and delayed karst lateral inflows (long term), as shown in a synthetic way in Fig. 91b.

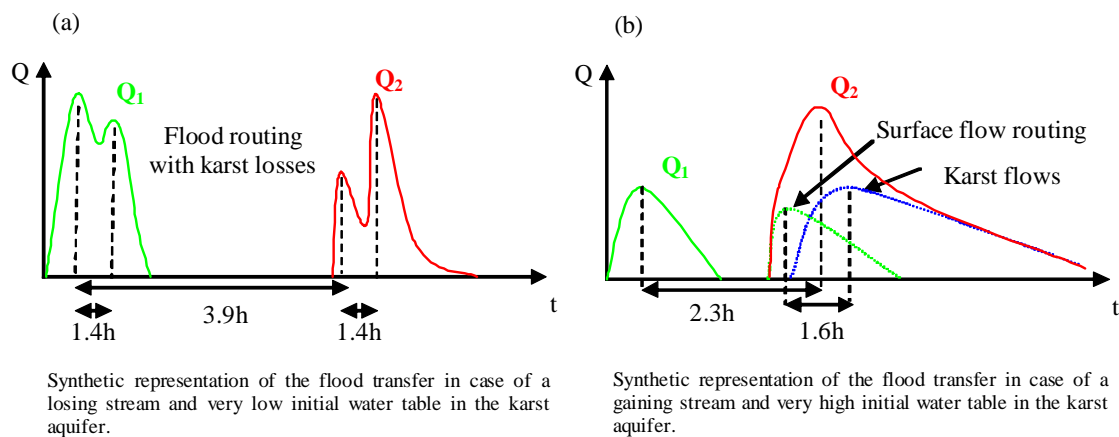


Fig. 91: Flood routing in case of losing or gaining stream through the karst aquifer.

- Conclusion

The R/Q studies show that a direct response to runoff occurs around 2 h after the rainfall in Q_1 and 5 to 6 h after the rainfall in Q_2 . The baseflow contribution to runoff hydrograph becomes predominant 3 h after the rainfall in Q_1 , but little information may be given for delayed flows in Q_2 by the R/Q relationship. The karst aquifer has to be considered as a strongly time-variant component of the Karst/River that does not allow assessing the response time of the watershed.

Further information is provided by the study of the Q_1/Q_2 relationship. It shows that the flood routing may be described as a transformation of the Q_1 time series through a LTI system if the River behaves as a losing or as a gaining reach. Bode plot is a suitable data analysis tool for transfer functions description since it highlights the various phenomena which occur on different time scale: surface flow routing from Q_1 to Q_2 , exceeding of the infiltration rate through the karst drainage network and karst contribution to surface flows. All these results are useful to characterize the flood genesis in the karst watershed in case of a losing or a gaining reach but are not sufficient in case of an alternatively losing/gaining reach since complex (non-linear) interactions with the aquifer modify the flood routing.

It is thus shown that flood genesis and routing through a karst watershed cannot be simulated by a simple convolution system; LTI assumptions may however be valid if the stream is only a losing or a gaining stream. These two cases are precisely the cases for which the floods are the highest. These floods occur either in autumn in very low water table condition in the aquifer due to a very high cumulative and strong intensity rainfall event or in winter in very high water table conditions in the karst aquifer due to a strong karst contribution to surface flows. Time series analysis may thus provide useful results which allow understanding the hydrologic response of a complex watershed and enhancing hydrologic modelling and the flood forecast.

III Synthèse des analyses corrélatoires et spectrales appliquées au système karst/rivière

III.1 Analyses dans le domaine temporel

III.1.a Informations sur la réponse hydrologique en amont et à l'aval du karst : relation pluie/débit

Les temps de réponse sont de l'ordre de 2 h pour le sous bassin amont et 5 à 6 h pour le sous bassin aval, ce qui est cohérent avec l'évolution des surfaces drainées qui sont respectivement de 21 km² et 60 km².

L'analyse des crues intenses qui surviennent en automne (Groupe A) à l'aide du corrélogramme croisé pluie/débit permet de bien caractériser la réponse hydrologique aux 2 stations et traduit une contribution des eaux de surface relativement faible, voir nulle dans les 2 sous bassins.

Les autres crues (Groupe B) qui surviennent au printemps ou en hiver permettent de calculer des corrélogrammes croisés pluie/débit très variables pour une même station, mais globalement plus variables à l'aval du karst qu'à l'amont. Cela traduit la forte non stationnarité des systèmes hydrologiques en général, accentué à l'aval du karst par la forte non stationnarité des systèmes karstiques, mais il n'est pas possible d'obtenir plus d'information.

III.1.b Informations sur le sens d'écoulement entre la rivière et l'aquifère : relation piézométrie/débit

Des corrélogrammes croisés entre la piézométrie dans l'aquifère et le débit à la station aval ont été réalisées [Bailly-Comte et al., 2008c, Annexe 8, Figure 7]. Ils permettent de retrouver facilement si la rivière est infiltrante ou drainante en recherchant si le maximum de corrélation apparaît pour un pas négatif (rivière infiltrante, la rivière alimente l'aquifère) ou positif (rivière drainante, la mise en

charge de l'aquifère contribue par débordement à la crue dans la rivière). Cependant, les chroniques de piézométrie présente de très fortes composantes à long terme (supérieures à la troncature fixée à 24 h) qui masquent les évolutions à plus court terme liées à la crue, ce qui nécessite d'utiliser des chroniques filtrées (filtre différentiel). L'évolution des corrélogrammes croisés ainsi obtenue est relativement complexe et il n'est pas possible de proposer un temps de réponse qui correspondrait réellement au transfert de pression entre la rivière et les volumes peu perméables de l'aquifère (B et PZ2). Rahnamaei et al. [2005] proposent d'utiliser la relation piézométrie/débit à l'exutoire d'un système karstique pour identifier différents temps de réponse et les attribuer aux différents types de perméabilité qui coexistent dans un aquifère karstique. Cette méthode ne semble pas bien s'appliquer au cas des interactions karst/ri vière, ce qui peut être du au caractère transitoire de ces interactions, et donc à la difficulté d'interpréter correctement une évolution piézométrique dans un tel contexte (cf. Chapitre 4 : II.2.d).

III.1.c Informations sur la fonction de transfert débit/débit dans la rivière, en amont et en aval du système karst/ri vière

Des corrélogrammes croisés entre les débits mesurés à l'amont et à l'aval du karst ont été présentés dans les 3 articles cités au II.2.b, mais chaque article présente les résultats obtenus avec des courbes de tarages légèrement différentes ; cela permet d'une certaine manière de tester la sensibilité des approches systémiques à la qualité des données : Le fait de modifier la relation hauteur/débit n'a aucune influence sur le temps modal et les différentes courbes de tarage proposées présentent des évolutions régulières du débit en fonction de la hauteur, si bien que la forme des hydrogrammes obtenus dans chaque cas est relativement identique à un facteur d'échelle près. Ainsi, l'analyse normalisée que constitue le corrélogramme est bien adaptée à cette situation, et les informations obtenues par les corrélogrammes seront les mêmes.

Ces analyses corrélatrices ont montré dans le cas d'une crue intense d'automne où la rivière est déconnectée et infiltrante (crues 2, 3 et 11) que le transfert est relativement simple et identique d'une crue à l'autre. Ce type de crue que l'on peut qualifier de crues éclair représente donc un cas idéal pour analyser le transfert d'une onde de crue de surface à travers l'aquifère karstique. La forme du corrélogramme croisé permet de décrire la réponse impulsionnelle du système qui semble bien caractériser dans ce cas précis un système LTI, ce qui aura des conséquences sur les analyses fréquentielles.

La transformation du débit amont en débit aval lors des crues éclair est due essentiellement au transfert de l'onde de crue par la rivière. La comparaison des corrélogrammes simples des débits en amont et en aval du karst montre que la structure des chroniques n'est pas beaucoup modifiée [Bailly-Comte et al., 2008b , Fig. 5 b et c], ce qui se traduit par un corrélogramme croisé qui ressemble à un

pic presque symétrique (Fig. 89, groupe A). Ces observations permettent de proposer un transfert des écoulements de surface dans la rivière qui suit l'approximation de l'onde cinématique.

III.2 Analyses dans le domaine fréquentiel

III.2.a Analyse de la réponse en fréquence du système karst/rivière

On considère que le système karst/rivière agit sur le transfert de la crue en modulant l'information de débit. Ainsi, l'analyse de la fonction de transfert à l'aide du diagramme de Bode permet de savoir si l'onde de crue est amplifiée ou non (fonction de gain), retardée ou non (fonction de phase).

L'analyse de la fonction de gain a permis de mettre en évidence un phénomène de résonance qui intervient sur le transfert des crues éclairs [Bailly-Comte et al., 2008c]. La période de résonance évaluée à 1.4 h, soit 100 min, représenterait la durée pendant laquelle le karst est capable de réagir immédiatement si une nouvelle crue intervient. Ce phénomène traduit un effet d'antécédence qui serait dû à l'engorgement d'un réseau karstique superficiel incapable d'absorber la crue suivante, mettant ainsi en jeu des transferts de pression sous la rivière et une contribution du karst aux écoulements de surface par « court-circuit », ce qui va dans le sens des interprétations hydrodynamiques (Chapitre 3). D'autre part, le transfert des crues éclairs est caractérisé par une fonction de cohérence proche de 1, ce qui signifie que le système karst/rivière vérifie les conditions nécessaires pour être assimilé à un système de convolution. Une estimation de la réponse impulsionnelle peut donc être proposée à l'aide de l'algorithme de transformée de Fourier rapide inverse [Bailly-Comte et al., 2008b, Fig 6 b et c]. La réponse impulsionnelle est proche d'une impulsion, ce qui signifie que la crue est surtout décalée mais peu modifiée. On vérifie à nouveau que le transfert des écoulements de surface pourra être simulé correctement en utilisant l'approximation de l'onde cinématique.

L'analyse de la fonction de phase a permis de montrer que 2 dynamiques d'écoulements bien distinctes au sein du système karst/rivière expliquent l'évolution de l'hydrogramme à l'aval. Ainsi, par rapport au simple transfert de surface, une contribution du karst aux écoulements de surface interviendrait entre 1 et 2 h plus tard, ce qui signifie que les écoulements karstiques vont se superposer au ruissellement direct. Ainsi, la modélisation des écoulements de surface dans un bassin versant karstique doit prendre en compte des écoulements d'origine karstique très rapides.

III.2.b Discussion sur l'estimation de la réponse en fréquence d'un système

De nombreuses études hydrogéologiques s'appuient sur la transformée de Fourier des corrélogrammes simples et croisés pour estimer la réponse en fréquence du système (fonctions de gain

et de phase). Les corrélogrammes simples et croisés sont définis à partir de l'estimation des coefficients de corrélations (acf et ccf) calculés à partir des coefficients de covariance (acvf et ccvf) normalisés (Eqs. 1 et 2 dans l'article précédent). Cette normalisation est intéressante lorsque l'on cherche à comparer l'information contenue dans des chroniques qui présentent des variances très différentes ou qui ne sont pas exprimées dans la même unité [Jenkins et Watts, 1968], comme lorsque l'on compare un signal de pluie avec un signal de débit.

Lors du passage dans le domaine fréquentiel, la transformée de Fourier de l'acf est appelée spectre de densité de variance de la chronique [Jenkins et Watts, 1968]. L'aire de ce spectre est égale à la valeur de la fonction de corrélation en 0, c'est-à-dire 1 ce qui justifie le nom de densité, tandis que la transformée de Fourier de l'acvf donne le spectre de variance dont l'aire est égale à la valeur en 0 de la fonction de covariance, c'est-à-dire la variance de la chronique. Ces deux spectres sont identiques à un facteur près (la variance de la chronique), ils présenteront exactement les mêmes pics.

Ainsi, il est fréquent d'utiliser le spectre de densité de variance pour comparer le contenu fréquentiel de différentes chroniques hydrologiques [Mangin, 1984; Andreo et al., 2006].

Cependant si le but de l'analyse spectrale est d'estimer de manière quantitative la réponse en fréquence du système, il faudra utiliser les fonctions de covariance (acvf et ccvf) et non les fonctions de corrélation (acf et ccf), comme le proposent Jenkins et Watts [1968].

Des études qui interprètent la fonction de gain de manière quantitative en recherchant les composantes amplifiées ou atténuées utilisent pourtant la fonction de corrélation [Padilla et Pulido-Bosch, 1995; Larocque et al., 1998], ce qui semble être une erreur, mais cela n'a pas d'incidence si l'étude se limite à la recherche des fréquences de résonances, comme cela a été fait dans l'une des publications proposée [Bailly-Comte et al., 2008c].

IV Etude des variations cycliques du niveau piézométrique par l'analyse du système piezomètre/aquifère

IV.1 Introduction

Le système karstique d'*Aumelas Thau* a été présenté comme un système complexe dont les limites à l'aval sont mal connues. En particulier, l'appartenance de la source sous-marine de *la Vise* à ce système reste indéterminée. Si tel était le cas, l'exutoire de *la Vise* serait un drain karstique en équilibre hydrostatique avec l'étang de *Thau* ; les marées de l'étang pourraient donc influencer la charge hydraulique du drain qui alimente la source. Cependant, l'éventuelle connexion de cet exutoire se réaliserait à un niveau où l'aquifère est captif, ce qui signifie que d'autres phénomènes cycliques perturbent la piézométrie de l'aquifère : les marées terrestres et l'effet barométrique [Jacob, 1940].

L'étude de ces phénomènes permet également de retrouver des informations sur les propriétés hydrodynamiques du système piezomètre/aquifère [Marsaud et al., 1993; Doan et Brodsky, 2006]. Ainsi, l'analyse des variations naturelles du niveau piézométrique dans l'aquifère va permettre de mieux définir la connexion avec *la Vise* et de déterminer la porosité totale de l'aquifère au niveau des points de surveillance de la piézométrie.

IV.2 Observation du phénomène

La figure suivante présente le résultat d'une analyse de l'évolution de la piézométrie dans le forage F_Vene lors d'une décrue puis d'un tarissement (Crue 6).

Dans la partie supérieure de la Fig. 91 (A) est reportée l'évolution piézométrique. Elle présente une nette rupture de pente à 34.30 m, ce qui correspond à l'arrêt du fonctionnement de la source S_Vene située à une dizaine de mètres. En dessous (B) est reporté le résultat d'un filtrage passe-haut par transformée de Fourier rapide (FFT) permettant d'isoler les composantes de fréquences supérieures à 0,8 cycles par jour (cpd), et ainsi de supprimer toutes les évolutions à long terme. On s'aperçoit que des évolutions cycliques de fréquences supérieures à 0,8 cpd interviennent lorsque la source ne coule plus et que la piézométrie chute. En bas (C) est représenté le résultat d'une analyse spectrale par FFT calculée sur une fenêtre coulissante de largeur 512 h. La couleur représente l'intensité de la composante, et le fait de calculer une FFT sur 512 points en décalant à chaque itération la fenêtre de calcul d'un point permet de décrire l'évolution des résultats d'une analyse spectrale en fonction du temps. On observe nettement des composantes à 1 et 2 cycles par jour à partir du moment où la piézométrie chute, c'est-à-dire lorsque la source ne coule plus.

Des phénomènes périodiques viennent donc perturber l'évolution naturelle de la piézométrie lorsque la source ne coule plus. On peut penser que (i) ces phénomènes proviennent d'une modification des conditions aux limites de l'aquifère, en relation notamment avec les marées de l'étang de Thau ou de la mer, ou (ii) que ces phénomènes traduisent un processus préexistant mais qui ne peut s'observer que sous certaines conditions : une modification du coefficient d'emmagasinement de l'aquifère pourrait permettre d'enregistrer des phénomènes de marées terrestres ou des variations liées à l'évolution de la pression atmosphérique. Il est donc nécessaire d'étudier l'origine possible de ces phénomènes périodiques pour mieux définir les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère captif et mieux connaître ces conditions aux limites.

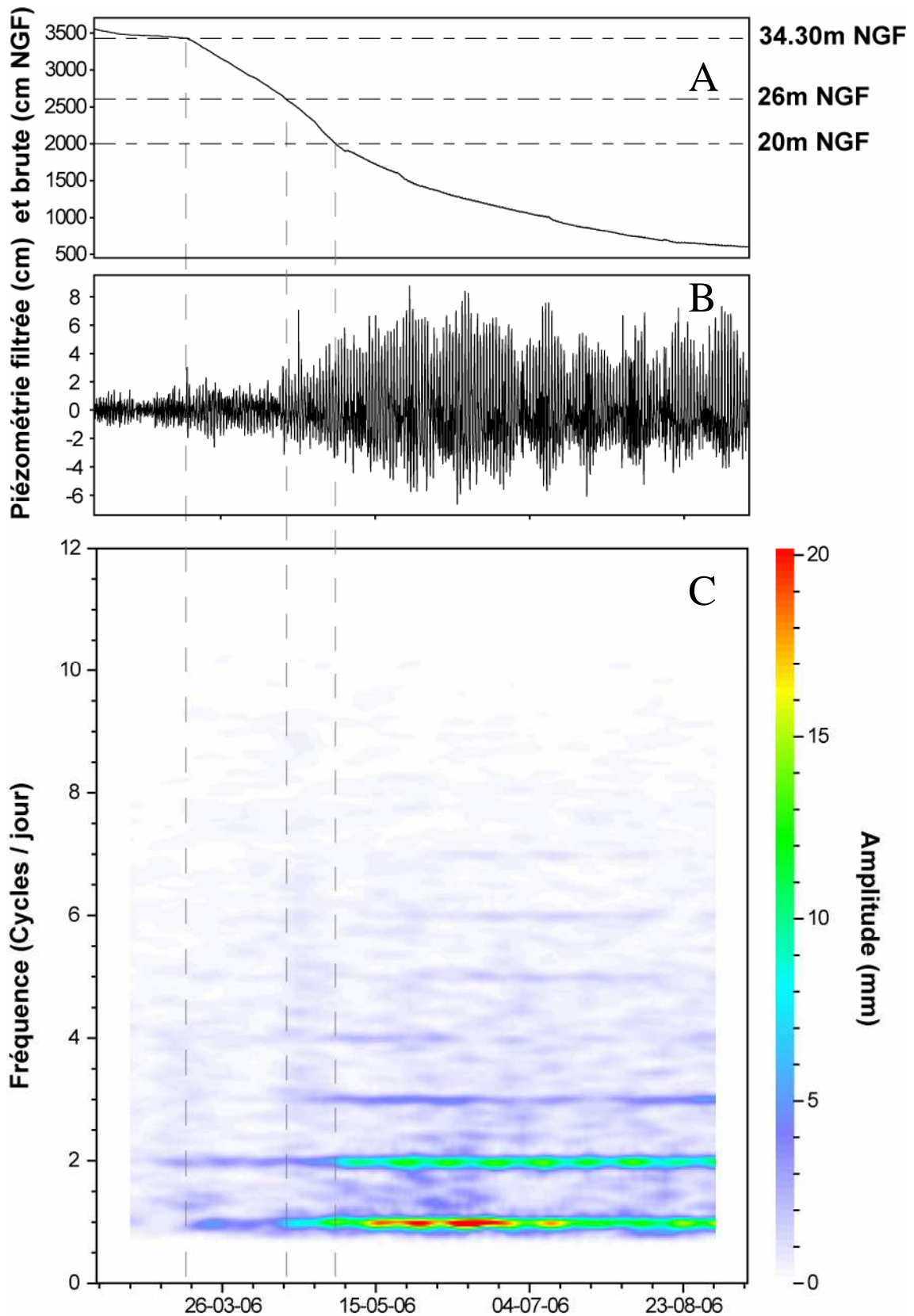


Fig. 92: Analyse de l'évolution naturelle de la piézométrie en F_Vene à l'aide du logiciel TSoft [Van Camp et Vauterin, 2005]

IV.3 Origine et interprétation des variations périodiques

IV.3.a Déformations poro-élastiques et variation de charge piézométrique

- Le coefficient d'emmagasinement

Le coefficient d'emmagasinement exprime le volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface d'aquifère rapporté à la variation de charge hydraulique correspondante. Dans le cas d'un aquifère libre, il est souvent assimilé à la porosité efficace puisque les déformations poro-élastiques du milieu aquifère sont négligeables par rapport au déplacement gravitaire de l'eau.

Pour un aquifère captif, ce même volume d'eau libéré ou emmagasiné ne peut provenir que des actions d'élasticités de l'eau et du solide.

Le module de compressibilité K , appelé également module d'élasticité ou « Bulk modulus » s'exprime en GPa et correspond à l'inverse de la compressibilité β exprimé le plus souvent en m^2/N . Ces coefficients caractérisent le milieu en condition drainée ou non-drainée. La condition non-drainée, (soit « undrained », ce qui se note K_u) impose que la masse de l'ensemble fluide/matrice se conserve lors de la déformation et n'entraîne donc pas de déplacement de fluide. Ce module d'élasticité caractérise une déformation volumique, il ne doit donc pas être confondu avec le module d'Young qui caractérise une déformation linéaire (Fig. 93).

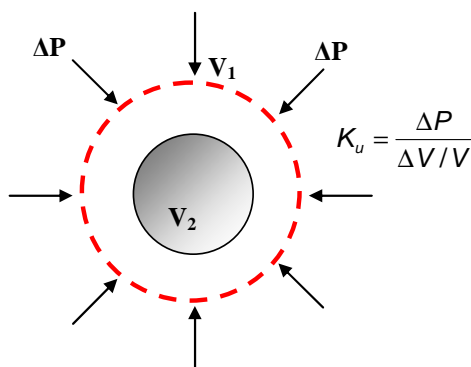


Fig. 93: Représentation schématique du module d'élasticité volumique. La sphère représente soit le fluide, soit le squelette solide de l'aquifère.

Cependant, en considérant le milieu homogène et isotrope, il est possible de relier les différents coefficients élastiques E , le module d'Young, K le module d'élasticité et G , le module de cisaillement à l'aide du coefficient de Poisson ν , souvent pris égal à 0,25 lorsqu'aucune information n'est disponible:

$$E = 2G(1 + \nu) = 3K(1 - 2\nu)$$

Eq. 24: Relation entre les modules d'élasticité

A température T et masse m constantes (condition non drainée), la compressibilité de l'eau β_w exprime la variation du volume d'eau (V_w) suite à une variation de la pression hydrostatique P.

$$\beta_w = -\frac{1}{V_w} \left(\frac{\partial V_w}{\partial P} \right)_{T,m}$$

Eq. 25: Compressibilité de l'eau, avec P la pression hydraulique qui règne dans les pores du milieu aquifère et V_w le volume de fluide

La déformation de la matrice poreuse peut aussi être prise en compte : Si la roche est constituée de grains incompressibles, seul le réarrangement des grains modifie le volume de solide dans un volume élémentaire d'aquifère. La variation d'un volume élémentaire de matrice poreuse V_T correspond dans ce cas à la variation du volume des pores V_p . A température T et pression hydrostatique P constante (condition drainée), la compressibilité du milieu poreux β_p exprime la variation du volume de la matrice poreuse V_t suite à une variation de la contrainte effective σ_e .

$$\beta_p = -\frac{1}{V_t} \left(\frac{\partial V_t}{\partial \sigma_e} \right)_{T,P} = -\frac{1}{V_t} \left(\frac{\partial V_p}{\partial \sigma_e} \right)_{T,P}$$

Eq. 26: Compressibilité du solide, avec σ_e la contrainte effective et V_t le volume total de la roche aquifère

Pour une nappe captive, le coefficient d'emménagement spécifique S_s traduit la déformation du squelette solide et du fluide qu'il contient. L'Eq. 27 permet de relier l'emménagement spécifique S_s (en m^{-1}) à la porosité totale Φ (en %), à la masse volumique du fluide ρ_w (en kg/m^3) et à l'accélération de la pesanteur g (en m/s^2). L'établissement de cette équation fait l'objet d'une démonstration reportée en annexe 6.

$$S_s = \rho_w \times g (\phi \beta_w + \beta_p)$$

Eq. 27: Expression du coefficient d'emménagement spécifique en fonction des coefficients de compressibilité

- Ordres de grandeur

Dans l'expression du coefficient d'emménagement spécifique, on peut se demander si le terme relatif à la compression du solide peut être négligé par rapport au terme relatif à la compression ou la décompression du fluide. Le tableau suivant donne les ordres de grandeur utiles pour l'étude d'un aquifère carbonaté :

	Eau à 10°C	Eau 25°C	Calcaire Oolithique (Jurassique moyen), d'après Lion [2004]	Calcaire de Solenhofen en Bavière – Valeur retenue par Mangin [1974a]	Calcaire [Benson et Wu, 1999]
K_u (GPa)	1.96	2.17	16.3	40	77
β ($10^{-9} \text{m}^2/\text{N}$)	0.51	0.46	0.061	0.025	0.013
Φ (%)			19.9		

Tableau 9: Propriétés poroélastiques des roches calcaires

Les compressibilités présentées dans le Tableau 9 sont issues d'une recherche bibliographique et ne correspondent pas aux calcaires du Jurassique formant le *Causse d'Aumelas* et son prolongement sous le bassin de *Montbazin-Gigean*.

Cependant, on s'aperçoit que le fait de négliger la compressibilité de la roche encaissante par rapport au terme $\rho_w \cdot g \cdot \Phi \cdot \beta_w$ peut entraîner une forte sous-estimation de l'emmagasinement spécifique ; l'erreur sera plus importante si la porosité du milieu considéré est faible. Il est donc nécessaire de prendre en compte les deux termes de compressibilité pour relier la déformation volumique du squelette solide à la variation de charge enregistrée dans le piézomètre.

IV.3.b Origine des déformations et conséquences sur la charge hydraulique

Deux types de phénomènes peuvent être à l'origine de perturbations cycliques naturelles affectant la piézométrie d'un aquifère :

- les marées océaniques dans le cas d'un aquifère côtier ou en relation avec un fleuve côtier [Guo et al., 2007; Li et al., 2007] : dans ce cas la charge océanique constitue une condition de potentiel, et les variations cycliques du niveau marin se retrouvent légèrement déphasées sur les chroniques piézométriques.
- l'influence de la pression atmosphérique, les marées gravimétriques et les effets de marée terrestre et de surcharge océanique associés [Mangin, 1974b; Melchior et Ducarme, 1989; Marsaud et al., 1993], qui concernent exclusivement les nappes captives [Jacob, 1940; Marsaud et al., 1993; Doan et Brodsky, 2006] : dans ce cas, il s'agit d'une déformation du solide et du fluide qu'il contient sous l'action d'une modification de la contrainte exercée à la surface (barométrie) ou en tout point de l'aquifère (marée terrestre). Ce type de perturbation cyclique entraîne une déformation périodique en tout point de l'aquifère, induisant une variation de charge également périodique dont l'amplitude sera fonction de l'emmagasinement spécifique de l'aquifère.

L'étude de la genèse et de la propagation de ces perturbations au sein d'un aquifère permet dans des cas favorables d'estimer des caractéristiques physiques du milieu traversé [Marsaud et al., 1993; Merritt, 2004].

Melchior [1963] précise le lien entre les marées gravimétriques et la dilatation volumique à l'origine des marées terrestres. Il montre qu'en l'absence d'autres phénomènes, la dilatation cubique est parfaitement en phase avec la gravimétrie. De plus, le rapport d'amplitude entre les différentes composantes est lui aussi identique et dépend dans les deux cas essentiellement du potentiel luni-solaire. Seul le facteur d'amplitude est différent, il y a donc dans ce cas une simple relation de proportionnalité entre une chronique gravimétrique et la dilatation cubique à l'origine des marées terrestres. L'étude de la dilatation devient bien plus complexe si l'on doit prendre en compte les phénomènes de surcharge océanique à l'origine d'une déformation supplémentaire de l'aquifère, ce que l'on négligera dans cette étude.

IV.3.c Chroniques disponibles et modèles de prédictions des marées

On suppose que la piézométrie qui est enregistrée dans la partie captive de l'aquifère va évoluer naturellement en fonction de (i) la pression atmosphérique, (ii) les déformations volumiques à l'origine des marées terrestres et (iii) éventuellement les marées de l'étang de *Thau*.

L'analyse spectrale et plus généralement la transformée de Fourier est parfaitement adaptée à l'étude des phénomènes périodiques tels que les marées. La comparaison des spectres obtenus pour chacun des 3 éléments cités précédemment avec le spectre obtenu pour une chronique piézométrique sur un même période ainsi que l'analyse spectrale croisée entre ces différentes chroniques doivent donc pouvoir être utilisées pour discriminer le ou les éléments qui influencent la piézométrie.

Aucune donnée concernant les déformations volumiques à l'origine des marées n'est disponible. Il est donc proposé de faire appel à un modèle de prédiction pour générer une chronique de marée terrestre.

L'étude est effectuée au pas de temps horaire compte tenu des mesures disponibles dans les forages, ce qui constitue un pas de temps extrêmement large pour une analyse classique de déformation et nécessite de posséder des chroniques relativement longues afin de bien caractériser les différentes composantes. A cette échelle de temps, le modèle de prédiction donnera un résultat qui ne va pas beaucoup varier selon la position du point géographique pris comme référence pour le calcul, ce qui constitue un avantage dans le cas de l'étude des phénomènes de marée terrestres sur un aquifère captif où l'on ne peut pas déterminer un lieu particulier où s'applique ces forces d'attraction.

Un point central dans le bassin de *Montbazin-Gigean* a été choisi. Le modèle PREDICT de prédiction des marées terrestres inclus dans le logiciel ETERNA 3.3 a été utilisé pour générer une chronique de déformations sans tenir compte des phénomènes de surcharge océanique et en utilisant les paramètres tidaux proposés par défaut. ETERNA 3.3 est un logiciel d'analyse d'ondes de marées et de calcul de prédiction de marées écrit en 1996 par H.G.Wenzel.

Wpaxmt est un programme également créé par H.G.Wenzel (1994) qui permet de calculer des paramètres tidaux en tout point du globe à partir d'une interpolation d'informations réellement

mesurées sur des stations. Ces paramètres calculés ont été utilisés dans un deuxième temps pour générer une chronique gravimétrique (dg) à l'aide du logiciel MT80W disponible sur le site de l'ICET (<http://www.astro.oma.be/ICET/soft/index.html>). Cette chronique doit être proportionnelle à la chronique de déformation issue de PREDICT (mêmes rapports d'amplitudes et absence de déphasage), ce qui permet de tester la sensibilité des modèles de prédiction au choix des paramètres tidaux pour une étude au pas horaire (valeurs des paramètres tidaux par défaut de PREDICT à comparer aux valeurs estimées par Wparexmt).

IV.3.d Analyses spectrales des chroniques différenciées

- Méthode

Une analyse spectrale a été réalisée sur l'ensemble des chroniques au pas de temps horaire sur la période allant du 13/02/2006 au 12/09/2006, soit plus de 7 mois, ce qui va permettre de bien isoler les composantes diurnes et semi-diurnes. Le Tableau 10 résume les périodes de ces différentes composantes.

Nom	Description de la composante	Période (h)	Fréquence (cpd)
M ₂	Lunaire principale	12.42 h	1.932
S ₂	Solaire principale	12.00 h	2.000
N ₂	Lunaire	12.66 h	1.896
K ₂	Lunisolaire	11.97 h	2.005
K ₁	Lunisolaire	23.93 h	1.003
O ₁	Lunaire	25.82 h	0.930
P ₁	Solaire	24.07 h	0.997

Tableau 10. Période et fréquence des principaux groupes d'ondes de marées

L'analyse a été effectuée sur des chroniques différenciées selon la méthode de Jenkins et Watts [1968]. Cette méthode de calcul de transformée de Fourier est beaucoup moins rapide que les algorithmes de FFT, mais elle permet de définir facilement la discrétisation du spectre par l'intermédiaire de la troncature m (cf. II.3.b), ce qui permet d'isoler précisément les différentes composantes.

Une analyse horaire tronquée à 1440 h (2 mois) a été choisie, ce qui correspond à une fréquence d'échantillonnage du spectre de $8.33 \cdot 10^{-3}$ cpd. La différenciation des chroniques permet de supprimer les composantes à long terme et de centrer l'analyse sur les fluctuations de fréquences plus élevées, soit diurnes et semi-diurnes (Tableau 10).

Les sorties des différents modèles de prédiction (MT80W et PREDICT d'ETERNA) présentent des densités spectrales identiques (Fig. 94), ce qui montre que l'estimation des marées est relativement précise au pas de temps horaire et qu'une modification des paramètres tidaux n'influence pas beaucoup les résultats. La Fig. 94 montre que l'estimation spectrale permet de bien isoler les

composantes. On observe un dédoublement des pics aux périodes 12 et 24 h qui ne s'influencent pas (valeurs nulles entre les pics). On en déduit que la fenêtre d'observation (1 h, 1440 h) utilisée pour l'estimation spectrale est bien adaptée et permet de différencier les principaux groupes d'ondes diurnes et semi-diurnes.

D'autre part, aucun déphasage n'a pu être identifié entre les deux chroniques issues des deux modèles de prédiction de marée utilisés. Ces 2 chroniques de marée peuvent donc être considérées comme identiques compte tenu de la précision recherchée ; seule la chronique calculée par PREDICT sera utilisée dans la suite.

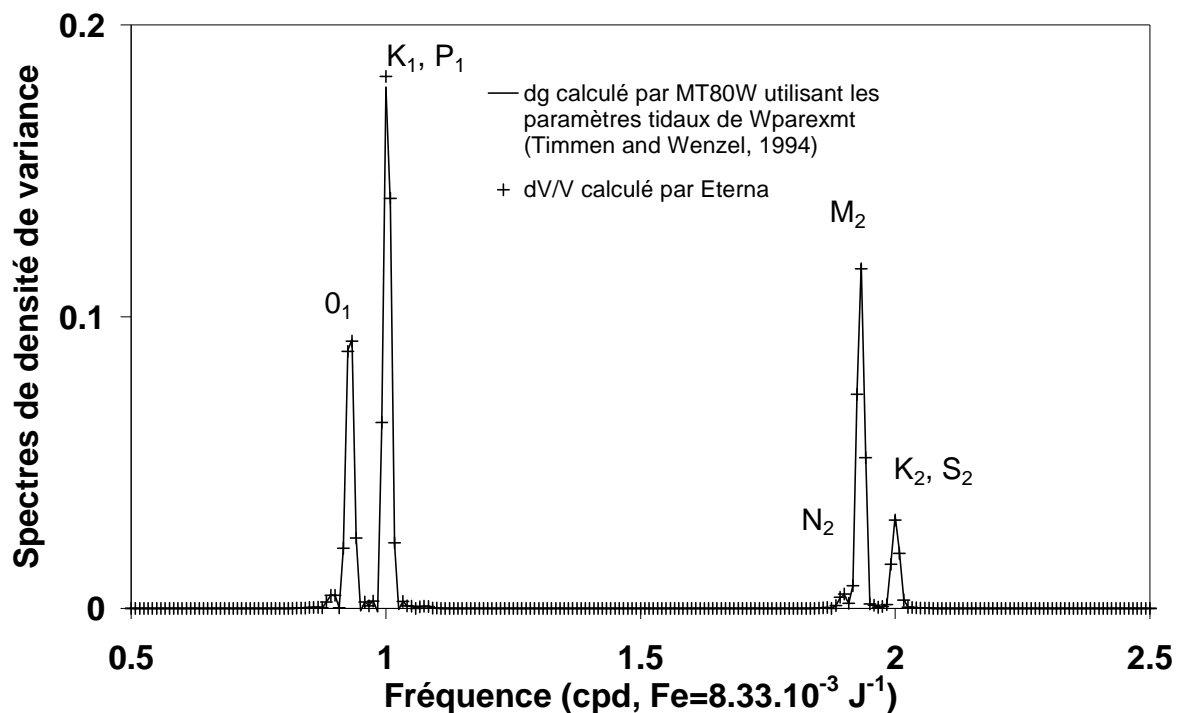


Fig. 94: Analyse spectrale comparée des sorties de modèle de prédiction

Les chroniques de déformation issue de PREDICT ont été utilisées pour réaliser une analyse spectrale comparée avec les mesures de pression atmosphérique, du niveau de l'eau dans l'étang et de la piézométrie dans les forages.

- Analyse des résultats

Les résultats obtenus sur les chroniques mesurées (Fig. 95 et Fig. 96) montrent clairement l'influence des principaux groupes d'onde de marée (Tableau 10). Un dédoublement des pics s'observe bien sur les chroniques de niveau d'eau (piézométrie et étang), mais il n'apparaît pas de composantes lunaires O_1 et M_2 pour la pression atmosphérique (cf. cercles, Fig. 96). En effet, les variations de pression atmosphérique sont surtout liées aux cycles de réchauffement/refroidissement induits par le soleil, la lune n'intervient que sur la modification du champ de pesanteur qui affecte peu la pression atmosphérique.

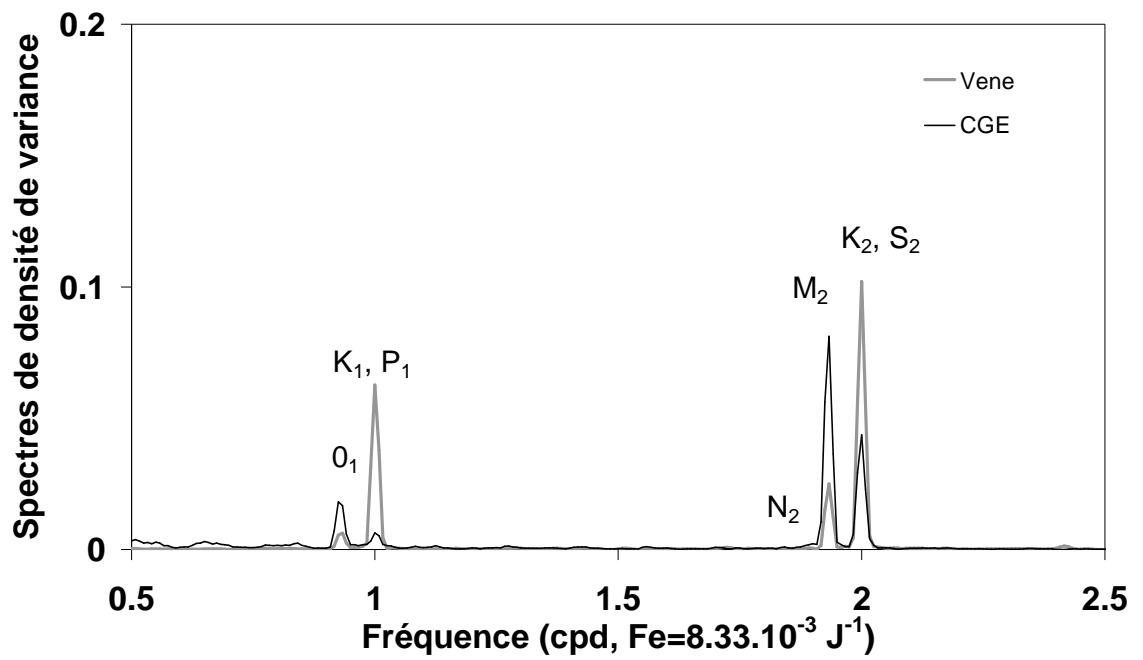


Fig. 95: Analyse spectrale comparée des chroniques piézométriques différenciées

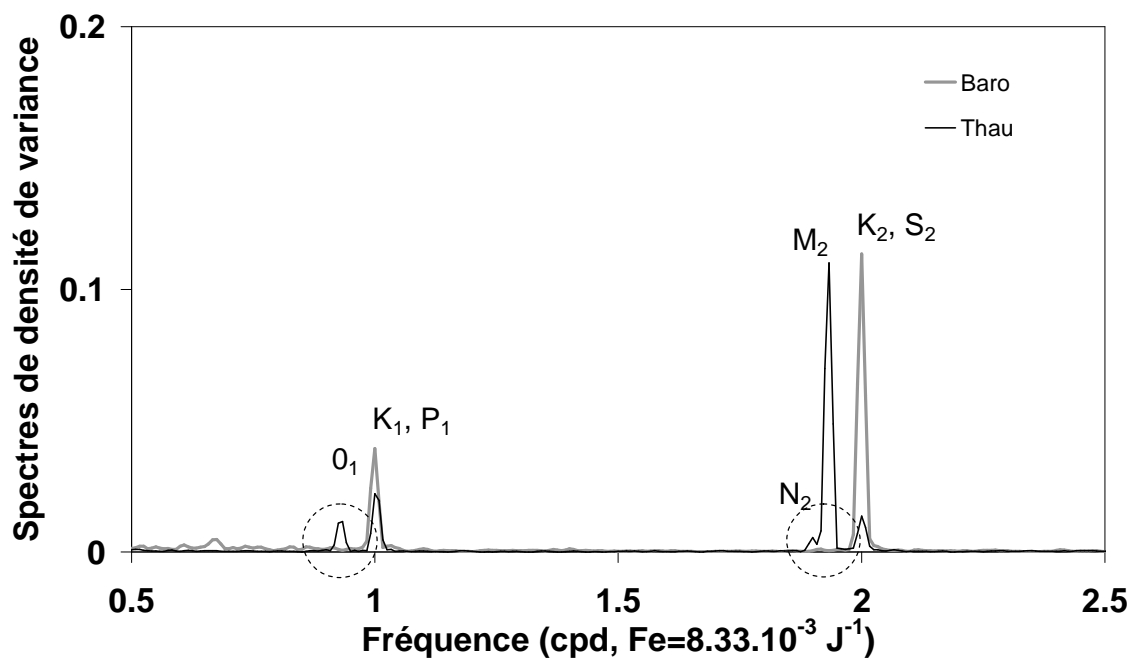


Fig. 96: Analyse spectrale comparée des chroniques de pression atmosphérique et de niveau d'eau dans l'étang de Thau

Ainsi, les pics liés au soleil (Tableau 10) qui s'observent sur la piézométrie peuvent s'expliquer par une combinaison de tous les effets, mais la pression atmosphérique n'intervient pas sur les pics lunaires O_1 et M_2 . Il reste à déterminer si les pics lunaires O_1 et M_2 observés sur la piézométrie sont dus à l'influence de l'étang ou des marées terrestres.

IV.3.e Etude de la relation entre les marées terrestres, les marées de l'étang et la piézométrie

- Analyses corrélatoires

La variation des forces d'attraction exercées par les différentes planètes est à l'origine à la fois des marées de l'étang de *Thau* et des marées terrestres, c'est donc le même phénomène qui contrôle la variation des 2 types de marées que l'on cherche à discriminer.

Cependant, une augmentation de la gravité g se traduit par une diminution du volume disponible pour l'eau dans l'aquifère et une augmentation de la piézométrie, mais aussi par une diminution du niveau de l'étang et donc une diminution de la piézométrie.

Ainsi, les variations de niveau dans un puits imputables aux marées terrestres sont en opposition de phase avec les déformations à l'origine des marées terrestres [Melchior et al., 1963].

Le corrélogramme croisé va permettre de savoir si une augmentation de la déformation calculée par le modèle PREDICT induit une augmentation ou une diminution de la piézométrie : si l'on observe une évolution opposée, alors l'évolution de la piézométrie est peut être liée à la marée terrestre.

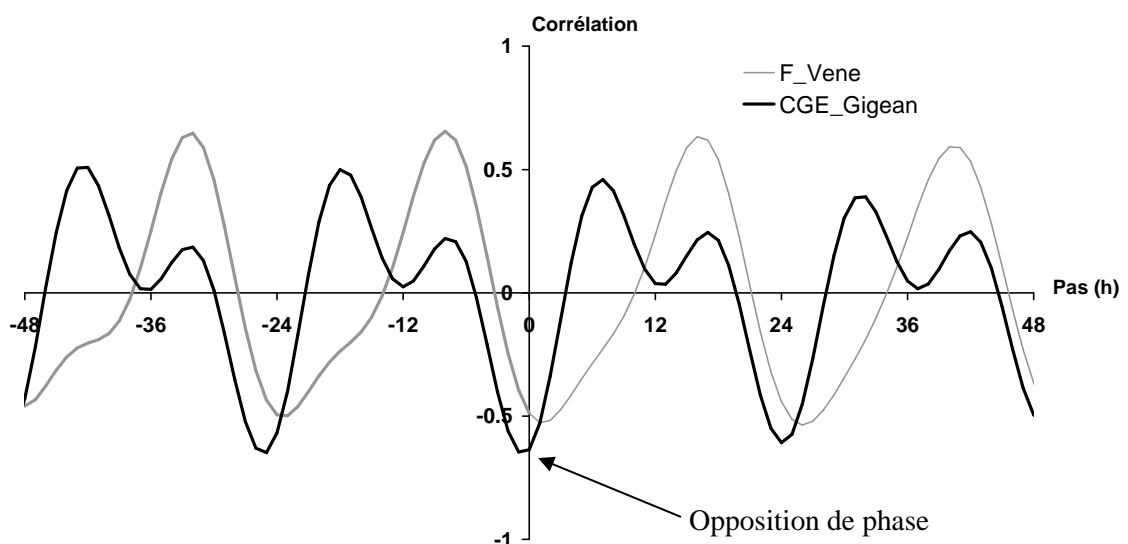


Fig. 97: Corrélogrammes croisés entre la déformation volumique (PREDICT) et la piézométrie dans les 2 forages ; pas horaire, troncature à 30 jours, le corrélogramme est affiché pour les décalages inférieurs à 2 jours.

La Fig. 97 montre très bien que les marées terrestres et la piézométrie sont en opposition de phase (Pics de corrélations négatives pour un pas proche de 0). On peut donc penser que les phénomènes de marées terrestres peuvent expliquer les variations piézométriques observées. Cependant, l'analyse de corrélation est une approche globale qui regroupe tous les groupes d'ondes, c'est pourquoi une analyse plus précise dans le domaine fréquentiel est proposée.

- Analyse du déphasage

L'étude des déphasages (Tableau 11) a été ciblée sur les ondes O_1 et M_2 . Le déphasage a été calculé à partir du spectre de phase par la méthode de Jenkins et Watts présentée au II.3.b.

Groupe d'onde	Période ciblée (h)	Déphasage en CGE_Gigean (h)		Déphasage en F_Vene (h)	
		PREDICT	Thau	PREDICT	Thau
O_1	25.82	-12.3	0.56	-11.1	-2.13
M_2	12.42	-6.2	4.5	5.84	4.02

Tableau 11: Déphasages calculés entre les 2 types de marées et la piézométrie dans les forages

Les résultats du Tableau 11 indiquent que la déformation calculée par PREDICT est bien en opposition de phase avec la piézométrie : le déphasage correspond à la moitié de la période ciblée à +/- 1 h près, ce qui correspond au pas d'échantillonnage. De plus, le résultat obtenu pour le déphasage des ondes M_2 (Tableau 11) montre clairement que la marée dans l'étang de *Thau* n'est pas en phase avec la piézométrie. Les résultats sont cependant différents pour l'onde O_1 puisqu'un faible déphasage (0.56 h, Tableau 11) apparaît entre l'étang et l'aquifère. Il est donc possible que certaines ondes de marée provenant de l'étang de *Thau* ou bien d'un contact plus lointain avec la mer se propagent à travers l'aquifère et perturbent la réponse aux marées terrestres du système piézomètre/aquifère.

- Synthèse

Le pic observé sur les spectres de piézométrie pour les ondes M_2 peut s'expliquer en ne faisant intervenir que les déformations volumiques à l'origine des marées terrestres (modèle de marée PREDICT). Cependant, l'étang de *Thau* peut influencer les pics sur le spectre de la piézométrie correspondant à de plus grandes longueurs d'ondes (O_1), ce qui signifie qu'un transfert de pression peut exister entre l'étang et l'aquifère. Il reste donc envisageable d'inclure la source de la *Vise* dans le système karstique. Ce transfert de pression reste faible et à peine perceptible par les analyses spectrales. Cela signifie que la connectivité et donc la diffusivité de l'aquifère seraient médiocres à ce niveau, ce qui peut s'expliquer par un colmatage des réseaux. De plus, cette analyse ne met en évidence qu'une possibilité de transfert de pression, ce qui ne signifie pas qu'un drainage vers l'étang soit possible.

Le lien entre les marées terrestres et les variations de piézométrie dans l'aquifère ayant été justifié, il devient possible d'interpréter la valeur des pics observés sur les spectres de piézométrie selon le coefficient d'emménagement de l'aquifère, et ainsi d'estimer la porosité totale de l'aquifère.

IV.3.f Expression du coefficient d'emmagasinement

Bredehoeft [1967] puis Hsieh et al. [1988] montrent qu'il est possible de caractériser le fonctionnement de l'aquifère en condition drainée (emmagasinement) à partir de l'étude du fonctionnement de l'aquifère en condition non drainée (marées terrestres). En condition non drainée, c'est-à-dire en supposant que les variations cycliques de charge s'accompagnent d'une mise sous pression du fluide sans déplacement, ces auteurs relient la dilatation de l'aquifère $\varepsilon_{t,d}$ et la variation de pression hydrostatique P au coefficient d'emmagasinement spécifique S_s :

$$S_s = \rho_w \times g \times \frac{\varepsilon_{t,d}}{P}$$

Eq. 28: Equation reliant l'emmagasinement spécifique à la dilatation volumique dans l'aquifère, avec P la variation de pression hydrostatique induite par la déformation $\varepsilon_{t,d}$

La déformation calculée par le modèle PREDICT correspond à $\varepsilon_{t,d}$. Cette déformation volumique est calculée à partir de la somme des déformations horizontales ε_1 et ε_2 et de la déformation verticale $\varepsilon_{33,t}$ induite par celles-ci (Eq. 29).

$$\begin{aligned}\varepsilon_{t,d} &= \varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33,t} \\ \varepsilon_{33,t} &= -\left[\frac{\nu}{1-\nu}\right] \times (\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22})\end{aligned}$$

Eq. 29: Calcul de la déformation volumique en condition drainée à partir des déformations horizontales, avec ν le coefficient de Poisson de la roche aquifère

Par défaut, PREDICT utilise un coefficient de Poisson de 0,25 qui est une valeur qui convient bien pour les calcaires [Mangin, 1974a].

Cette équation permet d'estimer l'emmagasinement spécifique à partir de la dilatation de l'aquifère provoquée par l'onde M_2 et de la variation de charge dans l'aquifère correspondante. L'étude précédente a en effet montré que l'on pouvait considérer les variations cycliques des ondes M_2 comme étant uniquement liées aux marées terrestres ; les ondes O_1 seront aussi utilisées pour estimer la sensibilité des résultats à une éventuelle perturbation par les marées de l'étang (ou directement de la mer).

L'estimation de l'emmagasinement spécifique peut être réalisée de 2 manières, (i) soit par l'étude de la fonction de gain entre la dilatation (exprimée en strain) et la variation de charge (exprimée en Pa) pour la bande de fréquence correspondant aux ondes O_1 et M_2 , soit (ii) par l'estimation à l'aide d'un logiciel spécialisé (TSoft, [Van Camp et Vauterin, 2005]) des facteurs d'amplitudes associés aux groupes d'ondes O_1 et M_2 dans les deux chroniques, le rapport des facteurs d'amplitudes donne alors le rapport $\varepsilon_{t,d}/P$ de l'Eq. 28.

La première méthode utilise la transformée de Fourier. La fonction de gain estimée par la méthode de Jenkins et Watts [1968] à partir des chroniques filtrées par un filtre passe-haut à 0,8 cpd (filtre FFT) est utilisée. Il est impératif dans ce cas d'effectuer l'analyse spectrale croisée à partir des fonctions de covariance et non des fonctions de corrélations (cf. III.2.b).

La seconde méthode s'appuie sur une minimisation d'erreur entre la chronique mesurée et une chronique reconstituée dont les paramètres tidaux exprimés sous la forme de facteurs d'amplitude sont calés par TSoft. Les résultats de cette analyse seront présentés au IV.3.h.

IV.3.g Expression de la porosité totale

- Position du problème

Si l'on cherche à estimer la porosité totale de l'aquifère captif, il est intéressant de réécrire l'expression de l'emmagasinement spécifique (cf. annexe 6) :

$$S_s = \rho_w \times g(\phi\beta_w + \beta_p)$$

Eq. 30: Expression de l'emmagasinement spécifique d'un aquifère en fonction des compressibilités de l'eau et du solide

Cette équation (Eq. 30) fait apparaître 2 inconnues : la porosité totale et le coefficient de compressibilité du milieu solide. Il a été montré précédemment à l'aide de quelques exemples que ce coefficient ne pouvait pas être négligé dans le cas d'une matrice calcaire ; il est donc nécessaire de l'estimer par une méthode indirecte.

- Utilisation des données de pression atmosphérique

Le niveau dans un forage non isolé de l'atmosphère évolue en fonction de la pression atmosphérique de manière inverse [Jacob, 1940]. L'efficiencia barométrique (BE, Eq. 31) permet de caractériser l'aptitude de l'aquifère à répondre à une variation de pression atmosphérique.

$$BE = \frac{\gamma_w \times dh}{dP_{atm}}$$

Eq. 31: Expression de l'efficiencia barométrique

Il y a donc une relation de proportionnalité entre la variation de pression atmosphérique et la variation de charge dans l'aquifère. Une méthode permettant de relier la variation de piézométrie à la variation de pression atmosphérique est proposée par Clark [Clark, 1967; Merritt, 2004] : le principe est de comparer l'évolution cumulée de la pression atmosphérique à l'évolution cumulée des variations piézométriques induites par la pression atmosphérique. La pente de la droite obtenue correspond alors selon l'Eq. 31 à l'efficiencia barométrique. Cette méthode a l'avantage d'utiliser

toutes les variations de pressions atmosphériques sans limiter l'étude aux variations cycliques. Le calcul effectué à chaque pas de temps est :

1- Calcul des variations de la pression atmosphérique b_i et de la piézométrie h_i exprimées dans la même unité :

$$\Delta b_i = b_i - b_{i-1}$$

$$\Delta h_i = h_i - h_{i-1}$$

2- Calcul du produit de ces variations :

$$\beta_i = \Delta b_i \times \Delta h_i$$

3- Calcul du cumul S_b des variations de pression atmosphérique b_i :

$$S_b^i = S_b^{i-1} + |\Delta b_i|$$

4- Calcul du cumul S_h des variations h_i de la piézométrie selon la valeur du produit des variations β_i :

$$S_h^i = S_h^{i-1} - |\Delta h_i| \quad \text{si } \beta_i > 0$$

$$S_h^i = S_h^{i-1} + |\Delta h_i| \quad \text{si } \beta_i < 0$$

$$S_h^i = S_h^{i-1} \quad \text{si } \beta_i = 0$$

Ainsi, seules les variations de la piézométrie qui sont liées à une variation inverse de la pression atmosphérique sont prises en compte dans le cumul des variations de la piézométrie. Les évolutions des cumuls sont reportées sur un graphique, et la pente de la droite obtenue donne directement l'effet barométrique BE.

Cette méthode a été appliquée au pas de temps horaire sur les chroniques des piézomètres F_Vene (Fig. 11) suivi par le BRGM de Montpellier et CGE_Gigean (Fig. 11) suivi par la DIREN en utilisant la pression atmosphérique mesurée à la station des *Blaquières*. La période de données horaires commune à tous ces points s'étend d'avril 2006 à septembre 2006 ; le fait de calculer le BE sur une longue période permet de compenser les autres effets cycliques qui perturbent l'estimation.

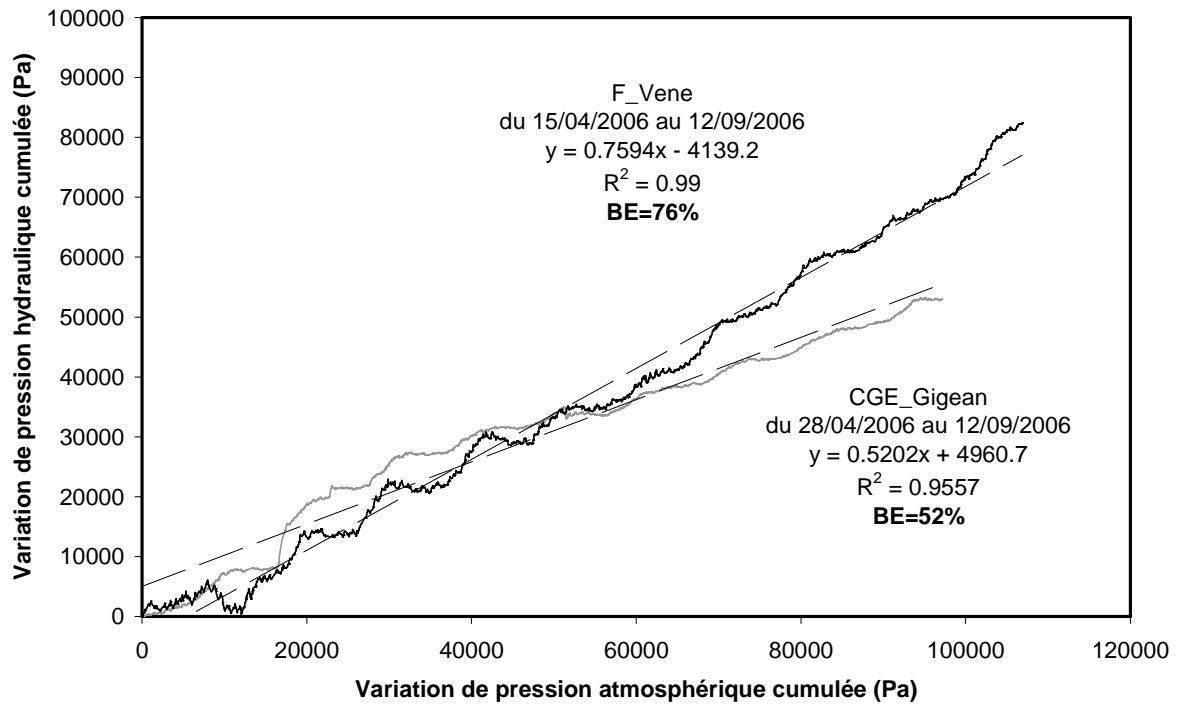


Fig. 98: Estimation de l'efficacité barométrique dans les piézomètres F_Vene et CGE_Gigean par la méthode de Clark [1967]

L'ajustement linéaire est très satisfaisant et permet de proposer une valeur de 76 % et 52 % pour l'efficacité barométrique respectivement en F_Vene et CGE_Gigean.

Jacob [1940] démontre que l'efficacité barométrique peut aussi s'exprimer en fonction des compressibilités du fluide et de la matrice.

$$BE = \frac{\phi \beta_w}{(\phi \beta_w + \beta_p)}$$

Eq. 32: Expression de l'efficacité barométrique en fonction de la porosité et des coefficients de compressibilités du milieu aquifère

La combinaison des Eq. 30 et Eq. 32 permet de relier la porosité totale à des paramètres plus facilement mesurables lors d'une étude de l'influence des marées terrestres et de la pression atmosphérique sur la piézométrie de l'aquifère [Jacob, 1940; Domenico et Schwartz, 1997].

$$\phi = \frac{BE \times S_s}{\rho_w \times g \times \beta_w}$$

Eq. 33: Expression de la porosité en fonction de l'efficacité barométrique et le coefficient d'emménagement spécifique

La méthode a été appliquée aux 2 forages et permet de proposer des paramètres hydrodynamiques qui rendent compte du comportement hydrodynamique naturel de l'aquifère en ces deux points.

IV.3.h Résultats

Le coefficient de compressibilité de l'eau est pris égal à $0,49 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$ pour une température de 16°C.

Paramètre	Groupe	A partir de TSoft		A partir de la fonction de gain	
		F_Vene	CGE	F_Vene	CGE
Ss (1/m)	O ₁	1.1E-06	1.4E-06	1.1E-06	1.3E-06
Ss (1/m)	M ₂	1.2E-06	1.6E-06	1.3E-06	1.4E-06
Φ (%)	O ₁	18%	15%	18%	15%
Φ (%)	M ₂	19%	17%	21%	15%

Tableau 12: Estimation de paramètres hydrodynamiques

IV.3.i Discussion

2 modèles de prédiction de marées utilisant des paramètres tidaux différents, 2 méthodes de calcul de l'emmagasinement spécifique et 2 groupes d'ondes de marée (O₁ et M₂) ont été utilisées pour estimer des paramètres hydrodynamiques au niveau des forages, ce qui donne du poids aux résultats très homogènes présentés dans le Tableau 12.

L'épaisseur de l'aquifère n'est pas connue précisément, ce qui ne permet pas de remonter jusqu'à la valeur du coefficient d'emmagasinement. Néanmoins, la coupe géologique permet de donner un ordre de grandeur, entre 300 et 800 m, ce qui donnerait un coefficient d'emmagasinement entre 10^{-3} et 10^{-4} . Cette valeur caractérise bien une nappe captive.

Les porosités totales estimées sont de l'ordre de 15 % pour le forage CGE_Gigean et 20 % pour le forage F_Vene. Ces valeurs sont relativement élevées, mais elles correspondent à une porosité totale *équivalente* dans le cas d'un karst, ce qui inclut donc la porosité de la matrice fissurée et celles des vides karstiques. L'aquifère est donc susceptible de renfermer de grandes quantités d'eau, mais ce sont les problèmes de diffusivité hydrauliques qui en feront un bon ou un mauvais aquifère [Mangin, 1975].

Marsaud et al. [1993] proposent d'utiliser les analyses spectrales pour déterminer le BE à l'aide de la fonction de gain entre une chronique de pression atmosphérique et une chronique piézométrique. Il est cependant très probable que d'autres phénomènes cycliques (marées terrestres notamment) perturbent fortement la fonction de gain, ce qui rend l'interprétation de la courbe délicate. Sur les systèmes piezomètre/aquifère étudiés les fonctions de gain obtenues étaient inexploitable et donnaient des BE supérieurs à 1, même pour les composantes solaires S₁ et S₂, ce qui est impossible

[Jacob, 1940; Domenico et Schwartz, 1997]. La méthode de Clark [1967] très simple à mettre en œuvre semble donc plus adaptée au cas étudié.

D'autre part, Marsaud et al. [1993] signalent que la déformation du milieu aquifère résulte d'une déformation volumique, donc cubique, et qu'il n'est pas possible dans ce cas d'interpréter la fonction de gain entre la chronique de déformation et la chronique piézométrique. Pourtant, l'Eq. 28 montre qu'il existe une relation linéaire entre la déformation et la variation de charge hydraulique qui en résulte, ce qui peut donc être décrit par la fonction de gain ; le fait que la dilatation soit cubique n'intervient pas.

Enfin, au niveau de la limite de captivité de l'aquifère (F_Vene), l'analyse systémique appliquée au système piezomètre/aquifère permet de mieux comprendre l'apparition de phénomènes cyclique lors de la décrue puis le tarissement (Fig. 92) : l'apparition des marées terrestres ne peut s'expliquer que par une diminution de l'emmagasinement. Ainsi, pour un même flux dans l'aquifère, la vitesse de vidange sera de plus en plus forte si l'emmagasinement diminue, ce qui s'observe bien sur l'évolution de la piézométrie entre les cotes 26 et 20 mNGF (cf. Fig. 92A). On atteint ensuite à partir de 20 mNGF un autre régime de vidange caractéristique de la nappe captive. Lors de la vidange de l'aquifère, on passerait progressivement en F_Vene d'un état libre à un état captif, ce qui permet d'expliquer l'apparition progressive des marées et l'évolution particulière de la piézométrie avec un point d'inflexion. Ce phénomène s'observe à chaque fois que la période de tarissement est suffisamment longue. Cette évolution peut traduire une forte hétérogénéité verticale du karst liée à une phase de développement différente sur la partie libre et sur la partie captive. En effet, le karst qui s'est développé au Pliocène sur le causse lorsque le bassin de *Montbazin* constituait le niveau de base doit être à l'origine d'un développement moins évolué dans la partie captive, ce qui explique en partie la diminution de l'emmagasinement. Des phénomènes de colmatage des vides karstiques peuvent aussi être évoqués.

V Conclusion

Les outils proposés par l'analyse systémique ont donc permis de (i) préciser l'ensemble des processus hydrodynamiques qui interviennent lors d'une crue à l'échelle du bassin versant (relations pluie/débit, piézométrie/débit et débit/débit) et de (ii) caractériser la réponse d'un système piezomètre/aquifère aux sollicitations périodiques journalières et semi-journalières en condition de décrue et du tarissement.

L'étude des différentes fonctions de transfert qui interviennent dans le bassin versant à l'échelle de la crue a permis d'obtenir des éléments nouveaux sur le couplage surface souterrain, et en particulier de mieux positionner dans le temps la dynamique de ces interactions.

Cette méthodologie d'étude des fonctions de transfert au sein des différents sous-systèmes d'un même système karstique binaire est actuellement appliquée aux *Etats-Unis* : La comparaison du

fonctionnement des systèmes d'*Aumelas-Thau* et de *River Sink-River Rise* dans le parc national d'*Oleno River* en *Floride* est en cours dans le cadre d'une collaboration entre le laboratoire *HydroSciences* et l'*Université de Floride (Gainesville)*.

Enfin, l'analyse de la propagation des ondes de marée permet de préciser les propriétés poro-élastiques et hydrodynamiques de l'aquifère tout en apportant des éléments de réponse sur la connexion entre l'aquifère karstique et la source de *la Vise*.

Chapitre 6 :

Modélisation conceptuelle semi-distribuée de la réponse hydrologique d'un bassin versant karstique

I Introduction

Les études précédentes ont permis de mettre en avant un certain nombre de résultats concernant le fonctionnement hydrodynamique d'un système karst/rivière lors d'une crue et ainsi de mieux comprendre la réponse hydrologique d'un bassin versant à forte composante karstique à cette échelle de temps.

Ce chapitre se propose de réaliser une synthèse de ces résultats sous la forme d'un modèle hydrologique capable de rendre compte, à l'échelle de la crue, des processus décrits dans les chapitres précédents, tout en proposant à l'exutoire du bassin versant un hydrogramme de crue proche de celui mesuré.

Une synthèse des résultats obtenus sera tout d'abord présentée dans le but de justifier le type et la structure du modèle hydrologique retenus à l'échelle de l'évènement de crue. Les variables et les paramètres du modèle qui rendent compte du couplage surface/souterrain aux échelles locales et intermédiaires sont ensuite détaillés. Seule une procédure de calage a pu être réalisée à ce jour compte tenu du caractère très hétérogène de l'échantillon de crues disponibles sur ce bassin. Cependant, le modèle proposé est un modèle pluie/débit à l'exutoire du bassin versant karstique dont la valeur des paramètres calés à partir des mesures effectuées en surface (hydrogramme) peut être comparée aux mesures et aux observations effectuées en différents points de l'aquifère karstique, ce qui donne plus de sens aux paramètres calés.

II Proposition d'un modèle hydrologique

II.1 Bilan des observations sur le fonctionnement hydrologique des sous bassins à l'échelle de la crue

II.1.a Le sous bassin amont

L'analyse des coefficients de ruissellement sur le sous bassin amont a montré que les terrains argileux de l'Oligocène n'étaient pas limités en terme de volume infiltré ; une fois qu'ils sont saturés en surface, seule la capacité d'infiltration de ces terrains semble contrôler la genèse d'un ruissellement direct sur les versants.

L'analyse des hydrogrammes et les résultats de l'analyse systémique (corrélation croisée pluie/débit) montrent clairement 2 types de réponses hydrologiques :

- (i) l'une très rapide et très brutale associée au ruissellement direct sur les versants et à son transfert rapide à travers le *Coulazou* et ces différents affluents, ce qui nécessite d'utiliser le pas de temps le plus court possible, soit 5 min ;
- (ii) l'autre associée aux très faibles débits observés après le pic de crue et qui met en jeu des apports de subsurface retardés et/ou des apports souterrains favorisés par le drainage de toutes les parcelles agricoles.

II.1.b Le sous bassin aval

- Analyse des écoulements de surface

L'analyse des coefficients de ruissellement sur le sous bassin aval a montré que la réponse hydrologique du bassin était extrêmement variable, allant de l'infiltration totale des écoulements de surface à une participation totale des précipitations aux écoulements de surface ($C_{r_{karst}}=100\%$, crue n°6, Tableau 7) ; ces fortes atténuations/amplifications des écoulements de surface entre les deux stations traduisent le contrôle de la propagation de la crue en rivière par les structures souterraines d'écoulements (karst), ce qui peut éventuellement mettre en jeu des écoulements issus des précipitations sur une surface extérieure au bassin versant. Il est donc nécessaire de faire intervenir dans le modèle un réservoir souterrain dont la surface sera plus étendue que le bassin versant.

L'analyse des hydrogrammes a permis de distinguer une réponse de type ruissellement direct d'une réponse de type karstique dans le cas de rivière drainante (Fig. 47). Les dynamiques d'écoulement sont différentes et les écoulements karstiques permettent d'observer une période de tarissement plus ou moins longue d'allure exponentielle. Cependant, les temps de réponse qui ont pu notamment être précisés par l'analyse systémique (domaine fréquentiel) indiquent que les écoulements karstiques se surimposent au ruissellement direct. Ces écoulements karstiques modifient

ainsi de manière sensible le débit de pointe du bassin et leur dynamique doit être prise en compte pour expliquer l'ensemble de l'hydrogramme à l'aval du bassin versant.

L'analyse des hydrogrammes lors des fortes crues d'automne, et notamment la crue 7 (Fig. 37) a montré en cas de précipitations très intenses sur le *Causse d'Aumelas* qu'il fallait considérer un sous bassin non karstique au sein du sous bassin aval. Ce sous bassin de 6 km² est drainé par l'affluent *Combe-Escure* en rive droite du *Coulazou*, la confluence s'effectue à la sortie du *Causse d'Aumelas* (cf. Fig. 13, Fig. 32) en amont de la station aval. De plus, en tant qu'affluent du *Coulazou* en rive droite, cet affluent draine aussi les écoulements issus du karst développé au Miocène entre les surfaces de pénépléation P3 et P2 (Fig. 18), ce qui inclut l'ensemble des bassins endoréiques identifiés à l'Ouest du *Coulazou*.

Enfin, l'analyse systémique et notamment les corrélogrammes croisés débit/débit (Fig. 89) ont montré que lorsque le karst ne contribue pas ou peu aux écoulements de surface, la propagation de la crue dans la rivière s'effectue sans déformation importante de l'hydrogramme de crue, ce qui permet d'envisager une dynamique d'infiltration dans le cours d'eau relativement simple (flux constant) associé à un transfert en surface selon l'approximation de l'onde cinématique.

- Analyse de la contribution des eaux karstiques

A l'échelle locale, un engorgement des réseaux karstiques proche de la rivière a pu être mis en évidence. Cet engorgement est à l'origine d'un court-circuit des écoulements de surface au sein d'un réseau de drainage karstique superficiel, ce qui permet d'expliquer en basses eaux une participation d'écoulements de type karstique à l'exutoire du bassin versant (transfert de pression amont-aval) tout en alimentant le karst plus profond.

A l'échelle intermédiaire, l'engorgement des exutoires du système karstique en dehors du bassin versant provoque une mise en charge des réseaux qui se propagent de l'aval vers l'amont du système karstique et influence le fonctionnement hydrodynamique du karst dans le bassin versant. Ainsi, les différentes pertes dans la rivière vont progressivement devenir des exutoires temporaires pouvant contribuer de manière significative aux écoulements de surface observés à l'aval du bassin versant. L'engorgement des réseaux à proximité d'un exutoire alimenté par les pertes de rivière conduit donc à une inversion d'écoulement dans ces mêmes pertes, ce processus décrit ainsi une boucle de rétroaction (Fig. 62, Fig. 82). Ceci semble bien compris sur le système karst/rievière étudié et s'initie lorsque le débit à la source de *la Vène* dépasse 5,5 m³/s.

L'analyse des courbes de décrue/récession à l'exutoire principal du système karst/rievière a permis de préciser le rôle des réseaux de drainage karstique sur la dynamique de crue. Un fonctionnement analogue à un système de réservoirs a été mis en évidence (Fig. 83), mettant en jeu la vidange d'un réservoir à très faibles pertes de charge (réseau de conduits) alimentant ou alimenté par un réservoir à fortes pertes de charges (volumes peu perméables). Le fonctionnement des exutoires de trop plein qui alimentent de manière temporaire le *Coulazou* est lié au fonctionnement d'un même réseau karstique.

Ainsi, dans le cas d'une rivière drainante, un fonctionnement hydrodynamique analogue à la vidange d'un réservoir à pertes de charges variables selon les conditions hydrogéologiques initiales (piézométrie dans les volumes peu perméables) peut être envisagé au niveau des exutoires de trop plein qui alimentent le *Coulazou*.

Les évolutions de la piézométrie en différents points de l'aquifère et du débit à *la Vène* ont permis de justifier l'existence d'un réseau karstique fonctionnel à développement sub-horizontale autour de 47 mNGF à proximité de la rivière, puis qui rejoindrait 5,5 km plus en aval (drainage apparent NE-SO) l'exutoire de *la Vène* à 34 mNGF. Cet exutoire est lui-même un exutoire de trop plein, mais son rôle sur l'organisation des écoulements souterrains est déterminant en hautes eaux puisqu'il constitue la limite aval du système karst/ri vière à l'échelle intermédiaire. Le fonctionnement du système karstique d'*Aumelas-Thau* se traduit donc par un phénomène de diffuence en hautes eaux : les eaux habituellement drainées sous le bassin de *Montbazin-Gigean* sont orientées vers le ou les exutoires de trop plein sur le *Causse d'Aumelas*.

Enfin, comme pour le sous bassin amont, la rapidité de la réponse hydrologique exige de travailler à un pas de temps très fin, soit 5 min.

II.2 Bilan des données disponibles

II.2.a Données hydrologiques et hydrogéologiques

L'ensemble des points de surveillance a été décrit au chapitre 2. Le pas de temps d'acquisition, la répartition spatiale des pluviographes et des stations limnimétriques dans la rivière permettent de bien décrire la réponse pluie-débit des sous bassins. Cependant, aucune information sur l'humidité des sols, leurs propriétés en terme de perméabilité non saturée ou de rugosité n'est disponible.

D'autre part, des paramètres hydrodynamiques ont pu être estimés ponctuellement, ce qui permet de mieux caractériser la dynamique des écoulements et leur drainage vers *la Vène*. Cependant, en dehors des débits de la source de *la Vène*, seules les évolutions des mises en charge sont connues en quelques points du système, et l'évolution précise des débits des exutoires karstiques dans le bassin versant du *Coulazou* n'est pas connue. De plus, l'ensemble des exutoires de trop plein du système karstique n'est pas suivi, il existe en effet un nombre important de thalwegs d'orientation Nord-Sud qui drainent le Causse et qui doivent être pris en compte dans le bilan des exutoires du système karst/ri vière aux échelles locales et intermédiaires.

II.2.b Données topographiques

Les données de la BdTopo-IGN® permettent de caractériser et d'identifier facilement le nombre d'affluents du *Coulazou*, ainsi que la surface qu'ils drainent par ruissellement direct. De plus, les estimations des sections en travers et de la pente moyenne du fond des cours d'eau peuvent être

déterminées par ce biais ; un contrôle rapide sur le terrain permet cependant de valider les valeurs retenues.

II.3 Type et structure du modèle hydrologique

II.3.a Justification du type de modèle

L'adéquation entre la connaissance du fonctionnement hydrodynamique du bassin versant lors d'une crue et la quantité de données disponibles ne permet pas d'envisager un modèle distribué à base physique à l'échelle du système karstique : une représentation plus conceptuelle des processus reste nécessaire.

En surface, il semble pertinent de représenter à pas de temps fin la distribution spatiale des pluies, puis d'utiliser l'approximation de l'onde cinématique pour le transfert dans les cours d'eau. Cette démarche s'applique au transfert de la crue de surface pour les 2 sous bassins.

Pour le souterrain, les écoulements de base observés à la station amont peuvent être représentés de manière empirique par une courbe de tarissement exponentielle. Pour le sous bassin aval, 2 types approches pourraient être utilisées pour mettre à profit les résultats obtenus :

- (i) Les éléments relativement précis sur l'organisation spatiale des réseaux de drainage karstique ainsi que l'estimation des paramètres hydrodynamiques associés pourraient être utilisés sous la forme d'un modèle maillé multi-couche présentant un niveau drainant depuis la rivière jusqu'à l'exutoire principal du système karst rivière à l'échelle intermédiaire (*la Vène*). Ce niveau serait encadré par des couches moins perméables représentatives des volumes peu perméables.
- (ii) L'analyse du fonctionnement global du système karst/rievière à l'échelle intermédiaire permet de proposer un modèle simple de type réservoir alimenté lors d'une crue par les pertes d'écoulements de surface et par l'infiltration rapide à la surface du karst. Selon les conditions hydrogéologiques, ce réservoir doit rendre compte d'un phénomène de court-circuit des écoulements de surface par les écoulements souterrains suite à l'engorgement des réseaux de drainage karstiques en amont du système karst/rievière (PA par exemple) ou d'un phénomène de débordement du karst suite à l'engorgement des réseaux de drainage karstiques en aval du système karst/rievière (exutoire de *la Vène*).

Cette deuxième approche a été choisie pour sa plus grande facilité de mise en œuvre. Elle doit être considérée comme une première étape de modélisation hydrologique d'un bassin versant karstique à l'échelle de la crue.

II.3.b Echelle de temps et échelle d'espace

La modélisation hydrologique du bassin versant du *Coulazou* est effectuée à l'échelle de la crue. Elle doit prendre en compte les interactions hydrodynamiques surface/souterrain à une échelle d'écoulement intermédiaire et doit décrire l'ensemble de ces processus à un pas de temps fin fixé à 5 min.

II.3.c Logiciel utilisé

Le logiciel HEC-HMS [USACE, 2002a] qui a été décrit brièvement au chapitre 2 est utilisé pour élaborer un modèle conceptuel semi-distribué couplant les écoulements de surface aux écoulements souterrains.

II.3.d Structure du modèle utilisé

Les processus évaporatoires seront négligés à l'échelle de l'évènement de crue.

- Sous bassin amont : 21 km²

La fonction de production utilisée permet de stocker un volume initial de précipitations (*Pertes ini.1*, Fig. 99) tout en assurant une vidange à taux constant du réservoir (*I₍₁₎*, Fig. 99) ; le débordement du réservoir est assimilé à la pluie nette. Un pourcentage de surfaces imperméables (2 %) permet également de convertir directement la pluie brute en pluie nette. Cette fonction de production correspond au modèle « deficit and constant » proposé par HMS. Il n'est pas nécessaire de limiter le volume infiltré compte tenu des observations réalisées sur ce sous bassin. La fonction de production nécessite donc le calage de 2 paramètres.

Le modèle conceptuel de l'onde cinématique est utilisé comme fonction de transfert pour représenter les écoulements sur les versants, dans les collecteurs qui drainent éventuellement ces versants puis dans le cours d'eau principal. L'équation de base a été présentée au chapitre 2 (Eq. 8). Elle est issue d'une expression simplifiée en régime transitoire de l'équation générale de Barré Saint-Venant. Le système d'équation est fermé à l'aide de la relation de Manning Strickler (Eq. 10) afin d'exprimer la pente de la ligne d'énergie.

Les versants, les collecteurs et le cours d'eau principal sont découpés numériquement en éléments alimentés latéralement de manière constante entre chaque pas de calcul. La résolution du système d'équations s'effectue par différences finies au niveau de chaque élément en utilisant l'hydrogramme de sortie de l'élément amont comme condition limite de flux entrant. La taille de l'élément Δx est ajustée à chaque pas de temps de la modélisation Δt_m selon la vitesse de propagation c de l'onde cinématique dans l'élément, de telle sorte que $c \approx \Delta x / \Delta t_m$. Δt_m peut être inférieur au pas de temps Δt entré par l'utilisateur en fonction du temps de montée de l'hydrogramme et de la taille du versant,

collecteur ou cours d'eau considéré. Une description détaillée de la méthode de résolution par différences finies utilisées par HMS peut être trouvée dans [USACE, 2002a].

La forme du bassin versant est simplifiée et est simplement décrite par un rectangle équivalent, ce qui permet de conserver le même indice de compacité (surface et périmètre identiques). Les versants sont de plus supposés identiques pour ne pas augmenter le nombre de paramètres de calage. Le modèle conceptuel de l'onde cinématique nécessite de connaître un certain nombre de paramètres géométriques qui peuvent être déterminés facilement à l'aide de la BdTopo IGN®, sachant que les collecteurs et le cours d'eau sont représentés dans le modèle à l'aide de sections d'écoulement rectangulaires. La valeur des paramètres utilisés dans ce modèle est présentée dans le Tableau 13.

Cette fonction de transfert ainsi que la fonction de production présentée précédemment avaient déjà fait l'objet d'une première procédure de calage sur le sous bassin amont lors du stage de Master 1 de Claire Boussard [2007].

	Versant	Collecteur	Cours d'eau
Longueur (m)	1150	1000	6750
Pente (%)	6	1	0,7
Rugosité (Manning)	0,04	0,06	0,04
Largeur (m)	-	1	4
Aire drainée	50 %, 2 versants identiques	2 km ²	-

Tableau 13: Valeurs des paramètres fixés dans la modélisation du sous bassin amont

Un écoulement de base vient ensuite s'ajouter à l'hydrogramme simulé par ruissellement direct. Cet écoulement rend compte de la vidange d'un réservoir selon une loi linéaire hauteur/débit, ce qui se traduit sur l'hydrogramme par une décroissance exponentielle, à l'image de la loi de Maillet (Fig. 56). Cet écoulement s'initie à l'instant t_0 lorsque le débit dans la rivière passe sous un débit seuil Q_0 (Fig. 99). HMS calcule le débit de base Q_b selon l'Eq. 34 où Q_r correspond au débit simulé sans prendre en compte le débit de base et où α_1 (Fig. 99) est la constante de récession (j^{-1}):

$$Q_b(t) = Q_0 \times e^{-\alpha_1 \times (t-t_0)} - Q_r(t)$$

Eq. 34: Calcul de l'écoulement de base selon la méthode « recession » de HMS

Q_0 et α_1 sont 2 paramètres supplémentaires de calage, ce qui porte à 4 le nombre de paramètres qui doivent être calés pour chaque épisode de crue: $P_{ini(1)}$, I_1 , Q_0 et α_1 (Fig. 99). Lors de la procédure de calage, il a été décidé de ne pas faire varier I_1 et Q_0 en considérant que la valeur de ces paramètres n'est pas liée aux conditions initiales.

- Sous bassin aval karstique : 34 km² et 40 km²
 - (i) Transfert et infiltration des écoulements provenant du sous bassin amont

L'approximation de l'onde cinématique est utilisée pour réaliser le transfert des écoulements le long des 14,7 km de rivière qui séparent les deux stations. Un coefficient de Manning de 0,1, une section en travers rectangulaire de 18 m de large ainsi qu'une pente régulière de 0,7 % ont été utilisées (Fig. 99). Les pertes par infiltration sont prises en compte dès le début du transfert et en un seul point. Ces pertes sont caractérisées par un débit maximal d'absorption (Q_{perte} , Fig. 99).

(ii) Production et transfert en surface

La fonction de production utilisée ne calcule la pluie nette que par le biais d'un ruissellement direct sur les surfaces imperméables estimées à 1 % des terrains (routes et surfaces urbanisées à proximité de la station aval). La pluie est estimée au pas de temps de 5 min par une pondération de 3 pluviographes P1, P3 et P4 (Fig. 32) en utilisant la méthode des polygones de *Thiessen*. La pluie infiltrée (*Infiltration*, Fig. 99) est envoyée instantanément dans un réservoir souterrain où elle rejoint les eaux du sous bassin amont infiltrées dans le lit de la rivière. Le faible ruissellement direct qui est calculé est transféré à l'élément rivière à mi-parcours (Fig. 99) par la même méthode que celle décrite pour le sous bassin amont (onde cinématique utilisant les valeurs du Tableau 14).

	Versant	Collecteur	Cours d'eau
Longueur (m)	300	1000	3600
Pente (%)	20	2,5	0,7
Rugosité (Manning)	0,1	0,1	0,1
Largeur (m)	-	2	18
Aire drainée	50 %, 2 versants identiques	4 km ²	-

Tableau 14: Valeurs des paramètres fixés dans la modélisation du sous bassin aval karstique

Ces paramètres sont nécessaires pour le fonctionnement du modèle mais n'impliquent qu'1 % du volume des précipitations sur le *Causse d'Aumelas*. Ils ont donc très peu d'influence sur l'hydrogramme simulé à l'exutoire.

(iii) Production et transfert en souterrain

Fonction de production: Les écoulements souterrains sont pris en compte par le biais d'un réservoir souterrain alimenté par Q_{perte} et *Infiltration* (Fig. 99). Ce dernier paramètre est estimé à partir de l'infiltration à la surface du karst compris dans le bassin versant (34 km²), mais il est transféré au réservoir souterrain en tenant compte d'un bassin hydrogéologique plus étendu dont la surface est fixée à 40 km² (cf. II.1.b).

Un volume de stockage initial (V_{perte} , Fig. 99) intervient à ce niveau. De plus, un débit de fuite constant (Q_{sat}) rend compte d'un drainage vers d'autres exutoires situés à l'extérieur du bassin versant (*la Vène* par exemple). Ce drainage est limité par la valeur de Q_{sat} , ce qui traduit la possibilité d'un engorgement des réseaux karstiques et un court-circuit des écoulements de surface par les écoulements souterrains.

Fonction de transfert : Le remplissage du réservoir s’observe lorsque $V_{\text{perte}}=0$ et que les apports sont supérieurs à Q_{sat} . La vidange du réservoir selon le débit Q (Fig. 99) débute dès que le réservoir se remplit. La dynamique de vidange est calculée en fonction du volume présent dans le réservoir à l’aide d’une relation linéaire entre le volume stocké V et le débit Q (Fig. 99). La pente de la droite $Q=f(V)$ est appelée α et correspond au coefficient de tarissement du réservoir souterrain (Fig. 99). Une valeur élevée traduit un écoulement à fortes pertes de charges. Le débit Q réalimente la rivière en un point situé au milieu de l’élément rivière et contribue ainsi aux écoulements de surface qui sont transférés vers la station aval selon l’approximation de l’onde cinématique. Une telle structure peut entraîner une contribution immédiate des écoulements souterrains aux écoulements de surface, c’est pourquoi une fonction *Lag* (Fig. 99) a été ajoutée à la sortie du réservoir.

La modélisation des écoulements souterrains à l’échelle de la crue nécessitent donc d’ajuster Q_{perte} , V_{perte} , Q_{sat} , α et *Lag*. Une valeur constante est attribuée au paramètre *Lag* lors du calage, tandis que les 4 autres paramètres seront calés pour obtenir l’hydrogramme à la station aval le plus proche possible de l’hydrogramme observé.

- **Sous bassin aval non karstique : 8 km²**

Ce sous bassin correspond à la surface drainée par le cours d’eau *Combe-Escure*. Il est représenté dans le modèle de la même manière que le sous bassin amont sans prendre en compte de collecteurs sur les versants avec un pourcentage de surfaces imperméables fixé à 5 %. Cette valeur plus élevée tient compte du développement vers le Nord de la ville de *Cournonterral* ainsi que du rôle de drain joué par la piste qui relie *Cournonterral* à la *Bergerie communale*. Les paramètres nécessaires au modèle d’onde cinématique sont présentés dans le Tableau 15.

	Versant	Cours d’eau
Longueur (m)	300	4200
Pente (%)	13	2,4
Rugosité (Manning)	0,2	0,1
Largeur (m)	-	5
Aire drainée	50 %, 2 versants identiques	

Tableau 15: Valeurs des paramètres fixés dans la modélisation du sous bassin aval non karstique

Cet écoulement de surface contribue aux écoulements dans le *Coulazou* juste en amont de la station (Fig. 99). Une valeur très élevée du paramètre d’infiltration (I_2 , Fig. 99) doit permettre de ne prendre en compte un apport par ce sous bassin que lors d’épisodes pluvieux extrêmes sur le *Causse d’Aumelas* (crue 3 et crue 7, Fig. 36, Fig. 37).

- Schéma synthétique

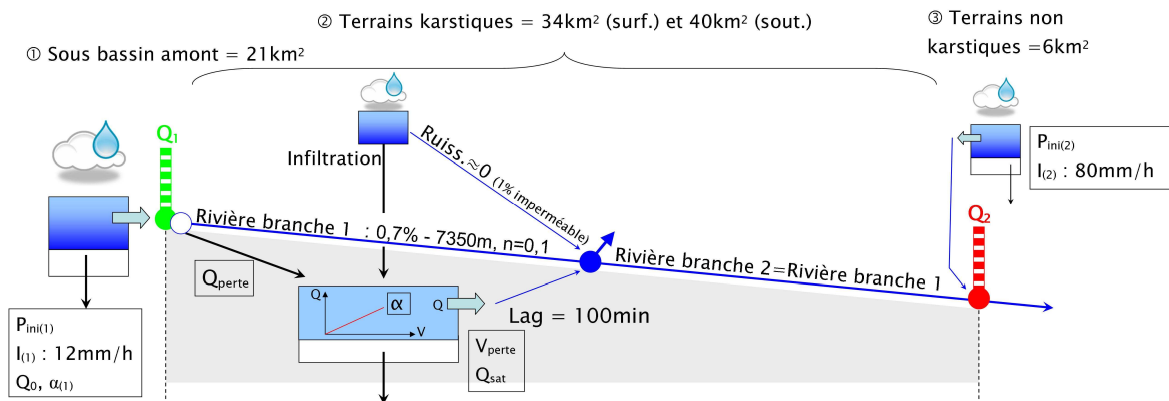


Fig. 99: Structure du modèle hydrologique développé sous HEC-HMS, les paramètres de calage apparaissent dans les cadres

III Calage du modèle

Les résultats graphiques des calages qui ne sont pas présentés dans le paragraphe suivant sont reportés dans l'annexe 4.

III.1 **Présentation de quelques résultats selon le sens des écoulements entre le karst et la rivière**

III.1.a Cas d'une rivière infiltrante

- Résultats du calage :

L'exemple de la crue 2 a été retenu pour illustrer le résultat du calage des paramètres dans le cas d'une crue où la rivière s'infiltrate et n'est pas alimentée par le karst. La Fig. 100 présente les résultats obtenus à l'exutoire du sous bassin amont.

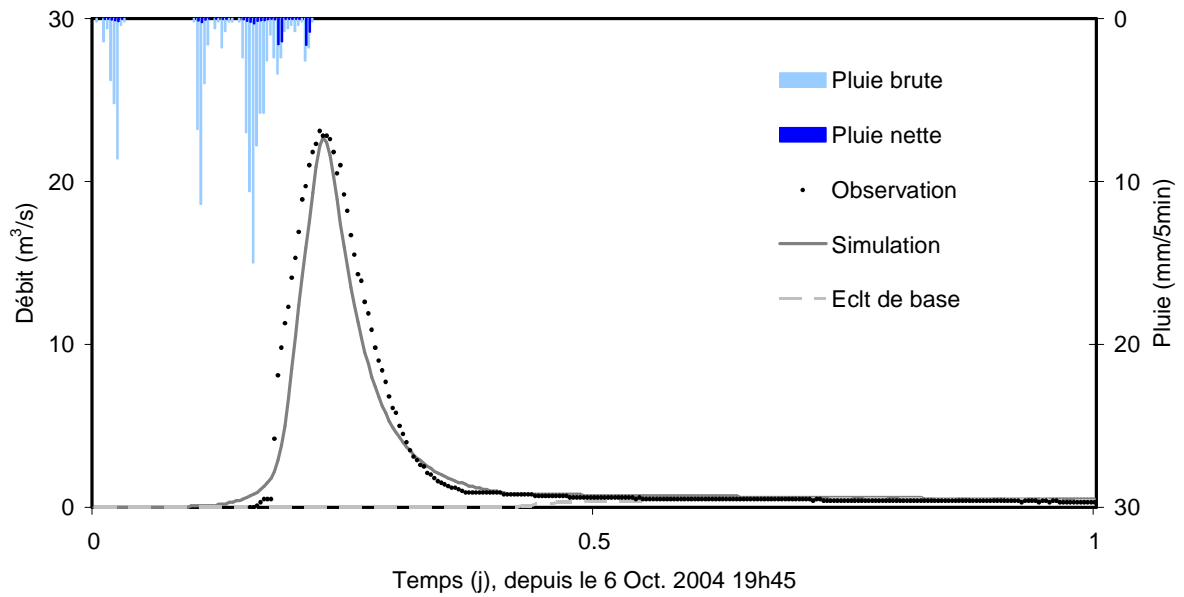


Fig. 100: Résultat du calage pour la crue 2, sous bassin amont

Le temps de réponse du modèle est satisfaisant, même si la forme de l'hydrogramme réel est légèrement plus large. Le débit de pointe est également bien simulé, ainsi que la dynamique de l'écoulement de base qui apparaît négligeable par rapport au ruissellement direct mais qui permet d'expliquer un écoulement qui dure plus d'un jour. La Fig. 101 présente le résultat obtenu à l'aval en utilisant les observations à la station amont puis la sortie du modèle amont sans modifier les paramètres calés à l'amont.

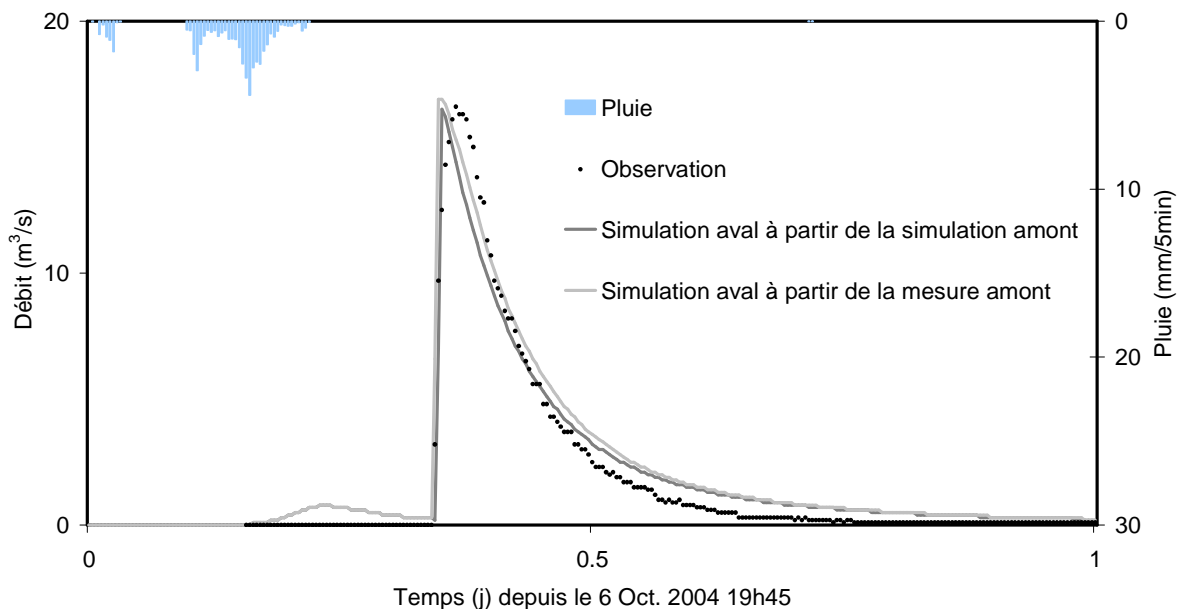


Fig. 101: Résultat du calage pour la crue 2, sous bassin aval

Le résultat du calage à l'amont est suffisamment bon pour ne pas avoir un impact important sur la simulation aval. Le modèle rend bien compte d'une décroissance des débits selon une allure exponentielle qui ne doit pas être interprétée comme un écoulement de base. Le transfert de la crue depuis le sous bassin amont selon l'approximation de l'onde cinématique associé à une infiltration Q_{perte} limitée à $7 \text{ m}^3/\text{s}$ permet d'obtenir un résultat de calage satisfaisant.

- Confrontation avec les mesures dans l'aquifère :

Le calage optimal ne fait pas intervenir d'écoulement depuis le réservoir souterrain vers la rivière, ce qui est tout à fait cohérent avec les mesures de niveau d'eau et l'évolution de la température dans la cavité karstique PA (Fig. 35, p89).

III.1.b Cas d'une rivière infiltrante/drainante

L'exemple de la crue 8 a été retenu pour illustrer le résultat du calage des paramètres dans le cas d'une crue où la rivière alimente puis draine le karst. La Fig. 102 présente les résultats obtenus à l'exutoire du sous bassin amont.

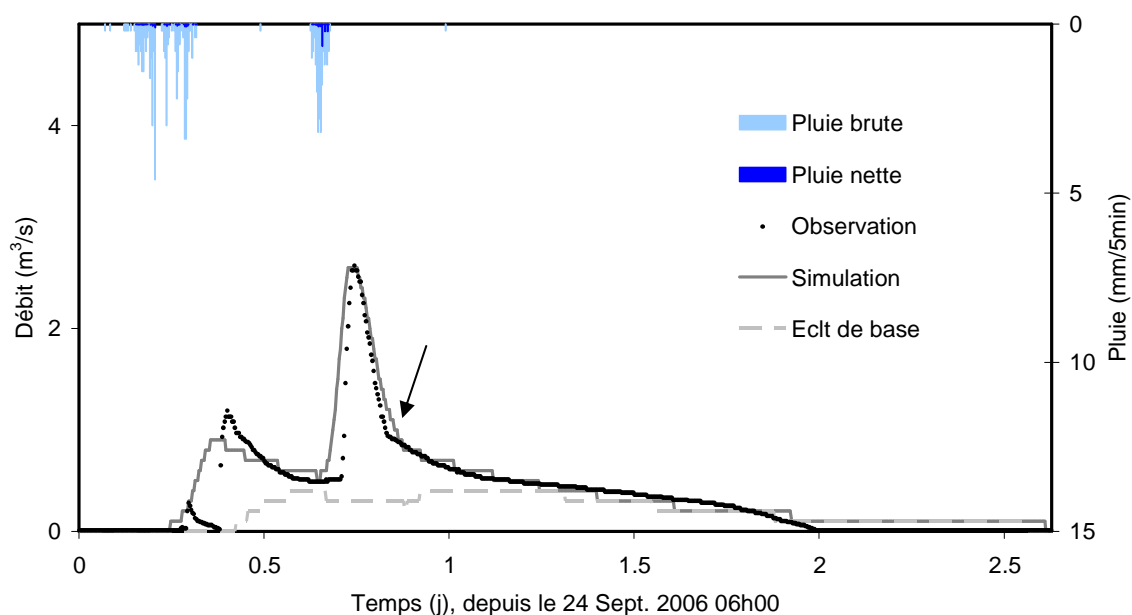


Fig. 102: Résultat du calage pour la crue 8, sous bassin amont

Cette crue plurimodale est relativement bien restituée, les faibles débits mis en jeu donnent plus d'importance aux écoulements de base. Ces écoulements expliquent assez bien le point de rupture observé sur l'hydrogramme (flèche). La fin de l'hydrogramme réel semble anticipée, ce qui peut s'expliquer par des pertes dans les calcaires Eocènes karstifiés (cf. Chapitre 2 : II.1.a, p45) qui ne sont pas prises en compte dans la structure du modèle hydrologique du sous bassin amont.

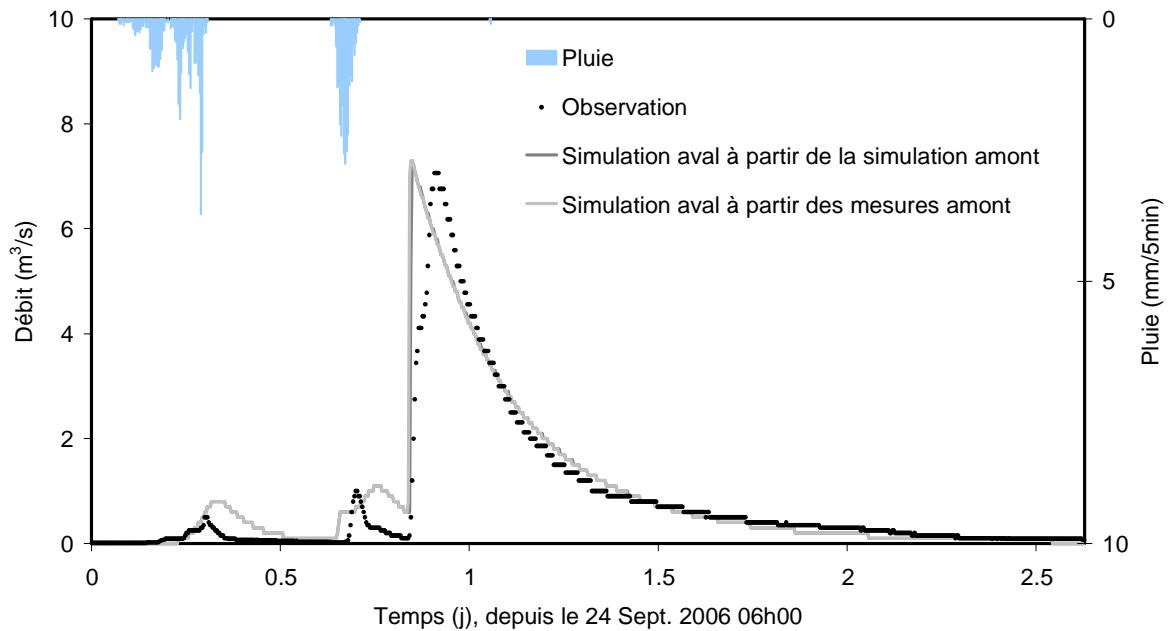


Fig. 103: Résultat du calage pour la crue 8, sous bassin aval

La Fig. 103 montre à nouveau que le résultat du calage à l'amont est suffisamment bon pour ne pas avoir un impact important sur la simulation aval. Cette simulation est intéressante car elle met clairement en jeu les surfaces imperméables du sous bassin aval : 5 % de surfaces imperméables sur le sous bassin non karstique (*Combe Escure*) permet d'expliquer le premier pic, tandis qu'1 % de surfaces imperméables sur le karst explique le second pic.

Pour le troisième pic (Fig. 103), le résultat du calage s'obtient en ne faisant intervenir que des écoulements souterrains de type karstique par débordement du réservoir souterrain. En effet, ce calage propose d'infiltrer la totalité des écoulements de surface en amont, puis d'alimenter la rivière par les exutoires karstiques. Il est probable qu'une partie du ruissellement généré à l'amont ne soit pas infiltré et explique l'inflexion sur la montée de l'hydrogramme observé qui n'apparaît pas sur le résultat du calage, ce qui provoque une anticipation du pic de crue d'environ 1 h 30.

- Confrontation avec les mesures dans l'aquifère :

La sortie du réservoir souterrain du modèle au milieu de l'élément rivière est comparée aux enregistrements réalisés dans la cavité PA (Fig. 104).

On s'aperçoit que la dynamique des écoulements karstiques simulés suit assez bien les variations de piézométrie dans la cavité karstique. De plus, les mesures de conductivité/température montrent très clairement une inversion d'écoulement dans la cavité. La simulation des écoulements souterrains de type karstique serait ainsi en partie confortée par les observations réalisées dans l'aquifère. Il est cependant impossible de vérifier directement le débit proposé par le modèle qui intègre l'ensemble des exutoires fonctionnels dans le lit de la rivière.

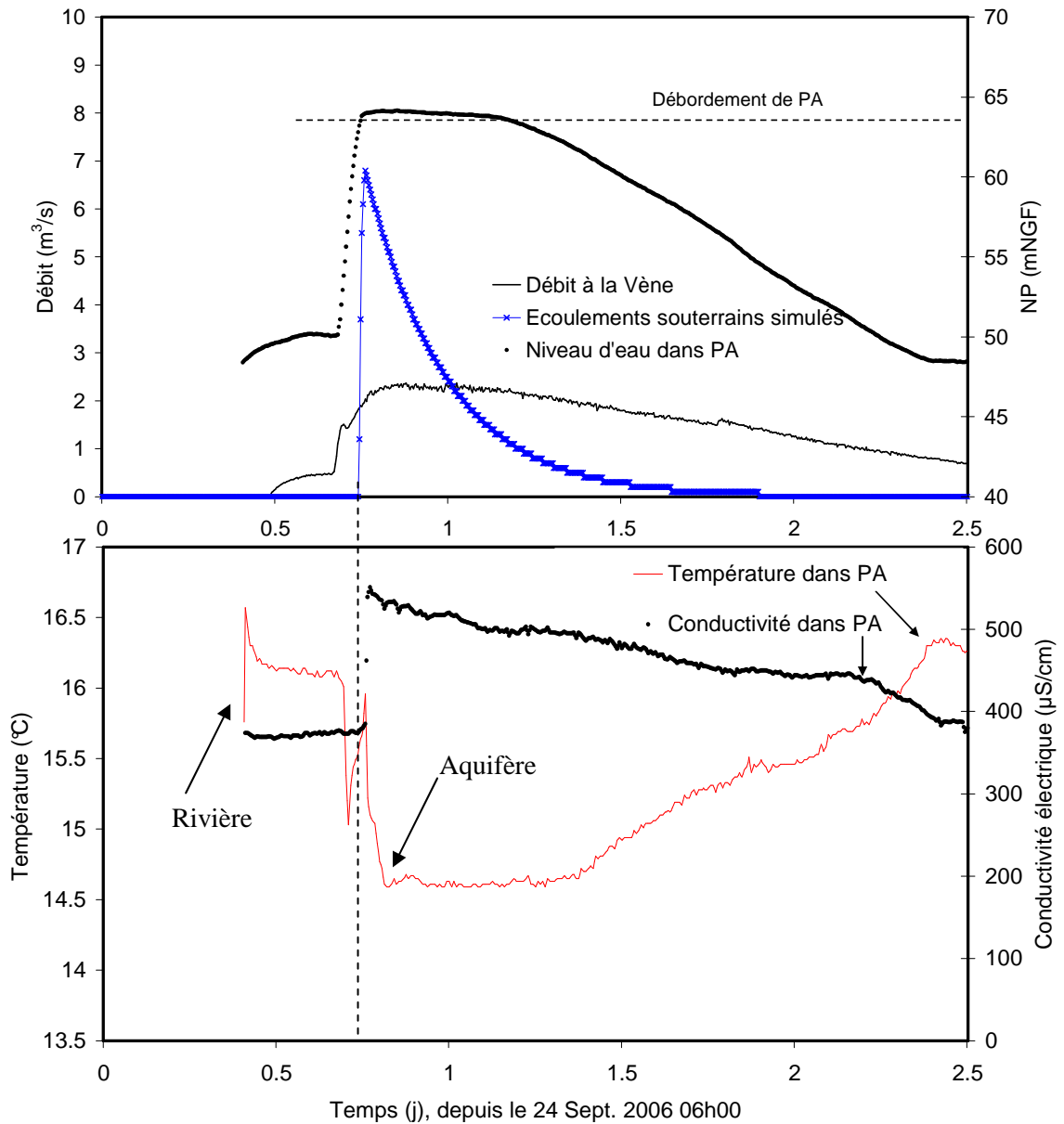


Fig. 104: Confrontation de la sortie du modèle au niveau du réservoir souterrain avec les mesures effectuées en PA, crue 8

III.1.c Cas d'une rivière drainante

L'exemple de la crue 1 a été retenu pour illustrer le résultat du calage des paramètres dans le cas d'une crue où la rivière draine le karst dès le début de la crue. La Fig. 105 présente les résultats obtenus à l'exutoire du sous bassin amont.

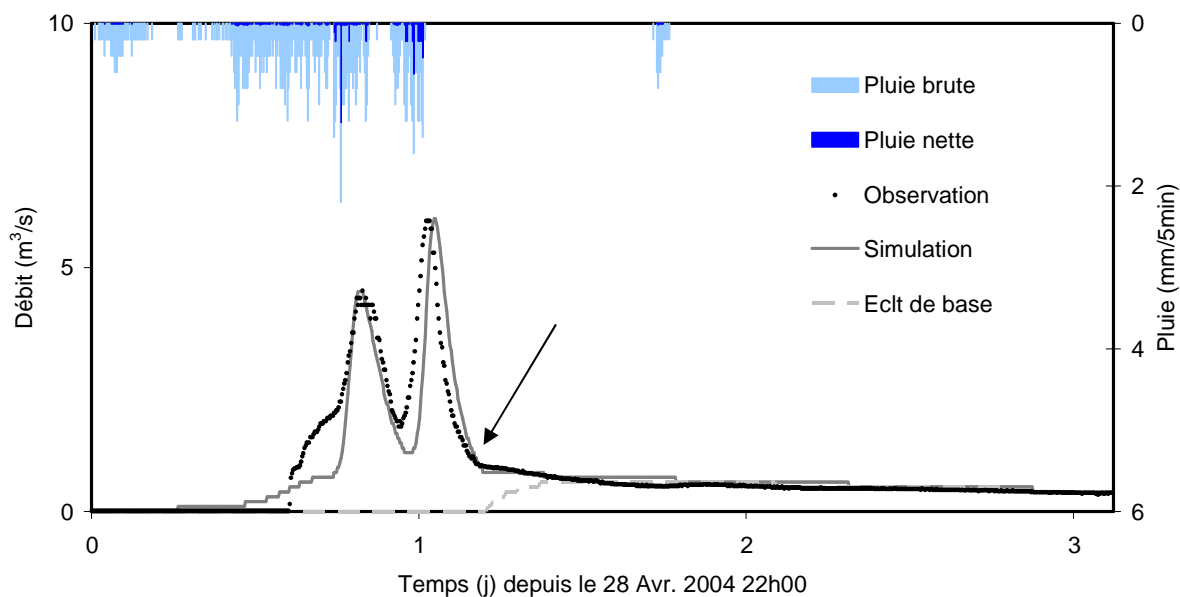


Fig. 105: Résultat du calage pour la crue 1, sous bassin amont

Mis à part le début de l'hydrogramme, la simulation reproduit assez bien les observations lors de la crue 1 (Fig. 105). L'hydrogramme simulé est légèrement en retard sur le second pic de crue, ce qui peut très bien être lié à une imprécision sur la mesure de la pluie puisque la répartition spatiale de la pluie n'est pas prise en compte à l'amont (pluviographe unique sur le bassin). Enfin, la simulation de l'écoulement de base semble à nouveau bien adaptée.

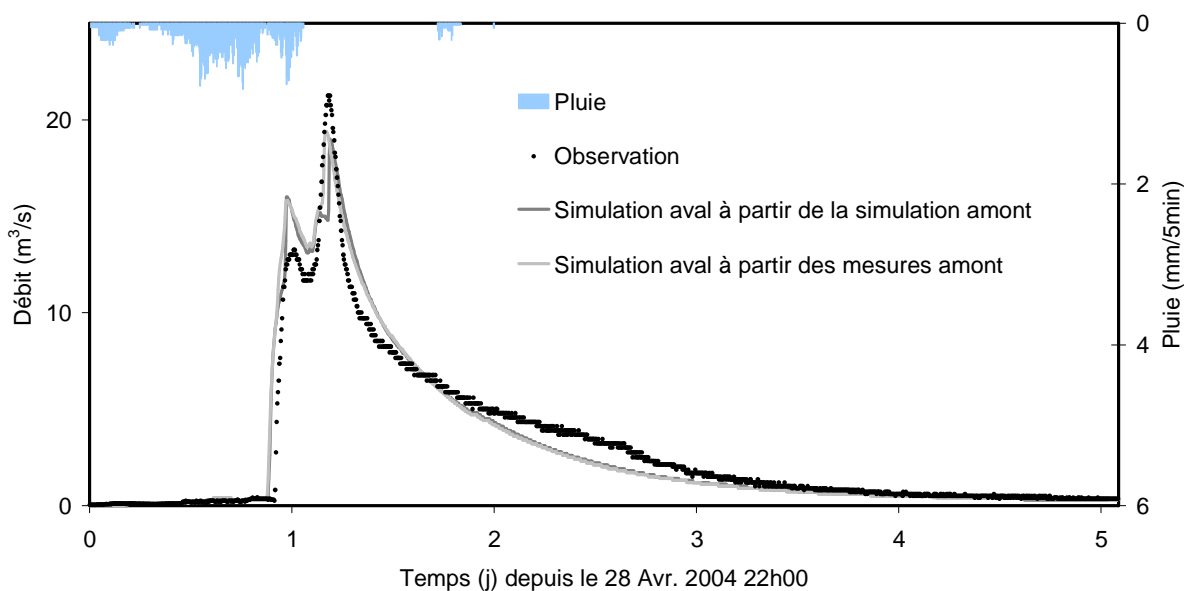


Fig. 106: Résultat du calage pour la crue 1, sous bassin aval

Les résultats à l'aval indiquent à nouveau que l'utilisation d'une chronique simulée ou observée à l'amont ne modifie pas de manière sensible les résultats à l'aval. L'hydrogramme simulé (Fig. 106) représente assez bien les deux pics de crue observés. On observe cependant un dédoublement du second pic pour la simulation qui n'apparaît pas sur les observations. Les temps de réponse ainsi que le temps modal sont bien restitués, ainsi que l'allure exponentielle de la récession.

Pour cet épisode de crue, les écoulements karstiques proposés par le modèle expliquent à plus de 50 % le débit de pointe observé à l'aval et à plus de 70 % le volume écoulé à l'exutoire du bassin versant karstique.

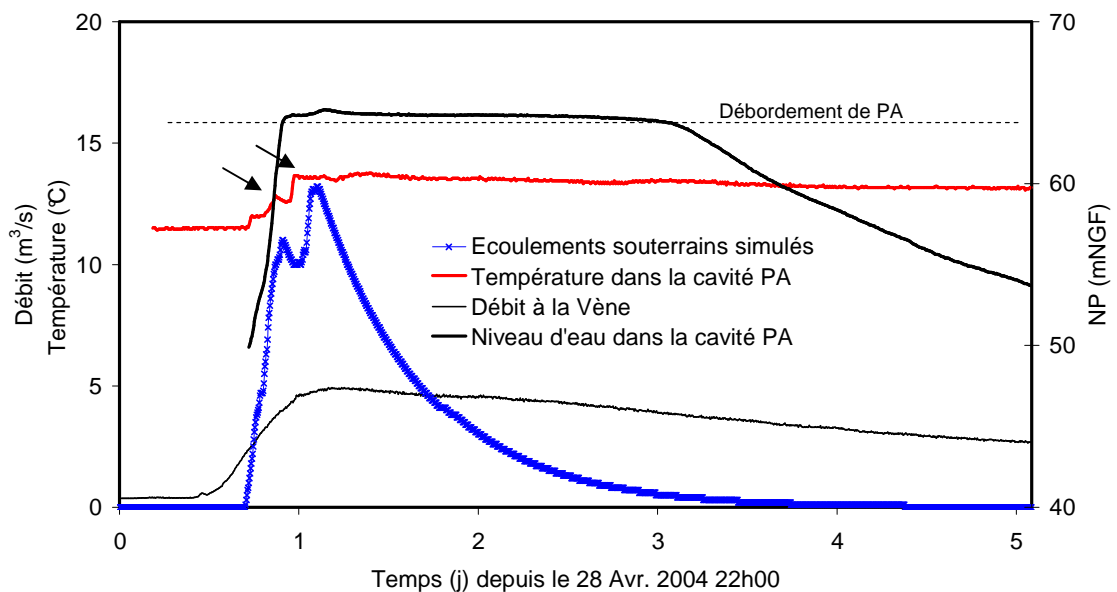


Fig. 107: Confrontation de la sortie du modèle au niveau du réservoir souterrain avec les mesures effectuées en PA, crue 1

- Confrontation avec les mesures dans l'aquifère :

La sortie du réservoir souterrain est comparée aux enregistrements réalisés dans la cavité PA (Fig. 107). La réponse bimodale de l'aquifère proposée par le modèle s'observe sur l'évolution de la température dans la cavité qui tend à s'équilibrer une seconde fois (flèches) vers la température de l'aquifère (15°C). Le débordement de la cavité est relativement long (plus de 2 jours) et se traduit pendant toute cette période, selon le modèle, par une contribution des écoulements souterrains aux écoulements de surface.

Ainsi, lors de la phase de calage du modèle hydrologique, le résultat de la simulation des écoulements souterrains est à nouveau cohérent avec les mesures effectuées dans l'aquifère.

III.2 Présentation synthétique des résultats et confrontation avec des mesures hydrodynamiques effectuées dans l'aquifère

III.2.a Résultats de la phase de calage

L'ensemble des résultats de calage du modèle est présenté sous la forme d'un tableau synthétique pour chaque sous bassin (Tableau 16 et Tableau 17). Le critère de Nash est utilisé pour apprécier la qualité du calage, mais il doit être interprété prudemment ; les observations montrent en effet que ce critère n'est pas très bien adapté. Pour la crue 3 de septembre 2005 (Fig. 36, p90), seul le premier pic nommé 3a a été utilisé pour le calage car il est nécessaire de réinitialiser les paramètres pour le pic de crue suivant.

- Sous bassin amont

Crue	$P_{ini(1)}$	$I_{(1)}$	Q_0	$\alpha_{(1)} (j^{-1})$	Nash
1	61.5	12	0.8	0.36	84%
2	110	12	0.8	0.92	95%
3a	183	12	0.8	0.69	76%
4	42	12	0.8	0.51	84%
5	15.5	5.2	0.8	0.51	85%
6	68	7	0.8	0.22	75%
7	130	12	0.6	2.30	-28%
8	61	12	0.8	1.61	83%
9	23.9	12	0.8	1.20	33%
10	30	12	0.8	0.92	78%
11	nd	nd	nd	nd	nd
12	43	12	0.55	0.92	63%

Tableau 16: Résultats du calage sur le sous bassin amont

- Sous bassin aval

Crue	V_{perte}	$\alpha (j^{-1})$	$Q_{perte} (m^3/s)$	$Q_{sat} (m^3/s)$	Nash
1	30	1.7	0	15	93%
2	44		7	120	95%
3a	68	14.4	7	160	87%
4	27	1.7	7.0	60	83%
5	15	2.2	7.0	25	91%
6	0	0.8	0	0	95%
7	86	8.6	7.0	500	82%
8	50	4.3	7.0	110	82%
9	13		7.0	10	nd
10	49		7.0	60	nd
11	25	1.7	3	30	62%
12	49	2.9	7.0	50	24%

Tableau 17: Résultats du calage sur le sous bassin aval

Pour le sous bassin amont (Tableau 16), les paramètres $I_{(t)}$ et Q_0 ont pu être fixés pour la plupart des crues, mais la typologie des pluies d'hiver beaucoup moins intenses (crues 5 et 6, cf. Tableau 7) nécessite de modifier ce paramètre pour préserver une pluie nette.

III.2.b Comparaison synthétique des paramètres calés avec des mesures réalisées dans l'aquifère

- Comparaison avec des paramètres mesurables pendant la décrue

Le coefficient de tarissement α peut être relié à la vitesse de vidange du réservoir souterrain. En effet, si $h(t)$ et $V(t)$ sont respectivement la hauteur et le volume d'eau dans le réservoir et h_0 la hauteur initiale alors, en supposant que la vidange se produit selon un débit Q par une loi linéaire $Q=\alpha.V$ il vient :

$$h(t) = h_0 \times e^{-\alpha t}$$

Eq. 35: Expression générale de l'évolution de la hauteur d'eau $h(t)$ dans le réservoir souterrain en fonction du coefficient de tarissement α

Si le réservoir souterrain représente le fonctionnement du réservoir karstique, alors la vidange du réservoir souterrain doit rendre compte de la vidange observée dans la cavité karstique PA. En prenant l'instant où l'on observe une vidange dans l'aven PA comme origine des temps, les deux premiers termes du développement en série de la fonction exponentielle (Eq. 35) autour de ce point donne :

$$h(t) = h_0 \times (1 - \alpha t) ; t \approx 0$$

Eq. 36: Approximation de la fonction exponentielle en 0

Pour chaque crue, l'Eq. 36 montre que la vitesse de vidange dh/dt peut s'exprimer au voisinage de $t=0$ sous la forme :

$$\left(\frac{dh(t)}{dt} \right)_{t=0} = -\alpha \times h_0$$

Eq. 37: relation linéaire entre le coefficient de tarissement et la vitesse de vidange initiale dans le réservoir

La vidange dans la cavité PA a pu être décrite de manière linéaire en fonction du temps (cf. Chapitre 3), ce qui signifie que le terme de gauche a pu être mesuré pour chaque crue. Dans le terme de droite, h_0 doit représenter la hauteur d'eau dans le réservoir souterrain lorsque la cavité PA est en limite de débordement, ce qui doit donc être une constante qui dépend de la configuration géométrique du réseau de drainage qui alimente la rivière. Il doit donc exister une relation linéaire

entre l'abaissement du niveau d'eau dans la cavité karstique et le coefficient de tarissement calé par le modèle, la droite obtenue doit de plus passer par l'origine

La Fig. 108 montre que cette relation linéaire se vérifie, la pente obtenue est positive car la mesure de vitesse de vidange représente $-dh/dt$. Ainsi, le calage du coefficient de tarissement rend bien compte de la vidange du réservoir karstique. Cependant, cette relation nécessite de connaître la vitesse de vidange de PA, ce qui ne peut se faire qu'après le pic de crue. L'existence de cette relation linéaire permet de donner du sens au calage du paramètre α , mais cette relation ne peut pas être utilisée pour estimer ce paramètre avant la crue.

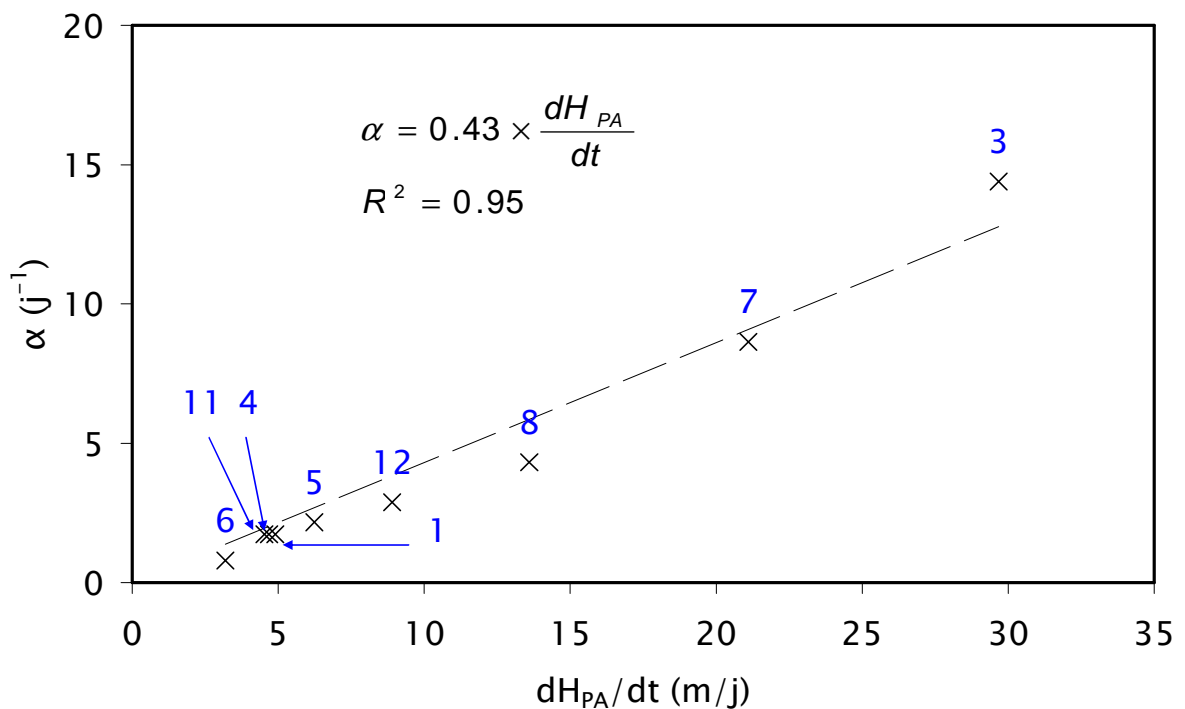


Fig. 108: Relation entre le coefficient de tarissement calé et la vidange observée dans la cavité karstique PA

- Comparaison avec des paramètres mesurables avant la crue

Pour le bassin amont, la relation entre les pertes initiales et le cumul des précipitations antérieures sur 30 jours n'est pas satisfaisante (Fig. 109). D'autres indices de pluies antérieures (cumul sur 15 jours, IPA [Kohler et Linsley, 1951]) ont été testés et ne présentent pas de meilleurs résultats. Cela peut s'expliquer par une compensation des paramètres : le fait de fixer le paramètre d'infiltration diminue le sens physique du paramètre représentatif du volume stocké. Il peut être intéressant de pondérer le résultat par le débit spécifique maximum observé lors de la crue pour centrer l'interprétation sur les crues les plus importantes. Une tendance semble se dessiner (Fig. 109) permettant de négliger les crues 5 et 12 qui présentent de faibles débits de pointe : ainsi, on

observerait bien une augmentation (diminution) asymptotique des pertes initiales lorsque le cumul des pluies est faible (fort).

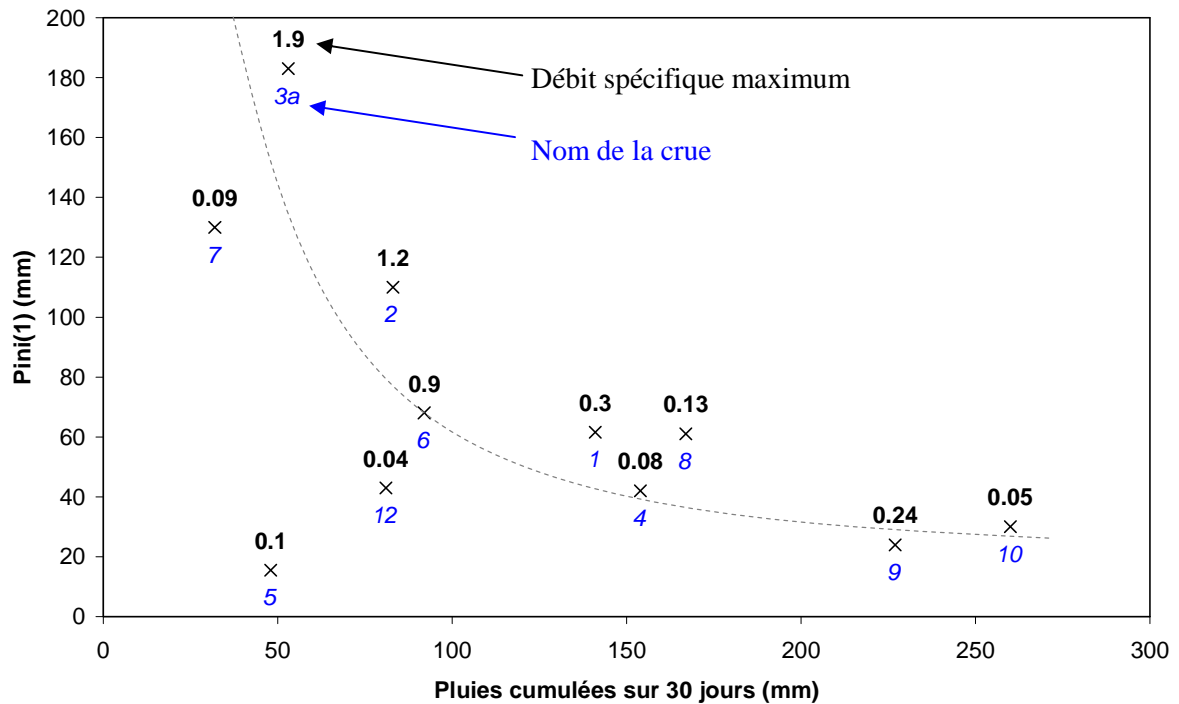


Fig. 109: Evolution des pertes initiales (fonction de production du sous bassin amont) en fonction du cumul de pluie antérieur sur 30 jours.

L'ensemble des paramètres de calage du sous bassin aval va être testé : V_{perte} , Q_{sat} , Q_{perte} et α . Leur valeur déterminée pour chaque crue est comparée au niveau piézométrique initial H_{PZ2} mesuré dans le piézomètre PZ2 (représentatif des volumes peu perméables).

- (i) La relation entre V_{perte} et H_{PZ2} (Fig. 110) indique que le volume initialement stocké dans le système aquifère est inversement proportionnel à la piézométrie initiale dans l'aquifère. Cela traduit l'emmagasinement de l'aquifère et devrait donc effectivement s'observer dans le cas d'un aquifère parfaitement homogène.
- (ii) La relation entre α et H_{PZ2} (Fig. 110) indique que les pertes de charge sont d'autant plus grandes (α faible) que la piézométrie initiale est élevée. Cela traduit l'augmentation des pertes de charges en fonction de la quantité d'eau qui sera en mouvement lors de la décrue, notamment dans les volumes peu perméables.
- (iii) La relation entre Q_{perte} et H_{PZ2} montre qu'il ne faut pas faire intervenir d'infiltration lorsque le niveau piézométrique initial en PZ2 est de l'ordre de 45 mNGF, ce qui correspond bien à l'altitude du réseau karstique superficiel décrit à proximité de la rivière. En effet, si le niveau initial est supérieur cela signifie que la rivière est drainante dès le début de la crue, ce qui se traduit dans le modèle par l'annulation du débit de perte. D'autre part, le fait

d'utiliser un débit Q_{perte} constant lorsque la piézométrie initiale en PZ2 est inférieure à 45 mNGF traduit la capacité d'absorption du lit de la rivière.

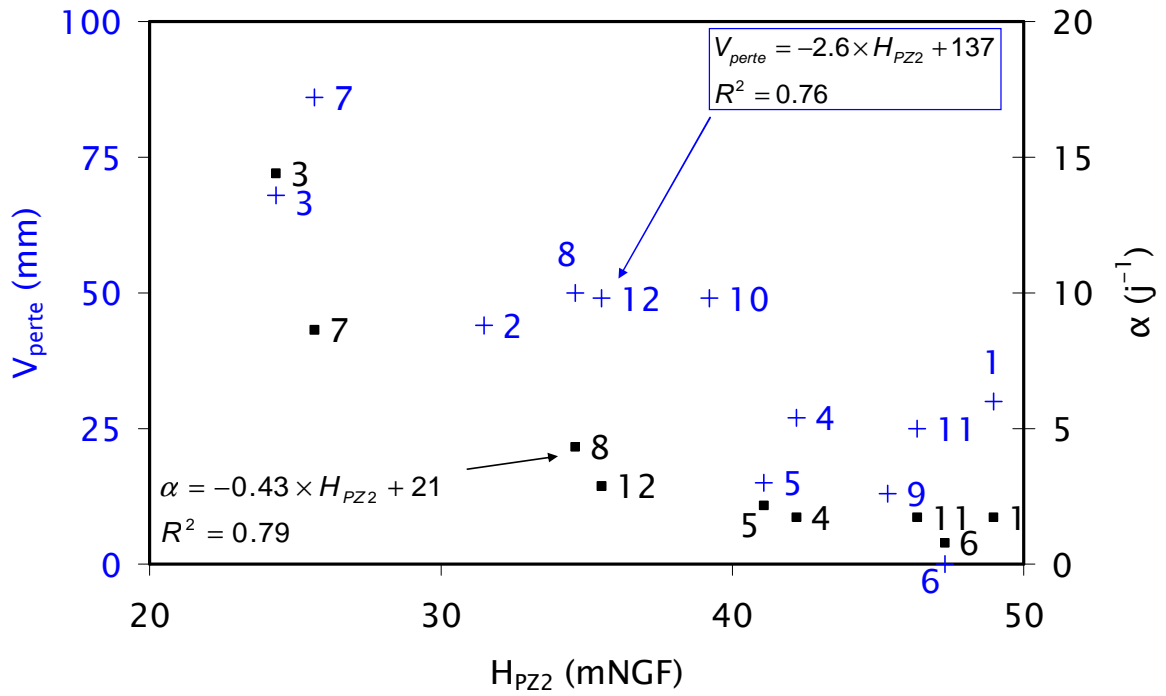


Fig. 110: Expression des paramètres V_{perte} et α en fonction de H_{PZ2}

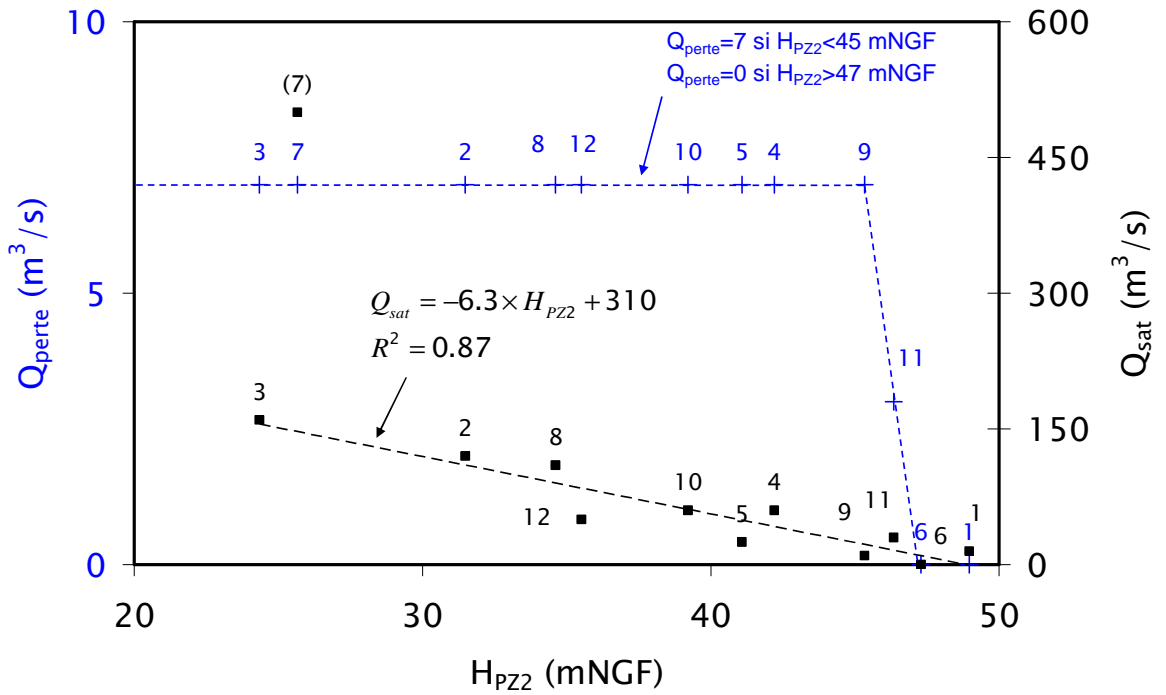


Fig. 111: Expression des paramètres Q_{perte} et Q_{sat} en fonction de H_{PZ2}

- (iv) Enfin, Q_{sat} représente le débit maximal de transit dans le système de drainage karstique. La relation linéaire entre Q_{sat} et H_{PZ2} peut être interprétée comme une conséquence de la loi de Darcy puisque le gradient hydraulique entre la rivière et l'aquifère est d'autant plus élevé que la piézométrie initiale est faible. La relation linéaire est relativement bonne si l'on écarte le point aberrant de la crue 7. Cette crue est cependant très particulière puisqu'elle sollicite essentiellement le sous bassin de la *Combe Escure*.

III.3 Discussion et perspectives

A l'issue de cette première étape de calage, les paramètres choisis pour simuler la réponse hydrologique du bassin versant du *Coulazou* semblent pouvoir être prédéterminés à l'aide d'observations de la piézométrie dans l'aquifère avant la crue. Cette remarque rejoint l'une des conclusions de l'approche descriptive des interactions karst/ri vière. En effet, il a été montré que la piézométrie en PZ2 était un bon indicateur du type d'interaction entre la rivière et l'aquifère karstique si une crue survient.

L'absence de ruissellement à la surface du karst semble justifiée compte tenu des résultats obtenus et de la dynamique des hydrogrammes observés à l'aval. Cette hypothèse permet de limiter le nombre de paramètres du modèle et explique pourquoi l'utilisation seule des indices de pluies antérieures ne permettait pas de prévoir l'intensité de la réponse hydrologique à l'aval du bassin versant karstique.

Il conviendrait maintenant de réaliser une analyse de sensibilité sur ces différents paramètres et d'utiliser les prochaines crues observées pour valider une approche basée sur une estimation de ces paramètres à partir de la piézométrie initiale dans l'aquifère.

IV Conclusion

Un modèle hydrologique adapté à un bassin versant karstique a donc été proposé. Une approche conceptuelle a été choisie afin de rendre compte de manière simple les processus physiques sur les versants, dans les cours d'eau et dans l'aquifère karstique.

Les résultats sont encourageants puisqu'ils permettent de relier les paramètres du modèle à des mesures physiques réalisables avant la crue. L'accent a été mis sur la modélisation du transfert et de la genèse d'une crue en rivière qui traverse un aquifère karstique ; il conviendrait d'améliorer le calage sur la partie amont du modèle en bénéficiant de points de mesure d'humidité du sol et, au minimum, d'un suivi de la piézométrie dans les calcaires Eocènes.

Il ressort de cette modélisation que la piézométrie initiale dans l'aquifère karstique, qui est un paramètre facilement mesurable et pouvant être équipé d'un système de télétransmission, est un indicateur pertinent qui doit être pris en compte dans les démarches de prévision des crues et notamment lors de la mise en place d'un système d'alerte de crue dans les bassins versants à fortes composantes karstiques.

Conclusion générale

Tous les types d'interactions surface/souterrain habituellement décrit en milieu poreux ont pu être observés sur le bassin versant expérimental du *Coulazou*. Le regroupement de l'ensemble de ces processus à une petite échelle (bassin de 100 km²) ainsi qu'une modification rapide du type d'interaction à l'échelle de la crue pourraient cependant être une spécificité des échanges karst/rivière. La description de ces échanges est ainsi relativement complexe sur un même site puisque tous les processus possibles doivent être considérés ; cependant, cela rend les résultats obtenus sur un site de taille réduite plus facilement transposables à tout autre site et renforce ainsi l'intérêt d'une étude à l'échelle d'un petit bassin versant expérimental.

L'hétérogénéité spatiale des milieux karstiques permet lors d'une crue d'envisager une zone saturée perchée capable d'interagir fortement avec les écoulements de surface. De plus, les observations réalisées sur le bassin versant du *Coulazou* montrent que l'hétérogénéité verticale de ces milieux se traduit lors d'une crue par l'activation d'un système de drainage superficiel qui modifie fortement l'organisation des écoulements (difffluence) à l'échelle locale et intermédiaire : il devient alors possible de définir différents systèmes karst/rivière lors d'une crue selon l'échelle d'écoulement considérée. Ce fonctionnement est un héritage des structures de drainage qui se sont développées au Pliocène supérieur en relation avec le niveau de base de l'actuel bassin de *Montbazin-Gigean*. La recherche des niveaux de base passés apparaît donc comme l'une des premières étapes essentielles d'une analyse hydrodynamique d'un aquifère karstique.

Le suivi expérimental et notamment les mesures de pression/conductivité/température dans les drains karstiques à proximité de la rivière ont permis de bien décrire le comportement du karst vis à vis de la rivière. De tels instruments de mesure sont donc bien adaptés à l'étude de ces interactions hydrodynamiques. La densité des points de mesures disponibles ainsi que les pas de temps fin d'acquisition (5 ou 10 min) sont justifiés au vu de la rapidité des interactions hydrodynamiques observées et leur forte variabilité spatiale. D'autre part, l'interprétation des données en rivière a nécessité de mettre en place une méthodologie intéressante pour l'estimation des courbes de tarage des cours d'eau éphémères s'appuyant sur la géométrie du lit de la rivière et les observations des laisses de crues.

La connaissance précise et simultanée de la dynamique d'alimentation des drains par les pertes et de l'évolution des débits à l'exutoire permet d'interpréter directement les différentes périodes observées sur l'hydrogramme de crue à l'exutoire. Ainsi, l'étude du fonctionnement hydrodynamique

d'un exutoire karstique alimenté par des pertes de rivière permet de mettre plus facilement en évidence le rôle des volumes peu perméables et des drains karstiques ainsi que leurs interactions sur la période de récession de l'hydrogramme à l'exutoire.

Différentes méthodes utilisant les résultats d'un suivi hydrodynamique passif (sans pompage) ont permis d'identifier quelques paramètres hydrodynamiques utiles en vue d'une modélisation à base physique de la réponse hydrologique du bassin versant. Cette approche multidisciplinaire (hydrologie et hydrogéologie, mais aussi géologie, géomorphologie et traitement du signal) permet de proposer un modèle de fonctionnement cohérent qui rend compte des interactions hydrodynamiques surface/souterrain lors d'une crue à l'échelle du bassin versant. Actuellement, la modélisation conceptuelle semi-distribuée qui est proposée permet de bien rendre compte du comportement hydrologique du bassin à l'échelle de la crue, mais seule une phase de calage a pu être réalisée. Cependant les mesures réalisées dans l'aquifère ont permis de donner du sens aux paramètres calés par le modèle ainsi que l'évolution des variables (débit sortant du réservoir souterrain). Les prochaines crues enregistrées sur le *Coulazou* vont permettre de valider cette modélisation.

Cette approche pourra être confrontée par la suite à une modélisation plus physique des écoulements souterrains à l'aide d'un modèle maillé décrivant un niveau drainant représentatif du réseau karstique superficiel mis en évidence lors des crues. Il sera alors possible de proposer une modélisation à l'échelle des écoulements intermédiaires prenant en compte les débits à l'exutoire de *la Vène*.

L'étude de la contribution des eaux souterraines aux crues de surface en milieu karstique a permis de mettre en évidence l'importance d'un suivi en continu de la piézométrie de l'aquifère dans le but de mieux prévoir le type d'interaction entre le karst et la rivière. Ce résultat peut servir de base de réflexion pour la mise en place d'un réseau de surveillance (alerte de crue) sur d'autres bassins karstiques où la vulnérabilité vis-à-vis des inondations est beaucoup plus forte.

Liste des figures

Fig. 1: Système d'écoulement local, intermédiaire et régional [d'après Dahl et al., 2007].....	15
Fig. 2: Représentation schématique des interactions aquifère-rivière dans le cas d'un lit semi-perméable. Les flèches indiquent le sens des interactions entre l'aquifère et la rivière. D'après Peterson et Wilson, 1988, cité par Sophocleous [2002], modifié.....	15
Fig. 3: Vue schématique en coupe et en plan de la limite entre une rivière infiltrante et une rivière drainante au début (I) et à la fin (II) d'un épisode pluvieux. Les lettres se rapportent aux cas de la Fig. 2.	17
Fig. 4: Sous écoulement et écoulement de base (rivière drainante). Les tirets représentent les courbes d'équipotentielles qui régissent ces écoulements.	18
Fig. 5: Structure d'un modèle hydrodynamique couplé surface/souterrain, l'exemple du modèle Mike She (DHI Software).....	22
Fig. 6: Couplage du modèle de versant avec le modèle de rivière (cas du couplage Mike-She/Mike 11, source : V.Guinot).....	24
Fig. 7: Bloc diagramme représentant un paysage karstique en surface et le milieu karstique souterrain [Bakalowicz, 1999]	29
Fig. 8: Formations karstiques affleurantes ou sub-affleurantes (d'après [Nicod et al., 1995], modifié), sources karstiques principales [Collectif, 2006] et réseau hydrographique en France	36
Fig. 9: Représentation schématique du système karst/rivière	38
Fig. 10: Carte géologique et hydrogéologique simplifiée de l'hydrosystème <i>Coulazou-Mosson</i> et réseau de mesure hydrodynamique existant	41
Fig. 11: Réseau de mesure, géométrie des calcaires jurassiques [Doerfliger et Le Strat, 2001], résultats d'expériences de traçage et délimitation du système karst/rivière (cf. III), les termes en italique signalent des sites de mesure non gérés dans le cadre de cette thèse	42
Fig. 12: Localisation de la station amont de <i>Saint-Paul-et-Valmalle</i>	45
Fig. 13: Contexte géologique, le tracé de la coupe géologique (Fig. 17) est reporté en blanc	47
Fig. 14: Localisation de la station aval de <i>Courmonterral</i> et surfaces concernées par le PPR inondation du 23 septembre 2002.....	48
Fig. 15: Chronique de hauteur enregistrée à la station amont de <i>Saint-Paul-et-Valmalle</i>	50
Fig. 16: Chronique de hauteur enregistrée à la station aval de <i>Courmonterral</i>	51
Fig. 17: Coupe géologique le long du <i>Coulazou</i> , d'après Jourde et Chirouze [<i>en préparation</i>], modifié	52
Fig. 18: Informations géomorphologiques et structurales	55
Fig. 19: La station amont : échelle limnimétrique et vue du <i>Causse d'Aumelas</i> en direction de l'aval	60
Fig. 20: Section d'écoulement au droit de la station amont de <i>Saint-Paul-et-Valmalle</i> et niveau d'eau maximal enregistré à la station depuis avril 2004.....	60
Fig. 21: Résultats des jaugeages sur le <i>Coulazou</i> à la station amont et niveau d'eau maximal enregistré à la station depuis avril 2004.....	61
Fig. 22: Sections en travers mesurées dans la retenue d'eau où les niveaux d'eau de la station aval de <i>Courmonterral</i> sont mesurés (cf. Fig. 24).....	62

Fig. 23: Résultats des jaugeages sur le <i>Coulazou</i> à la station aval et niveau d'eau maximal enregistré à la station depuis avril 2004.....	63
Fig. 24: Localisation des différentes sections.....	64
Fig. 25: Courbe de tarage proposée à la station amont en utilisant l'équation de Manning-Strickler en régime permanent uniforme	66
Fig. 26: Seuil dénoyé (loi 1) et seuil complètement noyé (loi 2).....	67
Fig. 27: Section de contrôle à l'aval du seuil déversant.....	68
Fig. 28: Première proposition de courbe de tarage pour la station aval.....	68
Fig. 29: Domaine modélisé, l'ajustement de la photo aérienne avec le modèle permet juste de se repérer dans l'espace, l'écart observé entre le tracé du lit du modèle et le lit réel sur la photo n'a aucune incidence sur le calcul.	71
Fig. 30: Evolution du nombre de Froude en fonction du débit de part et d'autre du seuil.....	72
Fig. 31: Courbe de tarage proposée à l'aide du logiciel HEC-RAS	72
Fig. 32: Réseau de mesure utilisé pour l'étude hydrodynamiques des interactions karst/rivière ; les points de mesure dont les chroniques ne sont pas interprétées dans ce chapitre ne sont pas représentés.	78
Fig. 33: Chroniques journalières (pluie et piézométrie) et horaires (débits).....	79
Fig. 34: Linéarisation par une loi lognormale de la distribution de la piézométrie journalière, résolution de 1 m entre septembre 2004 et septembre 2007.	81
Fig. 35: Crue 2, octobre 2004.....	89
Fig. 36: Crue 3, septembre 2005.....	90
Fig. 37: Crue 7, septembre 2006.....	90
Fig. 38: Crue 9, septembre 2006.....	92
Fig. 39: Crue 4, novembre 2005.....	93
Fig. 40: Crue 8, septembre 2006.....	93
Fig. 41: Crue 10, octobre 2006.....	94
Fig. 42: Crue 11, octobre 2006.....	94
Fig. 43: Crue 12, mai 2007.....	95
Fig. 44: Crue 1, avril 2004.....	96
Fig. 45: Crue 5, janvier 2006.....	97
Fig. 46: Crue 6, janvier 2006.....	97
Fig. 47: Influence du débordement du karst sur la dynamique des écoulements de surface [Bailly-Comte et al., 2008c].....	98
Fig. 48: Pourcentages cumulés de la piézométrie classée (a) et chronique piézométrique correspondante (b), pas journalier, classes de 10cm. Une distribution lognormale doit se traduire par une droite sur le graphique de gauche (a).	104
Fig. 49: Organisation des réseaux karstiques (rouge) et superficiels (bleus) au voisinage du piézomètre PZ2105	
Fig. 50: Crue 1 - Estimation de la diffusivité du réseau de drainage karstique par la méthode de Pinder et al., [1969].....	108
Fig. 51: Crue 5 - Estimation de la diffusivité du réseau de drainage karstique par la méthode de Pinder et al., [1969].....	108
Fig. 52: Crue 6 - Estimation de la diffusivité du réseau de drainage karstique par la méthode de Pinder et al., [1969].....	109
Fig. 53: Représentation schématique de l'évolution de la piézométrie d'un aquifère karstique sous l'hypothèse d'un milieu à double porosité - Les flèches courtes symbolisent les sens d'écoulement, le milieu hachuré correspond au milieu sollicité par le transfert de pression.	111

Fig. 54: Relation entre la vitesse de filtration mesurée dans l'aven PA et la charge hydraulique mesurée en PZ2 avant la crue selon le type de connexion entre la rivière et l'aquifère. A chaque point est associé le numéro de la crue (bas) et son indice piézométrique (haut)	114
Fig. 55: <i>La Vène</i>	116
Fig. 56: Modèle de Maillet [1905a].....	118
Fig. 57: Modèle décrivant le débit d'une source [Boussinesq, 1904] dans le cas d'un seuil très haut de sorte que $h \ll H$	118
Fig. 58: Modèle décrivant le débit d'une source [Boussinesq, 1904] dans le cas d'un seuil très bas de sorte que $H \approx 0$	119
Fig. 59: Pourcentages des débits classés à <i>la Vène</i> , linéarisés selon une loi log-normale.	124
Fig. 60: Evolution du débit à l'exutoire de <i>la Vène</i> et de la piézométrie en différents points de l'aquifère pour la crue n°6.....	125
Fig. 61: Evolution du débit à l'exutoire de <i>la Vène</i> et de la piézométrie en différents points de l'aquifère pour la crue n°3.....	126
Fig. 62: Interactions hydrodynamiques rétroactives entre la rivière du <i>Coulazou</i> et la source de <i>la Vène</i>	128
Fig. 63: Récession à <i>la Vène</i> , crue 3.....	130
Fig. 64: Récession à <i>la Vène</i> , crue 7.....	130
Fig. 65: Récession à <i>la Vène</i> , crue 8.....	131
Fig. 66: Récession à <i>la Vène</i> , crue 4.....	132
Fig. 67: Récession à <i>la Vène</i> , crue 5.....	133
Fig. 68: Récession à <i>la Vène</i> , crue 10.....	133
Fig. 69: Récession à <i>la Vène</i> , crue 12.....	134
Fig. 70: Récession à <i>la Vène</i> , crue 1.....	135
Fig. 71: Récession à <i>la Vène</i> , crue 6.....	135
Fig. 72: Récession à <i>la Vène</i> , crues 11	136
Fig. 73: Recherche d'une relation linéaire entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant PZ2 et S_Vene138	
Fig. 74: Recherche d'une relation quadratique entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant PZ2 et S_Vene	139
Fig. 75: Recherche d'une relation linéaire entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant F_Vene et S_Vene	139
Fig. 76: Recherche d'une relation quadratique entre le gradient hydraulique et le débit en utilisant F_Vene et S_Vene	140
Fig. 77: Evolution temporelle des paramètres de récessions à <i>la Vène</i> selon les différents modèles testés ..	142
Fig. 78: Comparaison des résultats obtenus pour Q_0 et α selon le modèle utilisé.....	143
Fig. 79: Comparaison des résultats obtenus pour l'estimation du volume dynamique selon le modèle utilisé.....	144
Fig. 80: Estimation des volumes écoulés à <i>la Vène</i>	145
Fig. 81: Représentation synthétique des interactions karst/ri vière aux échelles locales et intermédiaires en situation de rivière infiltrante.	146
Fig. 82: Boucle de rétroaction hydrodynamique au sein du système karst/ri vière (échelle d'écoulement locale et intermédiaire)	147
Fig. 83: Représentation schématique des échanges entre un conduit karstique (élément de gauche) et la matrice peu perméable (élément de droite) lors d'une crue de surface selon les conditions hydrogéologiques initiales : 1=Basses eaux, 2=Niveau intermédiaire ; 3=Hautes eaux.	149
Fig. 84: Transformation d'un signal par un système.....	152

Fig. 85: Karst/River interaction in case of allogenic stream.....	157
Fig. 86: Study area and monitoring network	161
Fig. 87: Rup/Q ₁ auto and cross correlograms, k=5 min, m=24 h, group A (left) and B (right).....	164
Fig. 88: R _{down} /Q ₂ auto and cross correlograms, k=5 min, m=24 h, group A (left) and B (right).	166
Fig. 89: Q ₁ /Q ₂ cross correlograms, k=5min, m=24h, group A (left) and B (right).....	167
Fig. 90: Q ₁ /Q ₂ frequency response function using both aligned and differenced data, k=5min, m=24h, floods 2, 5, and 6; black dashed lines represent the 95% confidence interval.....	168
Fig. 91: Flood routing in case of losing or gaining stream through the karst aquifer.	169
Fig. 92: Analyse de l'évolution naturelle de la piézométrie en F_Vene à l'aide du logiciel TSoft [Van Camp et Vauterin, 2005].....	175
Fig. 93: Représentation schématique du module d'élasticité volumique. La sphère représente soit le fluide, soit le squelette solide de l'aquifère.	176
Fig. 94: Analyse spectrale comparée des sorties de modèle de prédiction	181
Fig. 95: Analyse spectrale comparée des chroniques piézométriques différenciées	182
Fig. 96: Analyse spectrale comparée des chroniques de pression atmosphérique et de niveau d'eau dans l'étang de Thau	182
Fig. 97: Corrélogrammes croisés entre la déformation volumique (PREDICT) et la piézométrie dans les 2 forages ; pas horaire, troncature à 30 jours, le corrélogramme est affiché pour les décalages inférieurs à 2 jours.....	183
Fig. 98: Estimation de l'efficience barométrique dans les piézomètres F_Vene et CGE_Gigean par la méthode de Clark [1967]	188
Fig. 99: Structure du modèle hydrologique développé sous HEC-HMS, les paramètres de calage apparaissent dans les cadres.....	201
Fig. 100: Résultat du calage pour la crue 2, sous bassin amont.....	202
Fig. 101: Résultat du calage pour la crue 2, sous bassin aval.....	202
Fig. 102: Résultat du calage pour la crue 8, sous bassin amont.....	203
Fig. 103: Résultat du calage pour la crue 8, sous bassin aval.....	204
Fig. 104: Confrontation de la sortie du modèle au niveau du réservoir souterrain avec les mesures effectuées en PA, crue 8	205
Fig. 105: Résultat du calage pour la crue 1, sous bassin amont.....	206
Fig. 106: Résultat du calage pour la crue 1, sous bassin aval.....	206
Fig. 107: Confrontation de la sortie du modèle au niveau du réservoir souterrain avec les mesures effectuées en PA, crue 1	207
Fig. 108: Relation entre le coefficient de tarissement calé et la vidange observée dans la cavité karstique PA210	
Fig. 109: Evolution des pertes initiales (fonction de production du sous bassin amont) en fonction du cumul de pluie antérieur sur 30 jours.	211
Fig. 110: Expression des paramètres V _{perte} et α en fonction de H _{PZ2}	212
Fig. 111: Expression des paramètres Q _{perte} et Q _{sat} en fonction de H _{PZ2}	212

Liste des tableaux

Tableau 1: Description du réseau pluviométrique	43
Tableau 2: Point de mesure en rivière	44
Tableau 3: Point de mesure dans l'aquifère.....	44
Tableau 4: Mesures manuelles de débit à la station de <i>Saint-Paul-et-Valmalle</i>	59
Tableau 5: Résultats des mesures de débit du <i>Coulazou</i> à la station aval	62
Tableau 6: Valeurs du coefficient n de Manning ($n=1/K$) pour des rivières naturelles, d'après Chow [1973]	65
Tableau 7: Analyse descriptive de la relation pluie/débit. Les évènements sont regroupés par cycles hydrologiques (lignes horizontales).....	84
Tableau 8: Synthèse des observations caractérisant l'influence du bassin aval sur le transfert de la crue. ...	102
Tableau 9: Propriétés poroélastiques des roches calcaires	178
Tableau 10. Période et fréquence des principaux groupes d'ondes de marées	180
Tableau 11: Déphasages calculés entre les 2 types de marées et la piézométrie dans les forages.....	184
Tableau 12: Estimation de paramètres hydrodynamiques	189
Tableau 13: Valeurs des paramètres fixés dans la modélisation du sous bassin amont.....	198
Tableau 14: Valeurs des paramètres fixés dans la modélisation du sous bassin aval karstique.....	199
Tableau 15: Valeurs des paramètres fixés dans la modélisation du sous bassin aval non karstique.....	200
Tableau 16: Résultats du calage sur le sous bassin amont.....	208
Tableau 17: Résultats du calage sur le sous bassin aval	208

Références bibliographiques

- Ababou, R. et Bagtzoglou, A.C., 1993. BIGFLOW: A Numerical Code for Simulating Flow in Variably Saturated, Heterogeneous Geologic Media, Theory and User's Manual-Version 1.1. Report. U.S. NRC, Government Printing Office, Washington DC, 1993, NUREG/CR-6028.
- Andreo, B., Jiménez, P., Durán, J.J., Carrasco, F., Vadillo, I. et Mangin, A., 2006. Climatic and hydrological variations during the last 117-166 years in the south of the Iberian Peninsula, from spectral and correlation analyses and continuous wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 324(1-4): 24-39.
- Atkinson, T.C., 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*(35): 93-110.
- Baedke, S.J. et Krothe, N.C., 2001. Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. *Water Resources Research*, 37(1): 13-19.
- Bailly-Comte, V., Jourde, H. et Pistre, S., 2008a. Transfer functions in a karst watershed using correlation and spectral analyses, Case of the Coulazou watershed, Aumelas Thau system, South of France, 13th IWRA World Water Congress, Montpellier.
- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A. et Pistre, S., 2008b. Mediterranean flash flood transfer through karstic area. *Environmental Geology*, 54(3): 605-614.
- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S. et Batiot-Guilhe, C., 2008c. Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). *Journal of Hydrology*, 349(1-2): 98-114.
- Bakalowicz, 1999. Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, Agence de l'eau RMC.
- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1): 148-160.
- Barlow, P.M., DeSimone, L.A. et Moench, A.F., 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolution method and applications. *Journal of Hydrology*, 230(3-4): 211-229.
- Batiot, C., Emblanch, C. et Blavoux, B., 2003. Total Organic Carbon (TOC) and magnesium (Mg²⁺): Two complementary tracers of residence time in karstic systems. Carbone organique total (COT) et magnésium (Mg²⁺) : deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique. *Comptes Rendus Geosciences*, 335(2): 205-214.
- Benson, A.K. et Wu, J., 1999. A modeling solution for predicting (a) dry rock bulk modulus, rigidity modulus and (b) seismic velocities and reflection coefficients in porous, fluid-filled rocks with applications to laboratory rock samples and well logs. *Journal of Applied Geophysics*, 41(1): 49-73.
- Berkaloff, E., 1967. Limite de validité des formules courantes de tarissement de débit. *Chronique d'Hydrogéologie*, BRGM, 10: 31-41.
- Bonacci, O., 1982. Specific hydrometry of karst regions. In: IAHS (Editor), Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982. *Advances in Hydrometry*, pp. 321-333.
- Bonacci, O., 2001. Analysis of the maximum discharge of karst springs. *Hydrogeology Journal*, 9(4): 328-338.
- Bonacci, O., Ljubenkovic, I. et Roje-Bonacci, T., 2006. Karst flash floods: an example from the Dinaric karst (Croatia). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6: 195-203.
- Bonnet, A. et Paloc, H., 1969. Les eaux des calcaires jurassiques du bassin de Montbazin-Gigean et de ses bordures (Pli de Montpellier et massif de la Gardiole, Hérault). *BRGM*, 2(3): 1-12.

- Bourrier, R., 2001. Observations du fonctionnement du Coulazou aussi bien en surface que sous terre. Note du Spéléoclub de Cournonterral, SCC – 34660 Cournonterral, France.
- Boussard, C., 2007. Modélisation hydrologique sur le bassin versant du Coulazou, Rapport de stage M1 Géorisques, Montpellier.
- Boussinesq, J., 1904. Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal de mathématiques pures et appliquées*, 10: 5-78.
- Box, G.E.P., Jenkins, G.M. et Reinsel, G.C., 1994. *Time series analysis, Forecasting and Control*, Third Edition. Prentice-Hall, Inc., 598 pp.
- Bradley, M.W. et Hileman, G.E., 2006. Sinkhole Flooding in Murfreesboro, Rutherford County, Tennessee, 2001–02, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Bredehoeft, J.D., 1967. Response of well aquifer systems to earth tides. *Journal of Geophysical Research*, 72(12): 3075-3078.
- Bruxelles, L. et Caubel, A., 1996. Temporary lakes and surface circulation on the Hospitalet du Larzac karst plateau in 1996: functional and geomorphological implications. *Lacs temporaires et circulations de surface sur le causse de l'hospitalet du Larzac (12) en 1996: fonctionnement et implications geomorphologiques*, 30(3-4): 269-288.
- Chen, X., Chen, D.Y. et Chen, X.-h., 2006. Simulation of baseflow accounting for the effect of bank storage and its implication in baseflow separation. *Journal of Hydrology*, 327(3-4): 539-549.
- Chen, X. et Chen, X., 2003. Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *Journal of Hydrology*, 280(1-4): 246-264.
- Chevallier, P., 1983. L'indice des précipitations antérieures, évaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. *Cahier de l'ORSTOM, série Hydrol.*, vol. XX, no8 3 et 4, 1983, XX(3-4): 179-189.
- Chow, V.T., 1973. *Open-Channel Hydraulics*. Civil Engineering Series. Mc Graw-Hill International Editions, 680 pp.
- Clark, W.E., 1967. Computing the barometric efficiency of a well. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 93(no. HY4): 93-98.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated-deep model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). (The Rhone river Messinian canyon: a definite demonstration of the "dessicated-deep model"). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24(7): 597–610.
- Collectif, 1992. Test de pompage en aquifère karstique dans le gouffre de la Peyrière (09), Rapport BRGM-CNRS 35 924 MPY 4S 92.
- Collectif, 2006. *Aquifères & eaux souterraines en France*. Collection scientifique et technique, éditions BRGM, sous la direction de J.-C Roux, Tome 1: 479.
- Cooper, H.H. et Rorabaugh, M.I., 1963. Ground-Water Movements and Bank Storage Due to Flood Stages in Surface Streams. *Ground-Water Hydraulics*, 1536-J: 343-366.
- Cox, D.G., 2007. An Integrated Surface Water/Groundwater Model for A North Australian River, 10th International River Symposium, Brisbane, Australia.
- Currens, J.C., Douglas, C. et Graham, R., 1993. Flooding of the sinking creek karst area in Jessamine and Woodford counties, Kentucky, Kentucky geological survey, university of kentucky, Lexington.
- Dahl, M., Nilsson, B., Langhoff, J.H. et Refsgaard, J.C., 2007. Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology*, 344(1-2): 1-16.
- de Coulon, F., 1984. *Traité d'électricité. Théorie et traitement des signaux*, tome VI. Dunod, Lausanne, 550 pp.
- de Marsily, G., 2004. *Cours d'hydrogéologie - Université Paris VI*. UMR 7619 Sisyphe, 215 pp.
- Degoutte, G., 2006. *Diagnostic, aménagement et gestion des rivières : hydraulique et morphologie fluviales appliquées*. Editions Tec & Doc, Lavoisier, 394 pp.
- Denic-Jukic, V. et Jukic, D., 2003. Composite transfer functions for karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 274(1-4): 80-94.

- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, P. et Al-Malki, A., 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274(1-4): 248-269.
- Diersch, H.J.G., 1998. Interactive, graphics-based finite-element simulation system FEFLOW for modeling groundwater flow, contaminant mass and heat transport processes, User's Manual Release 4.7. WASY Ltd, Berlin.
- Diluca, J., 1973. Contribution à l'étude hydrogéologique de la région de Montarnaud – Grabels – Les Matelles. PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 137 pp.
- Doan, M.L. et Brodsky, E.B., 2006. Quick-Start on Tidal analysis. University of California, Santa Cruz, pp. 61.
- Doerfliger, N. et Le Strat, P., 2001. Etude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Définitions du modèle géologique et inventaire des phénomènes karstiques. Rapport BRGM/RP-50786-FR, 1.
- Domenico, P.A. et Schwartz, F.W., 1997. Physical and Chemical Hydrogeology - 2nd Edition. John Wiley & Sons, 528 pp.
- Dreiss, S.J., 1983. Linear unit-response functions as indicators of recharge areas for large karst springs. *Journal of Hydrology*, 61(1-3): 31-44.
- Dreiss, S.J., 1989. Regional scale transport in a karst aquifer. 1. Component separation of spring flow hydrographs. *Water Resources Research*, 25(1): 117-125.
- Drogue, C., 1969. Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens, Thèse de Docteur en Sciences Naturelles, Montpellier, 482 pp.
- Dureau, R., 2003. Gestion des garrigues à chêne kermès sur coupures de combustible, CERPAM Bouches-du-Rhône, Montpellier.
- Edijatno, L.T. et Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2(2): 113-121.
- Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. et Couren, M., 2001. The use of carbon 13 as a tracer of the karst unsaturated zone. Le marquage de la zone non saturée du karst à l'aide du carbone 13, 332(3): 327-332.
- Ferris, J.G., 1952. Cyclic Fluctuations of Water Level As a Basis for Determining Aquifer Transmissibility. U.S. Geological Survey, Ground-Water Hydraulics Section, 1.
- Ferris, J.G., 1963. Cyclic Fluctuations of Water Level As a Basis for Determining Aquifer Transmissibility. U.S. Geological Survey, Water Supply Paper, 1536(1): 305-318.
- Ford, D.C. et Williams, P., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, Winchester, Massachusetts, 320 pp.
- Fuchey, Y., Le Strat, P. et Bourguine, B., 2001. Atlas des cartes isohypses et isopaques des formations plioquaternaire de la vallée de l'Hérault. Rapport BRGM/RP-50770-FR.
- GAES, 2003. Retour d'expérience, inondation du Gard de Septembre 2002, Rapport final, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, Groupe d'Appui et d'Expertise Scientifique.
- Gaume, E. et Bouvier, C., 2004. Analyse hydro-pluviométrique des crues du Gard et du Vidourle des 8 et 9 septembre 2002. *La Houille Blanche*, 6: 99-106.
- Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M. et Villeneuve, J.P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology*, 286(1-4): 135-154.
- Gayet, J.-C., 1979. Essai d'inventaire des phénomènes hydrogéologiques du Causse d'Aumelas et des Monts de la Gardiole. Spéléoclub de Cournonterral, Spéléoclub Alpin Languedocien de Montpellier, Spéléoclub de Frontignan, pp. 47-89.
- Gilmore, T.J. et F. A. Spane, J., 1993. Application of the Ferris test methods for estimating hydraulic properties near a River boundary, Environmental Remediation'93 Conference. US department of Energy, Augusta, Georgia.
- Golaz, C., Gomez, E. et Ledoux, E., 1998. Les principes du modèle couplé, Illustration sur le bassin du Rhône, Etat d'avancement sur le bassin de la Seine. UMR Sisyphe, article en ligne, <http://www.sisyphe.jussieu.fr>.

- Griffiths, J., Binley, A., Crook, N., Nutter, J., Young, A. et Fletcher, S., 2006. Streamflow generation in the Pang and Lambourn catchments, Berkshire, UK. *Journal of Hydrology*, 330(1-2): 71-83.
- Grillot, C., 2006. Fonctionnement hydrologique et dynamique des nutriments d'une rivière intermittente méditerranéenne en étiage et en crues. Analyse spatiale et temporelle. PhD Thesis, Université Montpellier 2.
- Guo, Q., Li, H., Boufadel, M.C., Xia, Y. et Li, G., 2007. Tide-induced groundwater head fluctuation in coastal multi-layered aquifer systems with a submarine outlet-capping. *Advances in Water Resources*, 30(8): 1746-1755.
- Guyot, J.I., 1985. Le karst superficiel : étude des écoulements hypodermiques sur un site expérimental, Corconne (Gard). *Karstologia*, 6(2): 15-20.
- Hantush, M.M., 2005. Modeling stream-aquifer interactions with linear response functions. *Journal of Hydrology*, 311(1-4): 59-79.
- Hebrard, O. et Pedra, S., 1999. Inventaire des phénomènes karstiques et caractéristiques des paléosurfaces des massifs calcaires du nord-est de l'étang de Thau, Rapport de stage BRGM, Montpellier.
- Hsieh, P.A., Bredehoeft, J.D. et Rojstaczer, S.A., 1988. Response of Well Aquifer Systems to Earth Tides : Problem Revisited. *Water Resources Research*, 24(3): 468-472.
- Ibrahim, T., 2006. Traçage des eaux en milieu karstique : Apport du groupe des terres rares. Application au bassin de Thau (Sud-Est de la France), Diplôme postgrade d'hydrogéologue, Travail de fin d'étude, Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, 99 pp.
- Jacob, C.E., 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Transactions American Geophysical Union*, 21: 574-586.
- Jeannin, P.-Y., 1996. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. PhD Thesis, Université de Neuchâtel, 237 pp.
- Jenkins, G.M. et Watts, D.G., 1968. *Spectral Analyses and Its Applications*. Holden-Day, San Francisco, 525 pp.
- Josnin, J.-Y., Pistre, S. et Drogue, C., 2000. Modélisation d'un système karstique complexe (bassin de St-Chaptes, Gard, France) : un outil de synthèse des données géologiques et hydrogéologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(10): 1425-1445.
- Jourde, H. et Chirouze, F., *en préparation*. Structuration d'un massif karstique méditerranéen et incidence sur les zones de circulations préférentielles. Exemple du causse d'Aumelas (Southeast France) - Determination of preferential flow paths location based on the karstogenesis analysis of a Mediterranean carbonate aquifer.
- Jourde, H., Roesch, A., Guinot, V. et Bailly-Comte, V., 2007. Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. *Environmental Geology*, 51(5): 725-730.
- Jukic, D. et Denic-Jukic, V., 2004. A frequency domain approach to groundwater recharge estimation in karst. *Journal of Hydrology*, 289(1-4): 95-110.
- Jukic, D. et Denic-Jukic, V., 2006. Nonlinear kernel functions for karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 328(1-2): 360-374.
- Kim, N.W., Chung, I.M., Won, Y.S. et Arnold, J.G., *In Press*. Development and Application of the Integrated SWAT-MODFLOW Model. *Journal of Hydrology*, In Press, Accepted Manuscript.
- Kimmeier, F., 2001. 3-D Groundwater Flow Modeling in Heterogeneous Geologic Media :Integrated Approach Using Spatial and Temporal Database, Geostatistics and GIS. PhD Thesis, Université de Neuchâtel, Suisse.
- Kiraly, L., 1998. Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 16: 77-98.
- Kiraly, L., 2003. Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(3): 26.
- Kiraly, L. et Morel, G., 1976. Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 1: 37-60.

- Kiraly, L., Perrochet, P. et Rossier, Y., 1995. Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 14: 199-220.
- Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2(1): 13.
- Knebl, M.R., Yang, Z.L., Hutchison, K. et Maidment, D.R., 2005. Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event. *Journal of Environmental Management*, 75(4): 325-336.
- Kohler, M.A. et Linsley, R.K., 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. Weather Bureau, US Department of Commerce, Research Paper, 34: 9p.
- Kovacs, A., Perrochet, P., Kiraly, L. et Jeannin, P.-Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 152-164.
- Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., 2000a. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*, 238(3-4): 123-148.
- Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., 2000b. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*, 238(3-4): 149-178.
- Ladouche, Bakalowicz, Courtois, Doerfliger, Pinault, Chemin et Anus, 2001. Etude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II, Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau, Rapport BRGM RP-50787-FR.
- Larkin, R.G. et Sharp, J.J.M., 1992. On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers. *Geological Society of America Bulletin*, 104(12): 1608-1620.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205(3-4): 217-231.
- Laurens, L., 2005. Projets et gestion des espaces en vacance apparente dans les zones périurbaines : le cas de Montpellier, Colloque FAIRE CAMPAGNE, Rennes.
- Lautz, L.K. et Siegel, D.I., 2006. Modeling surface and ground water mixing in the hyporheic zone using MODFLOW and MT3D. *Advances in Water Resources*, 29(11): 1618-1633.
- Ledoux, E., Girard, G. et Villeneuve, J.P., 1984. Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La houille blanche*, 39(1-2): 101-110.
- Lepiller, M. et Mondain, P.H., 1986. Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie*, 1: 32-52.
- Li, H., Li, L., Lockington, D., Boufadel, M.C. et Li, G., 2007. Modelling tidal signals enhanced by a submarine spring in a coastal confined aquifer extending under the sea. *Advances in Water Resources*, 30(4): 1046-1052.
- Lin, Y.-C. et Medina, M.A., 2003. Incorporating transient storage in conjunctive stream-aquifer modeling. *Advances in Water Resources*, 26(9): 1001-1019.
- Lion, M., Skoczylas, F. et Ledesert, B., 2004. Determination of the main hydraulic and poro-elastic properties of a limestone from Bourgogne, France. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41(6): 915-925.
- Long, A.J. et Derickson, R.G., 1999. Linear systems analysis in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 219(3-4): 206-217.
- Louis, L., 1968. Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. *Bulletin de la Direction des études et recherches, EDF*, A(3): 5-132.
- Maillet, E., 1905a. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Herman et Cie, Paris, 218 pp.
- Maillet, E., 1905b. Sur les mouvements d'une nappe souterraine, particulièrement dans les terrains perméables, spongieux et fissurés. *Bulletin de la Société Mathématique de France*, 33: 2-12.
- Mangin, A., 1969. Etude Hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Belesta-Ariège). *Annales de Spéléologie*, 24(2): 253-299.

- Mangin, A., 1974a. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 1ère partie. *Annales de Spéléologie*, 29(3): 283-332.
- Mangin, A., 1974b. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 2ème partie. *Annales de Spéléologie*, 29(4): 495-601.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 3ème partie. *Annales de Spéléologie*, 30(1): 21-124.
- Mangin, A., 1978. Le karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique. (Karst as a physical unit, from the study of the karst system), AGSO, Le karst, colloque de Tarbes, pp. 21-37.
- Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67(1-4): 25-43.
- Marsaud, B., Mangin, A. et Bel, F., 1993. Estimation des caractéristiques physiques d'aquifères profonds à partir de l'incidence barométrique et des marées terrestres. *Journal of Hydrology*, 144: 85-100.
- Martin, J.M., 2003. Quantification of the matrix hydraulic conductivity in the Santa Fe River Sink/Rise system with implications for the exchange of water between the matrix and conduits, Master of Science, University of Florida, Gainesville.
- Martin, J.M., Screaton, E.J. et Martin, J.B., 2006. Monitoring well responses to karst conduit head fluctuations: Implications for fluid exchange and matrix transmissivity in the Floridan aquifer. *Geological Society of America, Special Paper 404*: 209-217.
- Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D. et Ogier, S., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329(1-2): 244-257.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. *US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations*, pp. 586.
- Melchior, P. et Ducarme, B., 1989. L'étude des phénomènes de marée gravimétrie. *Géodynamique*, 4(1): 3-14.
- Melchior, P., Sterling, A. et Wery, A., 1963. Effets de dilatations cubiques dues aux marées terrestres observés sous forme de variations de niveau dans un puits à Basècles (Hainaut). *Ciel et Terre*, 79: p. 353.
- Merritt, M.L., 2004. Estimating Hydraulic Properties of the Floridan Aquifer System by Analysis of Earth-Tide, Ocean-Tide, and Barometric Effects, Collier and Hendry Counties, Florida, USGS, Tallahassee, Florida.
- Mijatovic, B., 1988. Catastrophic flood in the polje of Cetinje in February 1986, a typical example of the environmental impact of Karst. *Environmental Geology*, 12(2): 117-121.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y. et Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardeche and Rhone Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189: 219-233.
- Moench, A.F. et Barlow, P.M., 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. I. Analytical step-response functions. *Journal of Hydrology*, 230(3-4): 192-210.
- Moore, R.J. et Bell, V.A., 1999. Incorporation of groundwater losses and well level data in rainfall-runoff models illustrated using the PDM. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 6(1): 25-38.
- Mudry, J., 1990. Les courbes flux chimique-débit et le fonctionnement des aquifères karstiques. *Journal of Hydrology*, 120(1-4): 283-294.
- Najib, K., 2008. Phénomènes de remontées de nappe extrêmes en terrain carbonaté fracturé et karstifié : Evaluation de l'aléa et Prévention du risque dans le cadre de la protection de bâtiments. PhD Thesis, Université Montpellier 2, Montpellier, 371 pp.
- Nicod, Maire et Salomon, 1995. Géomorphologie des karsts de France. *Karstologia*, 25: 21-34.
- Osman, Y.Z. et Bruen, M.P., 2002. Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW. *Journal of Hydrology*, 264(1-4): 69-86.
- Padilla, A. et Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168(1-4): 73-89.

- Palmer, A.N., 2003. Dynamics of cave development by allogenic water. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(1): 11.
- Perkins, S.P. et Koussis, A.D., 1996. Stream-Aquifer Interaction Model with Diffusive Wave Routing. *Journal of hydraulic engineering*: 210-218.
- Perrin, J., 2003. A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers. PhD Thesis, University of Neuchâtel, Lausanne, 187 pp.
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y. et Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 106-124.
- Pinder, G.F., Bredehoeft, J.D. et Cooper, J.H.H., 1969. Determination of Aquifer Diffusivity from Aquifer Response to Fluctuations in River Stage. *Water Resources Research*, 5(4): 850-855.
- Pinder, G.F. et Sauer, S.P., 1971. Numerical Simulation of Flood Wave Modification Due to Bank Storage Effects. *Water Resources Research*, 7(1): 63-69.
- Rahnemaei, M., Zare, M., Nematollahi, A.R. et Sedghi, H., 2005. Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data for comparing physical characteristics of karstic aquifers. *Journal of Hydrology*, 311(1-4): 106-116.
- Razack, M., Drogue, C., Romariz, C. et Almeida, C., 1980. Etude de l'effet de marée océanique sur un aquifère carbonaté côtier (Miocène de l'Algarve -- Portugal). *Journal of Hydrology*, 45(1-2): 57-69.
- Rodriguez, L.B., Cello, P.A., Vionnet, C.A. et Goodrich, D., 2008. Fully conservative coupling of HEC-RAS with MODFLOW to simulate stream-aquifer interactions in a drainage basin. *Journal of Hydrology*, 353(1-2): 129-142.
- Roesch, A., 2004. Quantification de la dynamique et de la contribution des apports karstiques aux écoulements de surface lors de crues « méditerranéennes ». Etude du couplage entre fonctionnements hydrogéologique et hydrologique du causse d'Aumelas. , Mémoire de DEA SEEC, Université Montpellier 2.
- Roesch, A. et Jourde, H., 2006. Incidence d'une gestion active de la ressource en eau en milieu karstique sur le risque hydrologique. Exemple du Fleuve Lez (Montpellier, France), Gestion intégrée des ressources en eaux et défis du développement durable (GIRE3D), Marrakech (Maroc)
- SAA, 2001. Recherche et mobilisation d'une ressource pour l'Alimentation en Eau Potable entre Pignan et Courdonterral - Phase 3 -, Rapport du bureau d'étude Sud Aménagement Agronomie, SIAEP du Bas-Languedoc.
- Sahuquillo, A., 2004. River dynamics of intermittent/ephemeral Rivers, Rapport d'activité de l'IUCN Méditerranée.
- Salvayre, H., 1969. Les lacs temporaires du Larzac et de son avant causse. *Spelunca*, 4.
- Schilling, K.E. et Helmers, M., 2008. Tile drainage as karst: Conduit flow and diffuse flow in a tile-drained watershed. *Journal of Hydrology*, 349(3-4): 291-301.
- SIGE, 2003. Retour d'expérience des crues de Septembre 2002 dans le Sud Est, Ministère de l'écologie et du développement durable, Service de l'Inspection Générale de l'Environnement, Paris.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 52-67.
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(11): 4785-4812.
- Trček, B., 2007. How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environmental Geology*, 51(5): 761-765.
- Tregarot, G., 2000. Modélisation couplée des écoulements à saturation variable avec hétérogénéités, forçages et interfaces hydrologiques. PhD Thesis, Institut de Mécanique des Fluides, Toulouse.
- USACE, 2002a. HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center-Hydrologic Modeling System), Applications guide, CPD-74C. US Army Corps of Engineers, 117 pp.
- USACE, 2002b. HEC-RAS, River Analysis System. US Army Corps of Engineers. Hydrologic Engineering Center, v3.1(CPD-68).

- Van Camp, M. et Vauterin, P., 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers & Geosciences*, 31(5): 631-640.
- Vasseur, F., 1998. Sur les palmes d'Henri Lombard - Inventaire spéléologique des siphons Héraultais et des secteurs limitrophes. Association CELADON, FFS, 2, Montpellier, 262 pp.
- Winter, T.C., Judson, W.H., Franke, O.L. et Alley, W.M., 1998. Ground water and surface water a single resource. U.S. Geological Survey, Denver, Circular 1139.
- Yevjevich, V., 1972. Stochastic processes in hydrology. Water resources publications, Fort Collins, Colorado, USA, 276 pp.

Liste des annexes

Annexe 1: Diagraphie réalisée sur le piézomètre PZ2

Annexe 2: Compléments sur les lois de vidange des nappes proposées par Boussinesq [1904]

Annexe 3: Extraits du Bulletin de liaison « Le Fil » de la commission nationale Plongée Souterraine N°17 – Janvier 2007 et n°18 – Avril 2008

Annexe 4: Résultats de la période de calage

Annexe 5: Historique des crues du *Coulazou*

Annexe 6: Expression du coefficient d'emménagement d'un aquifère captif dans le cas d'un milieu poreux déformable

Annexe 7: Mediterranean flash flood transfer through karstic area

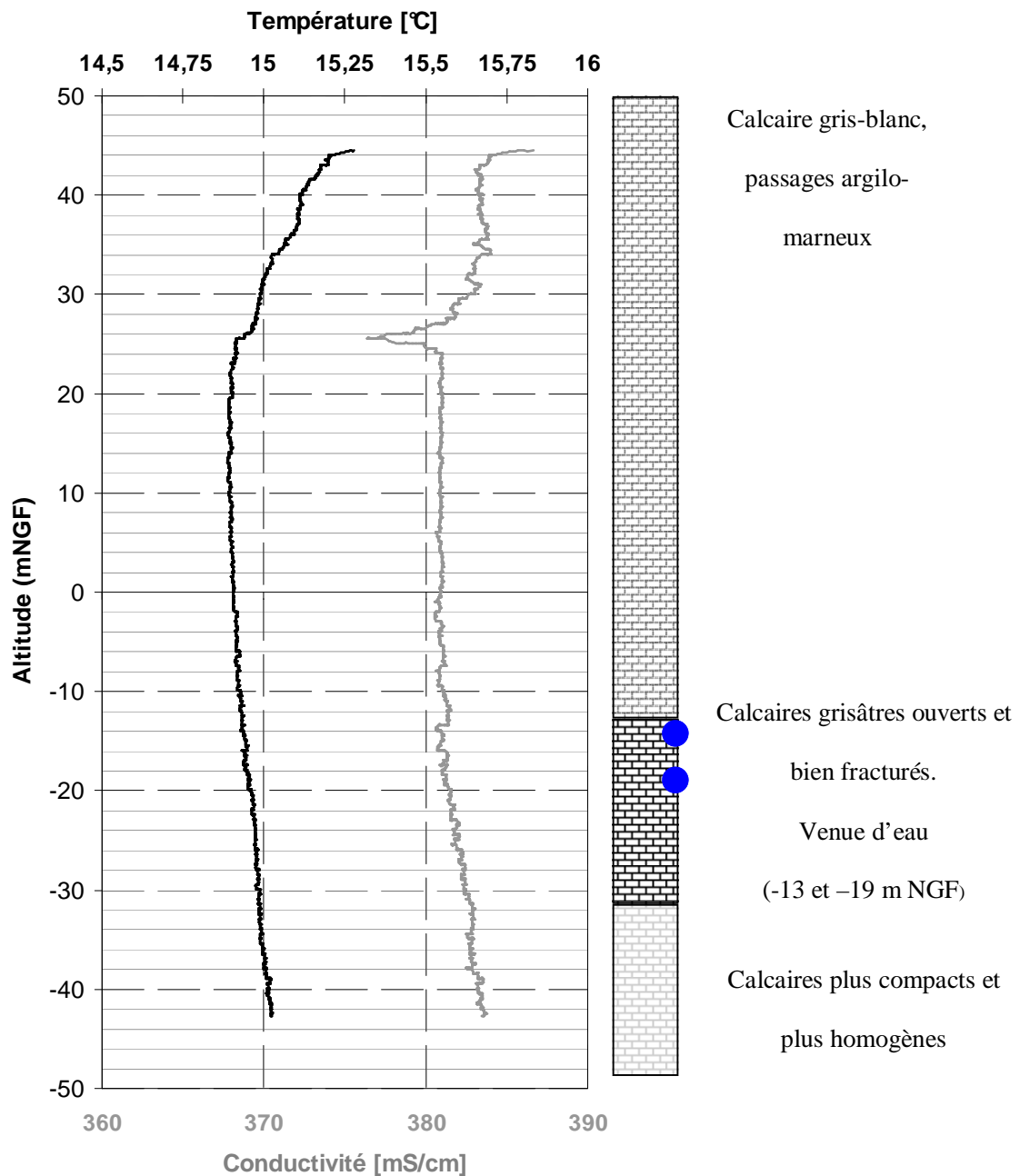
Annexe 8: Times series analyses for Karst/River interactions assessment

Annexe 1: Diagraphie réalisée sur le piézomètre PZ2

Diagraphie conductivité/température réalisée au piézomètre PZ2 le 21 mars 2008

X 3142800
Y 712625
Z 73
Prof. 120

Log stratigraphique obtenu lors de
la foration



Annexe 2: Compléments sur les lois de vidange des nappes proposées par Boussinesq [1904]

Premier cas où $h \ll H$:

Le premier cas où $h \ll H$ a permis d'écrire (cf. p118) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K.H}{S} \times \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (1)$$

La résolution de cette équation différentielle où h dépend à la fois de x et de t passe par l'écriture de h sous la forme d'un produit de 2 fonctions A et B telles que A ne dépende que de x et B ne dépende que de t . Ainsi :

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} &= A(x) \frac{\partial B(t)}{\partial t} \\ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} &= B(t) \frac{\partial^2 A(x)}{\partial x^2} \end{aligned} \right\} (2)$$

La combinaison de (1) et (2) donne (3):

$$\frac{1}{A(x)} \times \frac{\partial^2 A(x)}{\partial x^2} = \frac{S}{B(t).K.H} \times \frac{\partial B(t)}{\partial t} \quad (3)$$

Dans (2), le membre de gauche ne dépend que de x tandis que le membre de droite ne dépend que de t , ce qui signifie que chaque membre est égal à une constante que nous noterons $-\lambda^2$. Ainsi (3) :

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 A(x)}{\partial x^2} + \lambda^2 \times A(x) &= 0 \\ \frac{\partial B(t)}{\partial t} + \lambda^2 \times \frac{B(t).K.H}{S} &= 0 \end{aligned} \right\} (3)$$

Les solutions générales de (3) sont (4):

$$\left. \begin{aligned} A(x) &= C_1 \cos(\lambda x) + C_2 \sin(\lambda x) \\ B(t) &= \exp\left(-\lambda^2 \times \frac{K.H}{S} \times t\right) \end{aligned} \right\} (4)$$

Les conditions aux limites imposent :

$$\left. \begin{aligned} h_{(x=0, t=0)} &= 0 \\ \left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=L} &= 0 \end{aligned} \right\} (5)$$

La combinaison de (5) dans (4) donne $C_1=0$ et $\lambda^2 = \pi^2/4L^2$, ce qui permet d'exprimer le coefficient de tarissement α qui intervient dans B sous la forme $-\lambda^2 \times \frac{K.H}{S}$: $\alpha = \frac{\pi^2 \times K \times H}{4 \times L \times S}$, ce qui est le résultat recherché. D'autre part, nous obtenons pour $h(x,t)$:

$$h(x, t) = C_2 \sin\left(\frac{\pi}{2L} \times x\right) \times e^{-\alpha t} \quad (6)$$

Or le débit par unité de longueur du seuil s'écrit selon la loi de Darcy de la manière suivante (7) :

$$q = KH \times \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_{x=0} \quad (7), \text{ ce qui donne } q = C_2 \times \frac{\pi}{2L} KH \times e^{-\alpha t} \quad (8).$$

Par ailleurs, si l'on nomme h_m le niveau piézométrique maximal obtenu en $t=0$ à l'extrémité L de la nappe, (6) se simplifie et permet d'écrire $h_m = h(x=L, t) = C_2 \times e^{-\alpha t}$ (7), ce qui permet d'expliciter la constante C_2 . Ainsi, en notant $I(t)$ le gradient hydraulique dans la nappe entre $x=0$ (le seuil) et $x=L$ (l'extrémité de la nappe), nous obtenons (8):

$$q = \frac{\pi}{2L} KHI(t) \quad (8)$$

Deuxième cas où $h \gg H$:

Le second cas où $h \gg H$ (cf. p120) se traduit par $(H+h)\partial h \approx h.\partial h = \frac{\partial h^2}{2}$ (9), ce qui permet d'écrire l'équation de diffusivité 1D sous la forme (10):

$$2S \times \frac{\partial h}{\partial t} = K \times \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial h^2}{\partial x} \right) \quad (10)$$

La démonstration est dans ce cas plus complexe car l'équation différentielle n'est plus linéaire. Seule la démonstration aboutissant à la forme du modèle de décrue est proposée.

Boussinesq [1904] propose d'aborder ce problème en utilisant une solution h_0 qui serait la valeur limite de h obtenu au bout d'un certain temps t_0 . Il propose alors d'exprimer le temps t à partir de cet instant t_0 ou h atteint h_0 . Ainsi, si l'on nomme T une fonction qui dépend uniquement du temps t telle que $T_{(t=0)}=1$, nous pouvons écrire pour un cas monodimensionnel :

$$h(x, t) = h_0(x) \times T(t) \quad (11)$$

En divisant (10) par ST^2h_0 nous obtenons pour le membre de gauche $\frac{2}{T^2} \frac{\partial T}{\partial t}$ (12) et pour le membre

de droite $\frac{1}{Sh_0T^2} \times \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial (h_0T)^2}{\partial x} \right)$ (13). T ne dépend pas de x et peut être supprimé dans (13).

Comme le membre de gauche ne dépend que de t et que le membre de droite ne dépend que de x , ils sont tout deux constants quels que soient x et t . Cette valeur constante est notée -2α .

Ainsi nous obtenons pour le membre de gauche $\frac{2}{T^2} \frac{\partial T}{\partial t} = -2\alpha$ (14), qui s'intègre en

$$T(t) = \frac{1}{1 + \alpha t} \quad (15). \text{ La combinaison de (11) et de (15) donne } h = \frac{h_0}{1 + \alpha t} \quad (16). \text{ Or le débit linéaire}$$

de la nappe s'écoulant au dessus du seuil s'écrit $q = Kh \times \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_{x=0}$ (17). La combinaison de (15),

(16) et (17) donne $q = Kh_0 \times \left(\frac{\partial h_0}{\partial x} \right)_{x=0} \times \frac{1}{(1 + \alpha t)^2}$ (18). Comme h_0 ne dépend pas du temps, le

débit qui s'écoule au dessus du seuil est bien proportionnel à $\frac{1}{(1 + \alpha t)^2}$. Il reste à montrer que la

solution limite h_0 est stable et que le coefficient α peut s'écrire sous la forme $\alpha = \frac{3c^2 K.h_L}{2.S.L^2}$ où

$c \approx 0,86236$, ce qui nécessite plusieurs pages de démonstration difficilement abordables. Le lecteur pourra se reporter aux travaux de Boussinesq [1904].

Annexe 3: Extraits du Bulletin de liaison « Le Fil » de la commission nationale Plongée Souterraine N°17 – Janvier 2007 et n°18 – Avril 2008

Note importante : ces informations n'étaient pas connues lors de la rédaction des chapitres 3 et 4, seul les premiers 700 m du puits de l'aven avait été cartographié, et aucun profil en travers des réseaux des avens des Genêts et de l'arche de Noé II n'était disponible. Il est intéressant d'observer des développements sub-horizontaux entre 40 mNGF et 50 mNGF à proximité de la rivière, comme l'analyse hydrodynamique (Chapitre 3) a pu le proposer.

Les textes, figures et photos ci-dessous sont une reproduction fidèle des articles édités dans le bulletin de liaison « le fil » de la commission nationale Plongée Souterraine. Les noms de leurs auteurs (description, profil topo et photo) sont mentionnés sous la dénomination de chaque cavité.

PUITS DE L'AVEN, Commune de Cournonterral 34

Marc douchet

Photos : Hervé Chauvez

Durant l'année 2000, nous avons projeté de reprendre les explorations du Puits de l'Aven abandonnés en 1991 par l'équipe de plongeurs de Montpeyroux (GSFRM). Mais de nombreux reports de tout ordre ont retardé notre première prise de contact et c'est seulement en 2004 que nous avons découvert ce site surprenant. A quelques dizaines de mètres d'un imposant méandre du Coulazou, une curieuse rivière temporaire qui parcourt la garrigue montpelliéraine, dans un paysage sauvage presque désertique s'ouvre le porche d'une perte : le puits de l'aven.



Historique

Les manifestations intempêtes de la cavité étaient connues de longue date lorsque Bernard GEZE, en 1932, entame la désobstruction de l'éboulis d'entrée. La première plongée remonte au mois de décembre 1967. Alain ROGER (SCAL) franchit le premier siphon suite à une désobstruction subaquatique. En janvier 1968 les frères ROGER passent le S.2 et butent sur un S.3, reconnu en hautes eaux l'année suivante (20m;-11). Un interclubs SCAL-SCC-SCF organise plusieurs pompages de 1977 à 1979 et explore, une fois passés les deux premiers siphons, 420m de galeries ramifiées terminées par des conduits noyés. En 1983 une nouvelle opération de pompage permet aux plongeurs de progresser jusqu'au S.7. Avec 1991 et l'organisation d'un pompage estival, les plongeurs du G.S.F.R.M. poussent l'exploration jusque dans le S.14 (250m.; -27), à 1290m de l'entrée.

Explorations

Depuis 2004, nous avons découvert ce fabuleux réseau en sécurisant tous les siphons avec du câble acier, en effet tous les siphons du réseaux se troublent rapidement. Au total plus de 15 séances de plongée ont été nécessaires pour arriver devant le dernier siphon et y amener l'équipement d'un plongeur. En juillet 2006, nous avons eu un tour pendarde du réseau. Un malfaisant nous a retiré 3 ou 4 m dans le dernier siphon et la mise à l'eau était devenue impossible sans agrès. Nous avons renoncé pour remettre ça quelques jours plus tard. Après une longue période de découverte de ce réseau sportif et pauvre en O₂ c'était enfin l'heure de la première.

Devant le 12ème et dernier siphon nous avons fait : « plouf plouf » pour désigner le pointeur (3 prétendants), le hasard a été heureux c'est moi qui ait gagné sans tricher. J'ai fait 340 m dans un beau siphon de dimensions modestes (3 sur 4 en moyenne parfois plus intime direction) générale variant de NNO à NNE point bas ce jour -24, 2 surfaces sans intérêt (du fait du niveau bas de l'eau) arrêté à -12 azimuth 20° Sur les 340 m j'ai déroulé 250 m (1 touret + le secours) j'ai fait 90 m de première et je m'arrête stupidement sur manque de fil avec mes blocs à 200 bars.

A suivre.

Plongeurs ayant participés :

ANDRE Olivier, BOLAGNO Patrick, CARRAZ

Serge, DOUCHET Marc, JAMIN Richard, GUIIS

Michel, MORE Christian, RENAUD Marc,

RUFFIER Sylvain.

Aven des Genêts, Cournonterral, Hérault

Kino Passevant

Carte IGN 1:25000 - 2743 ET

X : 710,955 Y : 1843,060

Z : 66 m (LT2E)

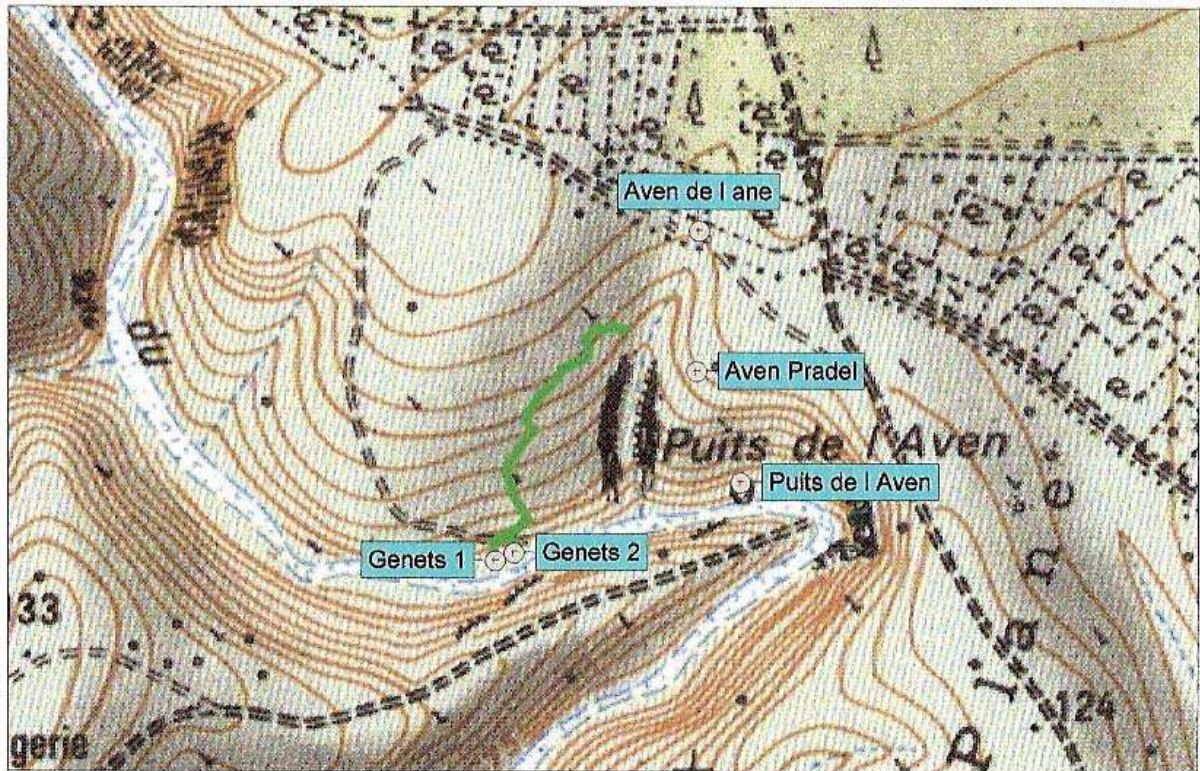
Quelques chiffres

Développement : 460 m (inondé : environ 370 m - exondé : environ 90 m)

Dénivelé : - 29 m

Profondeur max : - 9 m

Température de l'eau : 14 °



CartoNavPlus - Copyright IGN - Projection Lambert II étendu / NTF

250 m

© FFRP pour les itinéraires et sentiers de randonnées GR®, GRP®, PR®

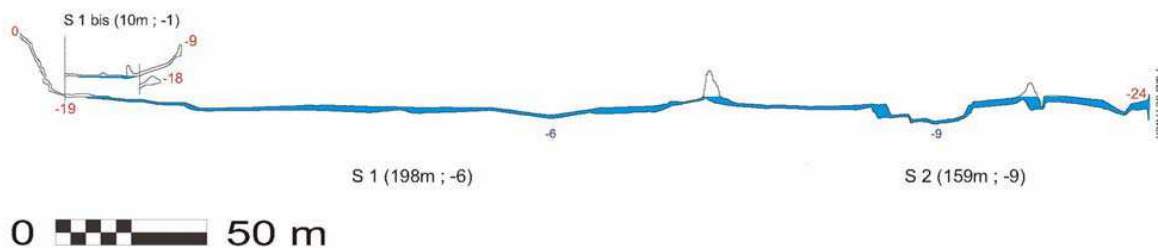
Description

Une modeste galerie descend jusqu'à une étroiture à -19 débouchant sur un petit méandre. Sur la droite, un petit parcours aquatique terminé par un petit siphon (S1 bis) permet de rejoindre après une étroiture dans des concrétions, les galeries de l'ancienne entrée, aujourd'hui, obstruée. Sur la gauche, une conduite forcée aboutit au S 1 (198m ; -6). Dès les stalactites du départ franchies, la première centaine de mètres révèle un siphon sur creusé, assez intime, peu profond et touillant assez vite (pas de circulation sauf lors des crues). Après une série de zigzags et un nouveau rétrécissement, il s'élargit en traversant différents types de paysages pour aboutir sur une remontée étroite très argileuse dans une diaclase obligeant à l'émersion. Immersion immédiate dans le S 2 (159m ; -9). Un peu plus large, un peu plus modelé et un peu plus profond mais toujours aussi argileux, il offre, lui aussi, différents genres de décors en passant par deux petits puits et une confortable cloche. Il débouche, par le biais d'une lucarne, dans le haut d'une galerie aux dimensions plus que confortables (environ 5x3) et où l'eau y paraît cristalline, à environ 50 mètres du départ du S 5 du Puits de l'Aven.

Aven des Genêts

Commune de Cournonterral - (Hérault)
Développement : 460 m - Dénivelé : -29 m

Coupe développée



Les Taupes Palmées (30)
Le Beluga (34)

T° eau : 14°

Expédition FFESSM PM 2007

Topographie :
Kino Passevant

Exsurgence de l' Arche de Noé II, Cournonterral, Hérault

Kino Passevant

Carte IGN 1:25000 - 2743 ET

X : 710,929 Y : 1842,240 Z : 54 m

(LT2E)

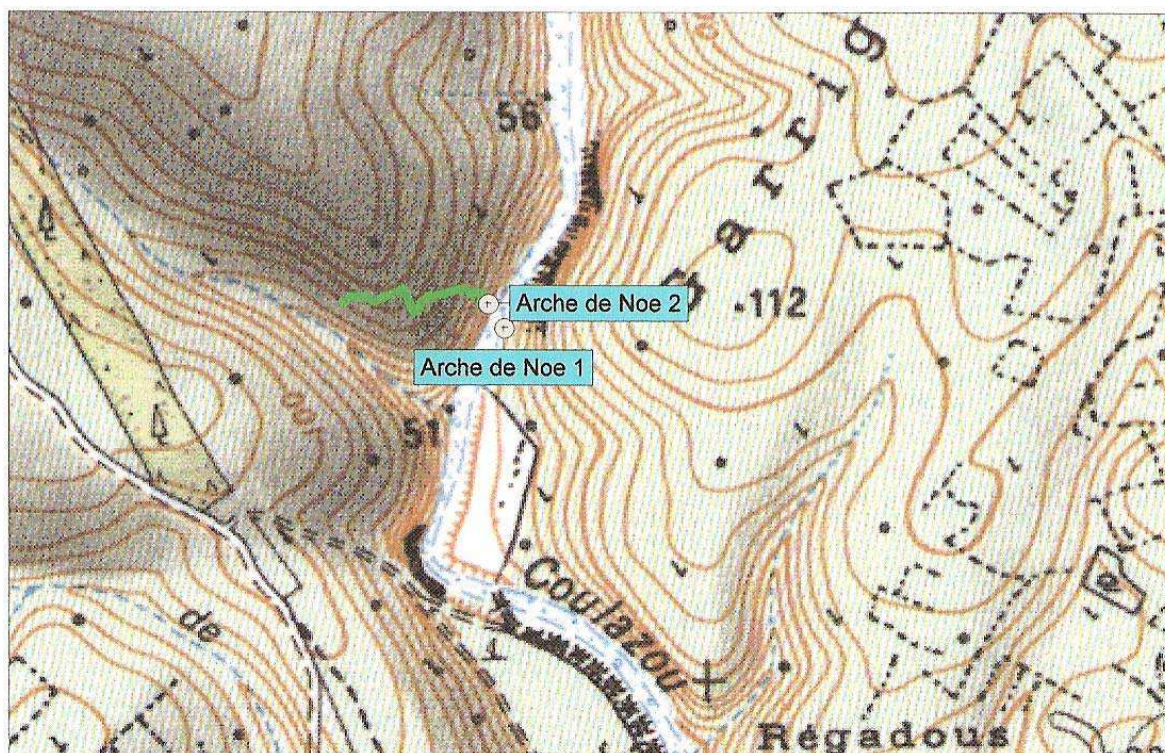
Quelques chiffres

Développement : 248 m (inondé : environ 10 m - exondé : environ 240 m)

Dénivelé : - 18 m (+1 ; -17)

Profondeur max : - 1 m

Température de l'eau : 15 °



CartoNavPlus - Copyright IGN - Projection Lambert II étendu / NTF

250 m

© FFRP pour les itinéraires et sentiers de randonnées GR®, GRP®, PR®

Description

Une étroiture dès l'entrée annonce une quarantaine de mètres d'un boyau exigü parsemé d'étréitures. A 5 mètres de l'entrée, sur la gauche, un modeste départ très étroit se termine 5 m plus loin sur une trémie et semblerait former un petit delta (plusieurs petites sorties obstruées en aval de l'entrée). Une laisse d'eau débouchant sur jolie petite vasque (2 x 2 m) (0,80 m de profondeur) surplombée de stalactites et surmontée, sur la droite, par un passage dans la calcite qui débouche, via une marmite, sur un laminoir argileux. Passé celui-ci, une petite pente de galets moyens mène à un petit méandre (50 à 60 cm de large sur 2 à 3 m de haut) très argileux d'oü partent plusieurs marmites inversées. Une autre courte pente sablonneuse, barrée par une étroiture qui s'ensable, aboutit à une autre laisse d'eau. Au bout de cette conduite forcée aux trois quarts inondés sur la fin démarre le S 1 (5m ; -1) où l'eau se trouble très vite. Cette nappe d'eau serait peut-être alimentée par une brève goulotte à gauche avant le siphon ?

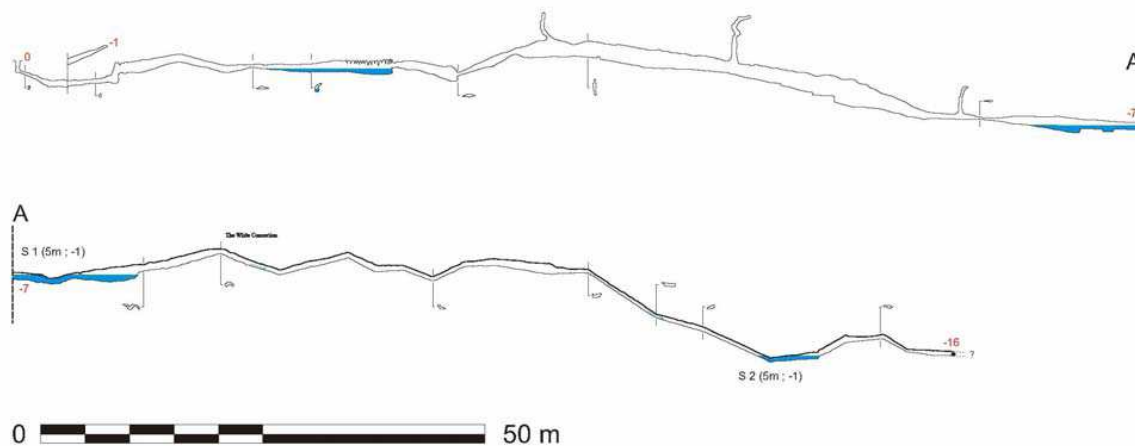
Une conduite forcée puis un minuscule lac permettent de rejoindre une montée très argileuse plus large que haute qui se termine par une galerie plus étroite que haute qui amorce une descente. Au milieu de celle-ci, dans un coude à gauche, un minuscule gour orné d'une « magnifique concrétion blanche » (la seule de toute la cavité !) transpire un fugace petit actif qui ne suffit pas à remplir un hypothétique siphon au point bas quelques mètres plus loin. Puis une montée, une descente et une autre montée entrecoupées d'étréitures dans des « galeries » plus larges que hautes et recouvertes d'argile. Dans la descente suivante, un autre petit actif chemine vers le S 2 (5m ; -1). A sa sortie, l'ambiance générale ne change pas sauf peut-être par ses dimensions qui semblent encore se

réduire jusqu'à un bloc fatidique qui obstrue définitivement le passage. La cavité semblerait légèrement gazée !?!?

Arche de Noé II

Commune de Cournonterral
Développé : 248 m - Dénivelé : (+1;-17)

Coupe développée



T° eau : 15°

Les Taupes Palmées (30)







Le Beluga (34)

Expédition FFESSM PM 2007

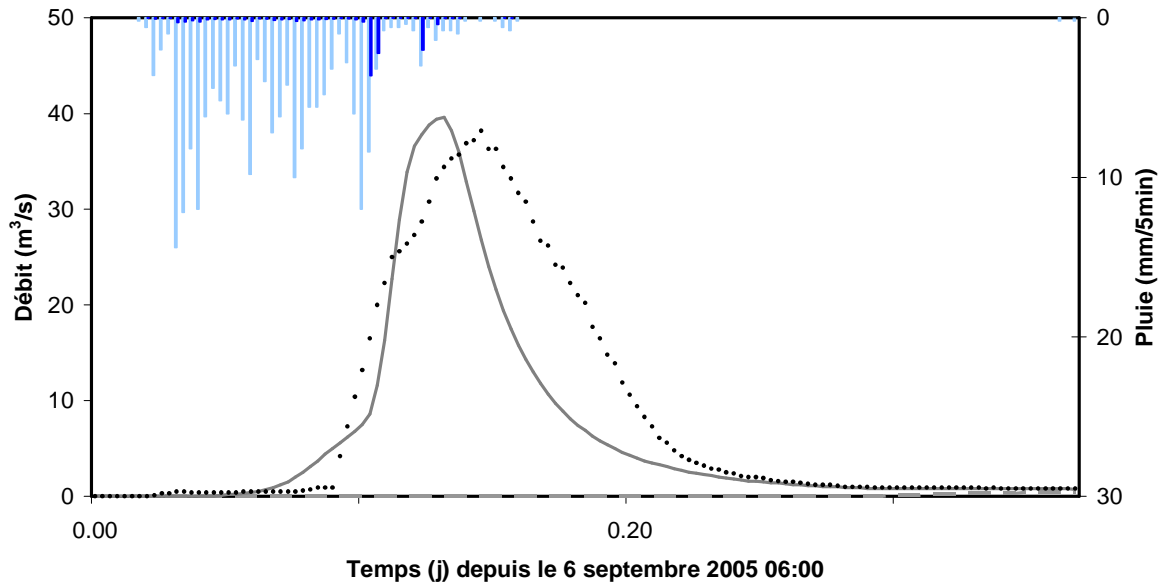
Topographie :
Romuald Barré
Kino Passevant (report)

Annexe 4: Résultats de la période de calage

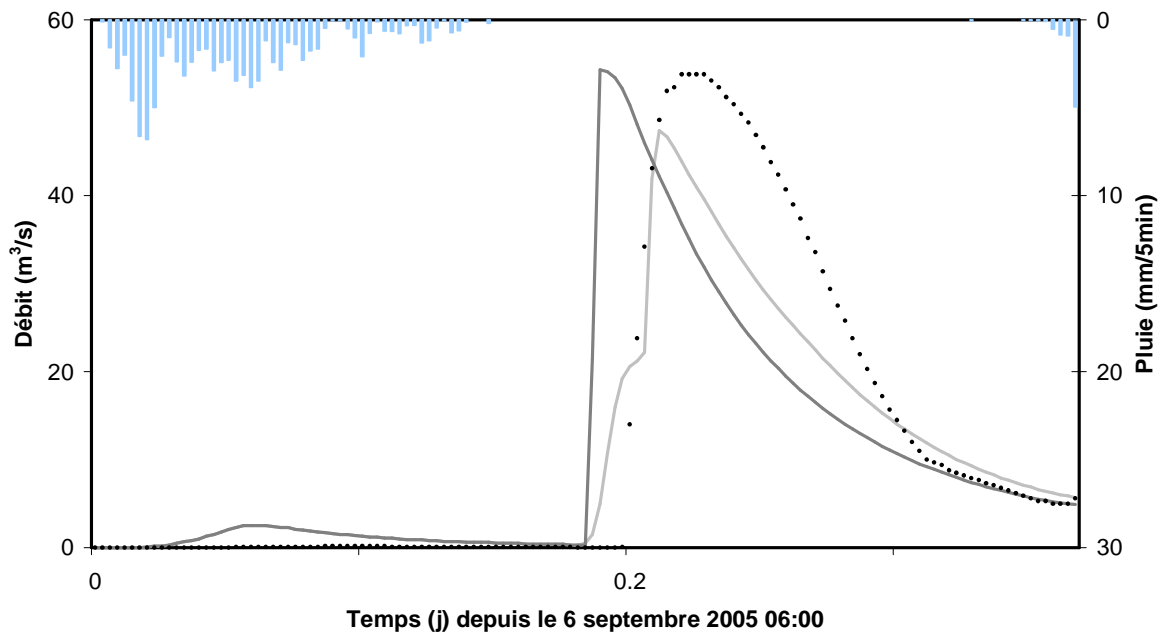
Les résultats pour les crues 1, 2 et 8 ont été présentés dans le chapitre 6. Seules les résultats des autres crues sont présentés dans cette annexe. Tous les graphiques utilisent la même légende :

-  Pluie brute
-  Pluie nette
-  Observation
-  Simulation amont ou simulation aval utilisant les résultats de la simulation amont
-  Ecoulement de base (bassin amont)
-  Simulation aval utilisant les mesures à l'exutoire du bassin amont

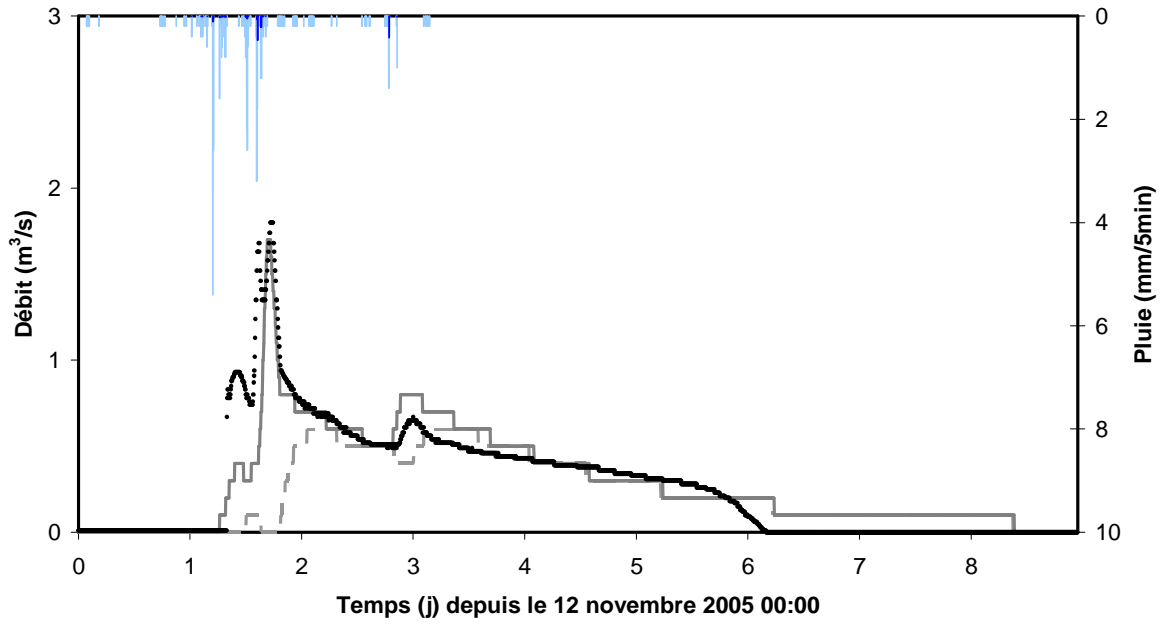
Crue 3a - bassin amont



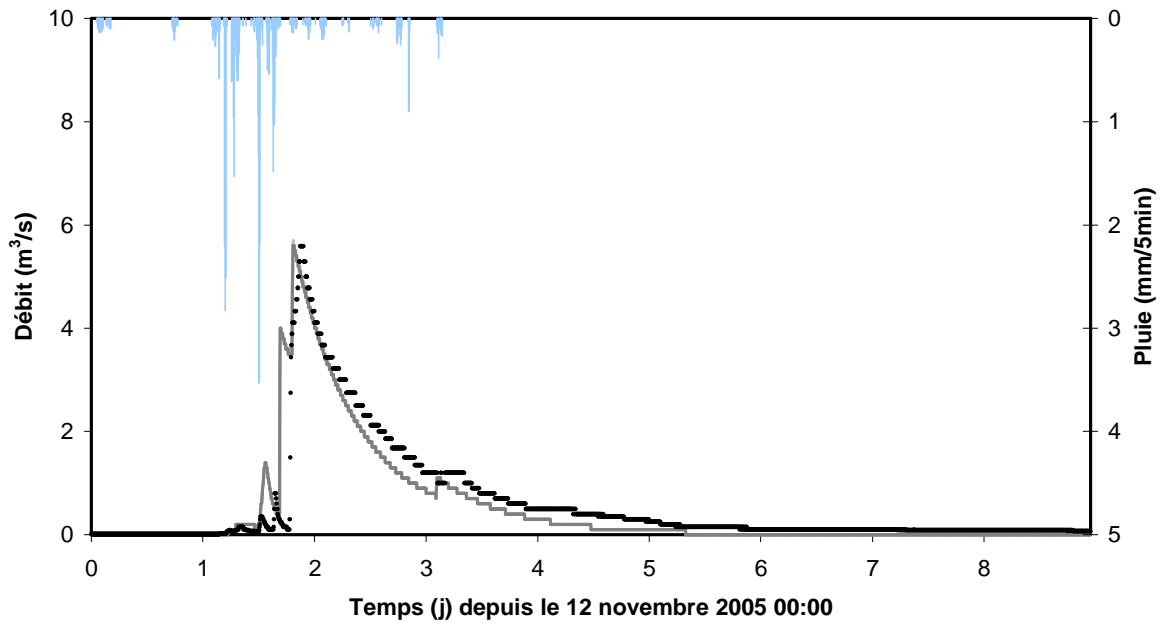
Crue 3a - bassin aval



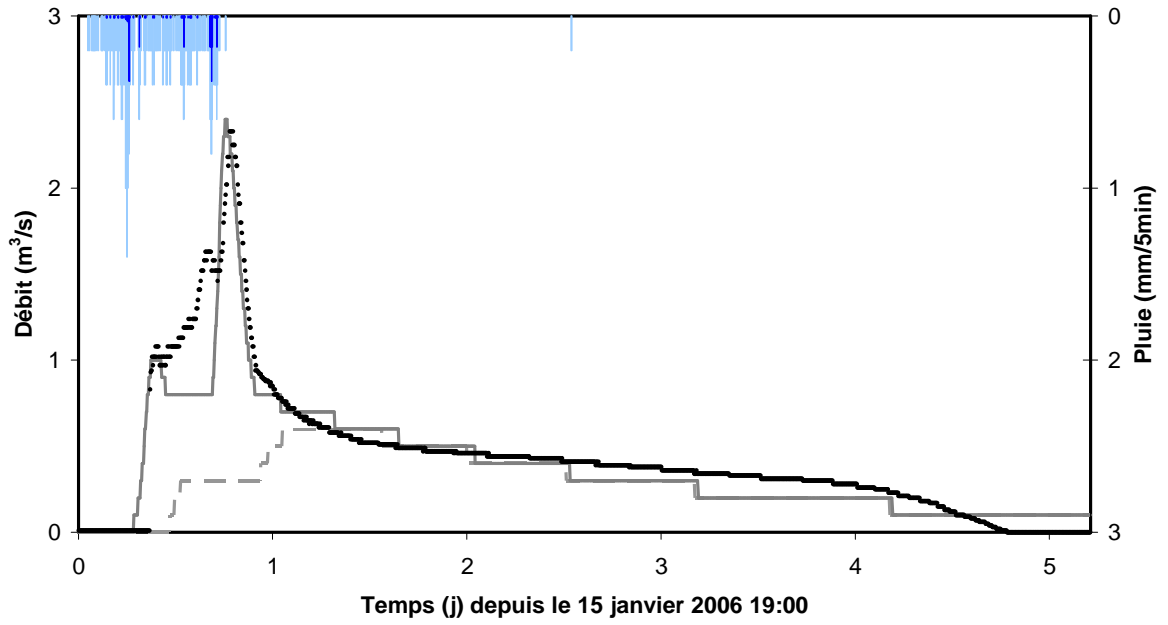
Crue 4 - bassin amont



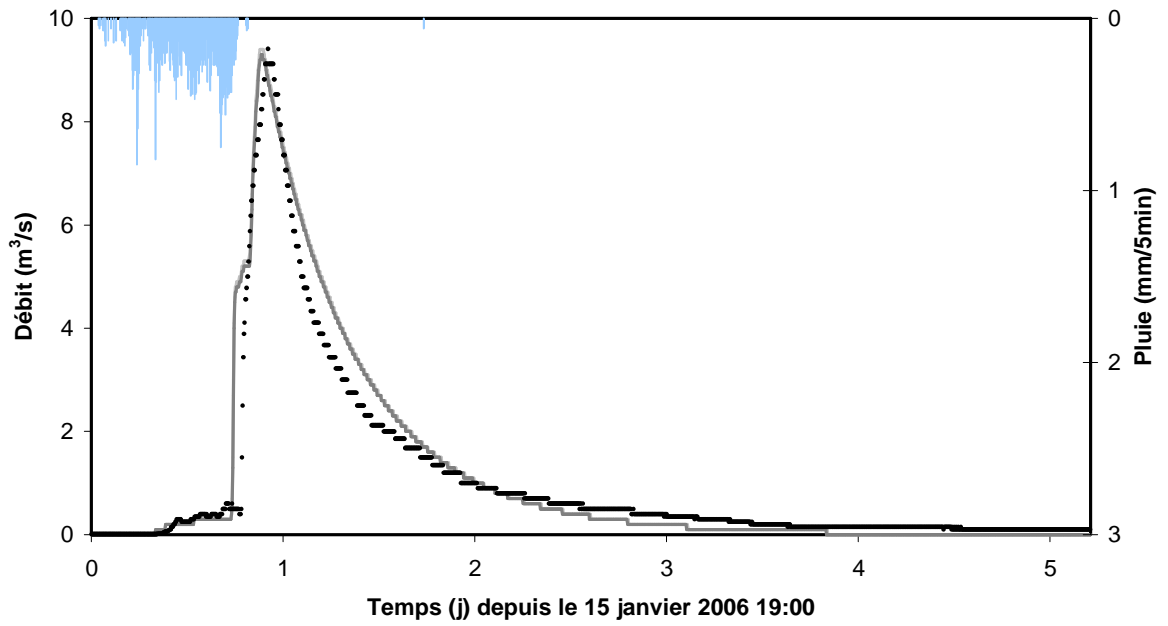
Crue 4 - bassin aval



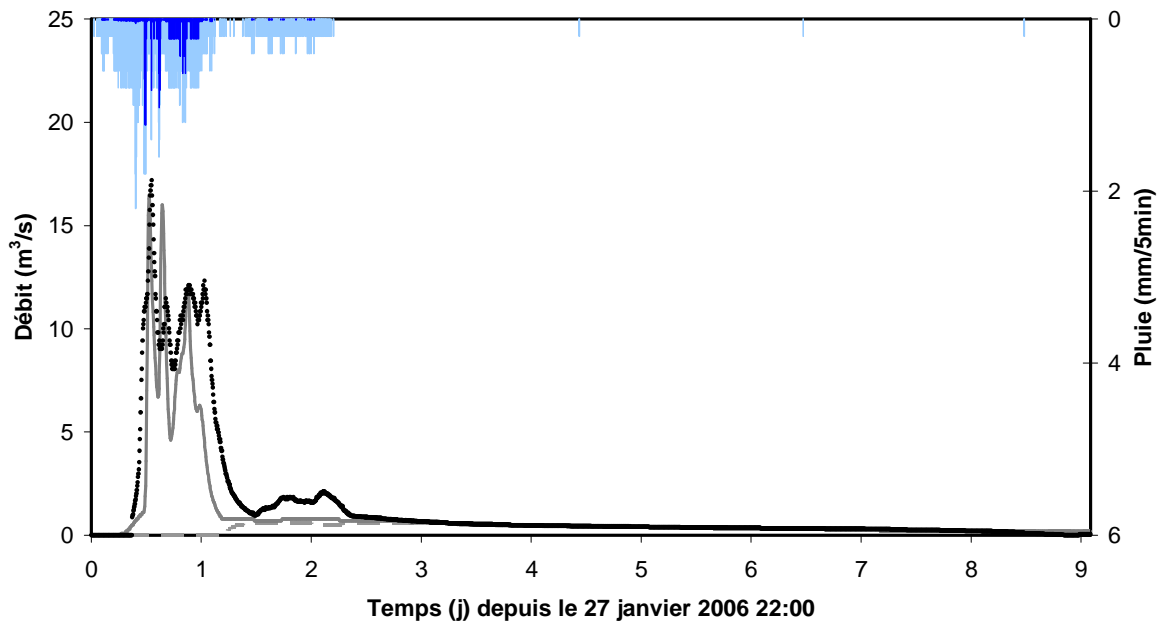
Crue 5 - Bassin amont



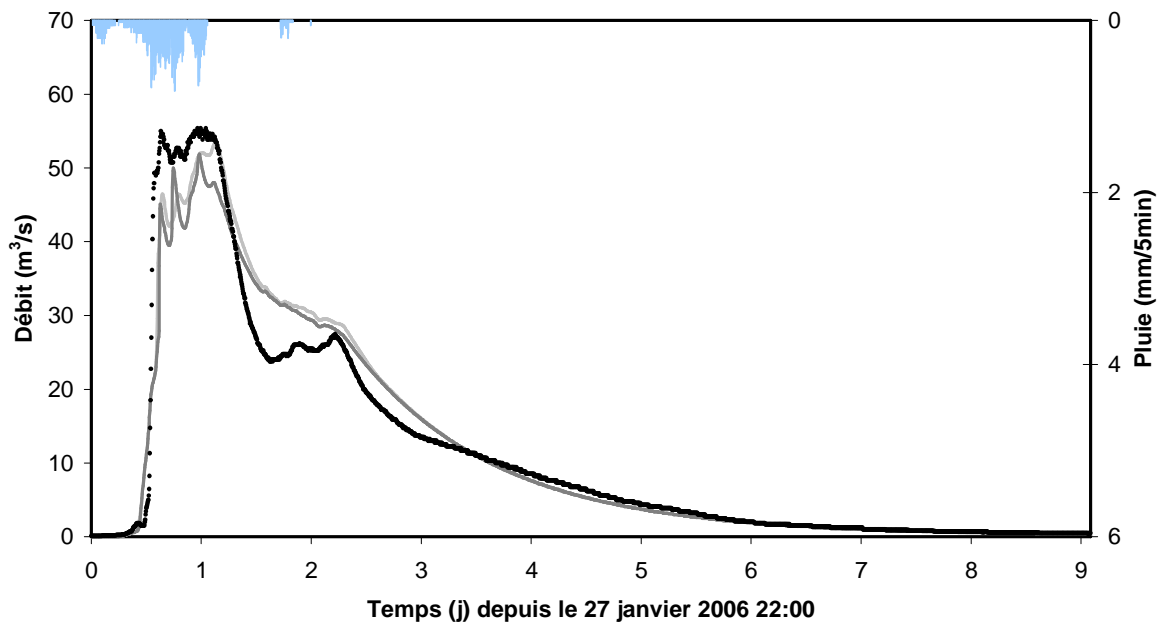
Crue 5 - Bassin aval



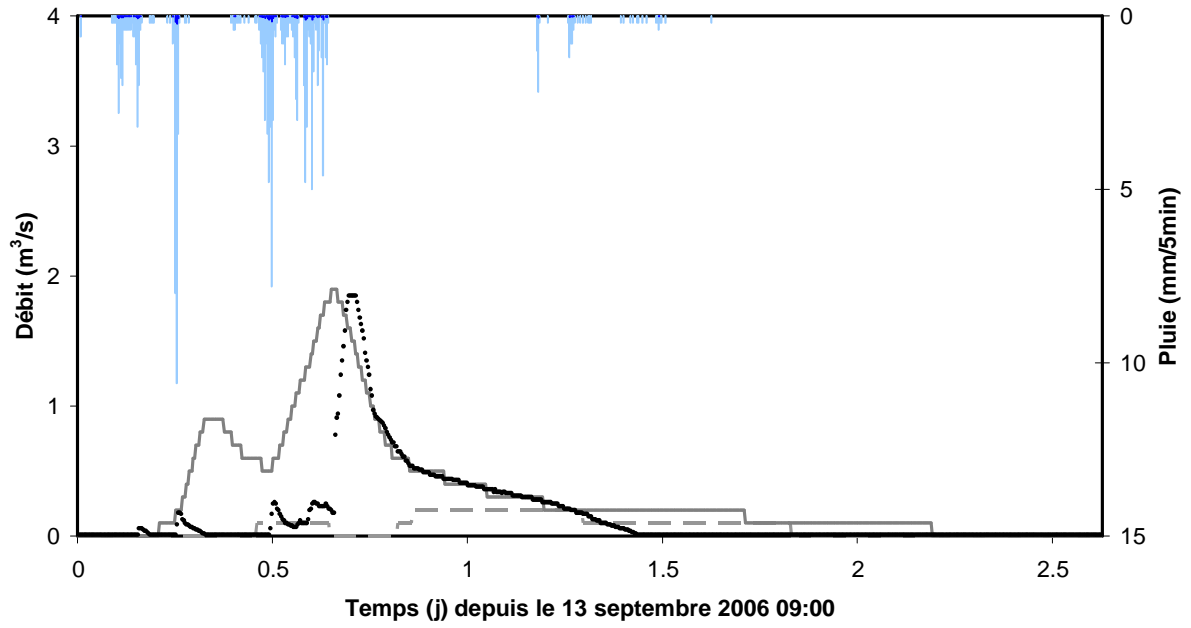
Crue 6 - Bassin amont



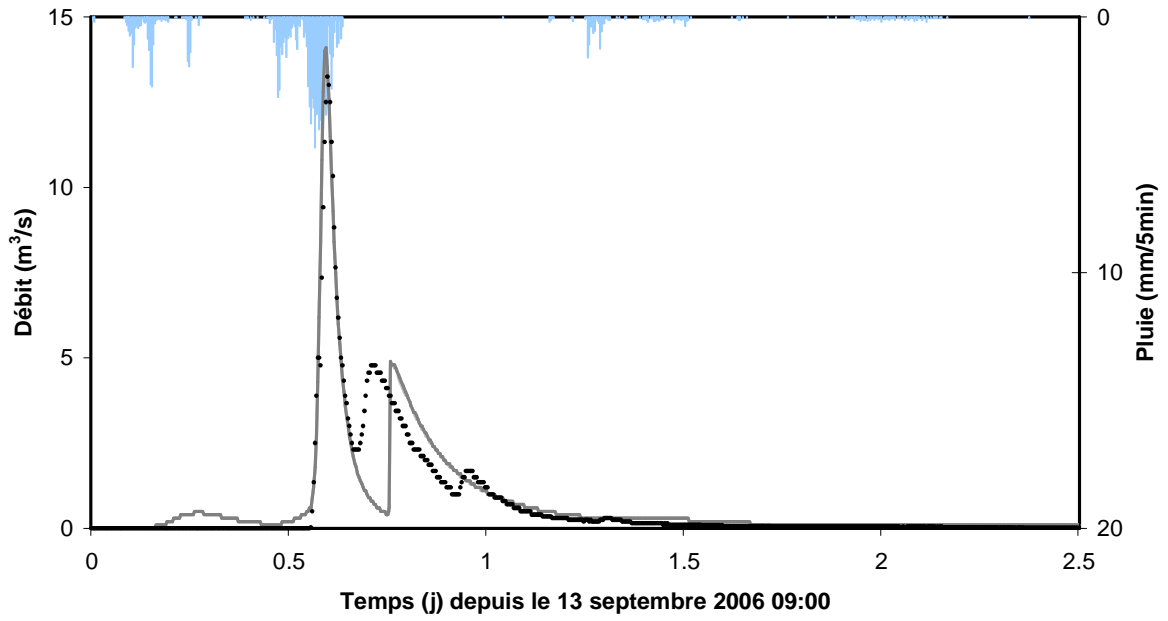
Crue 6 - Bassin amont



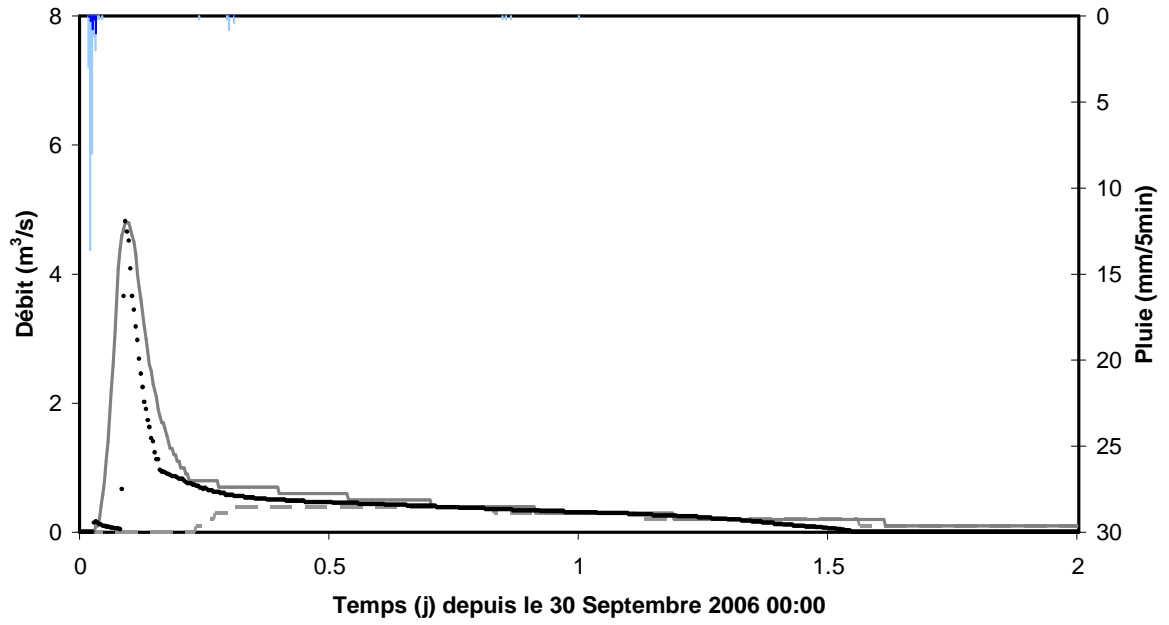
Crue 7 - Bassin amont



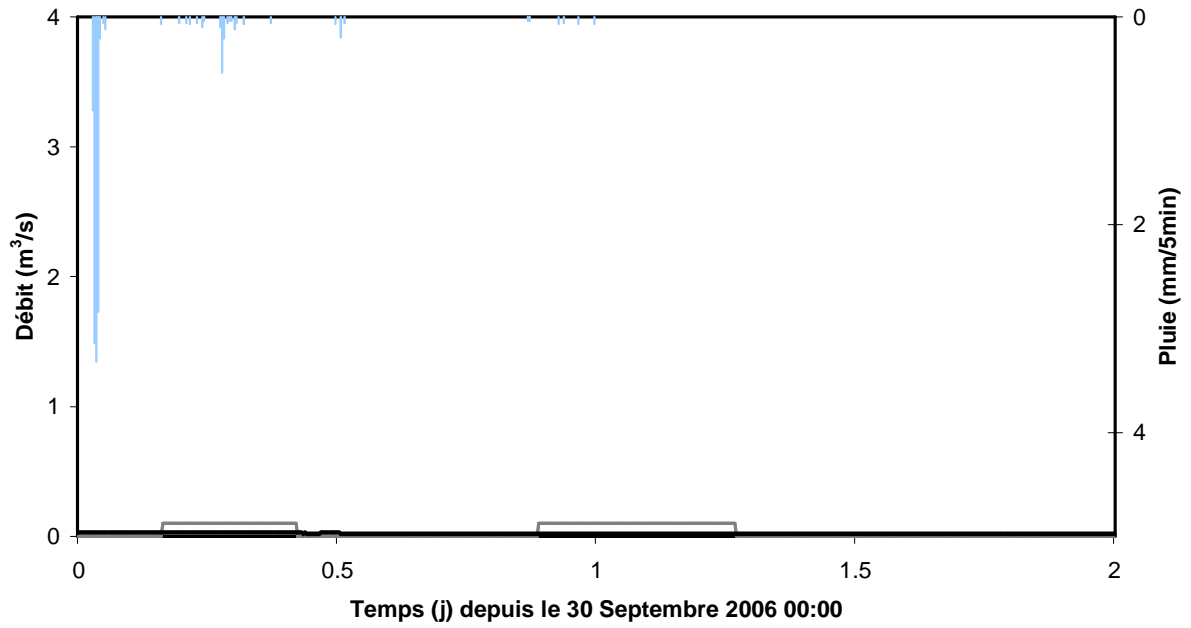
Crue 7 - Bassin aval



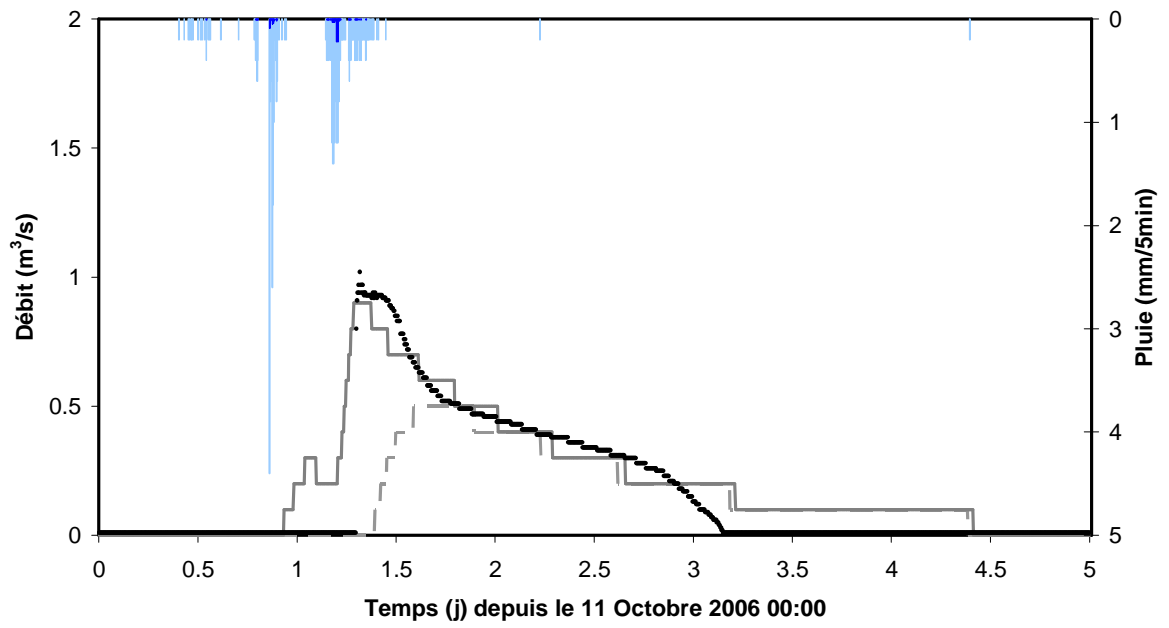
Crue 9 - Bassin amont



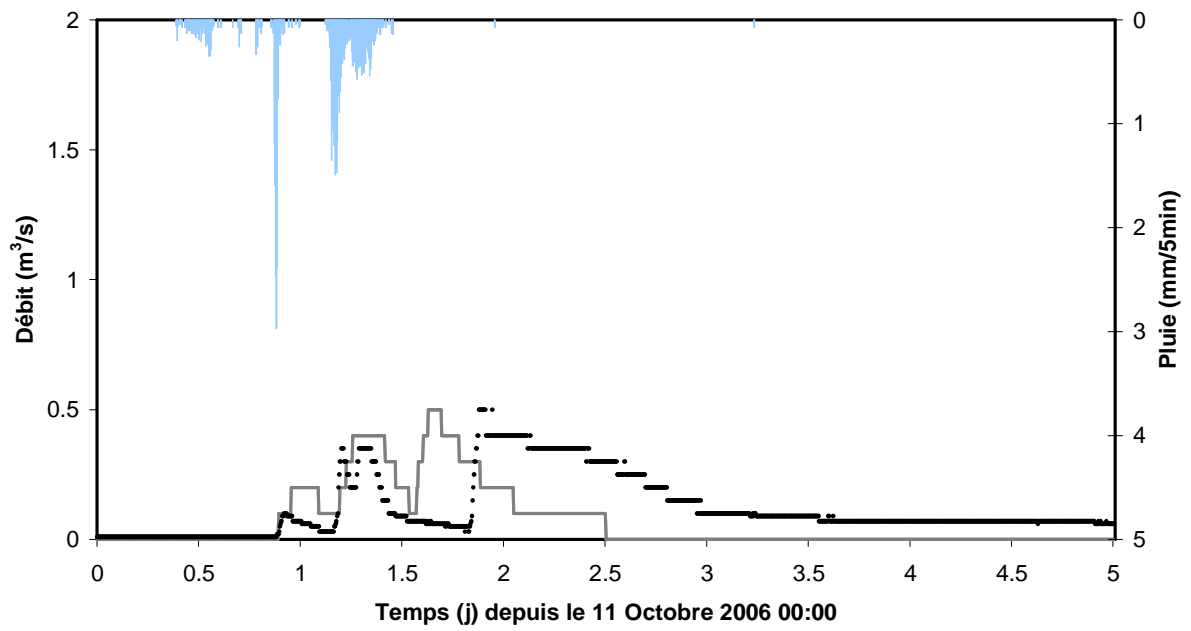
Crue 9 - Bassin aval



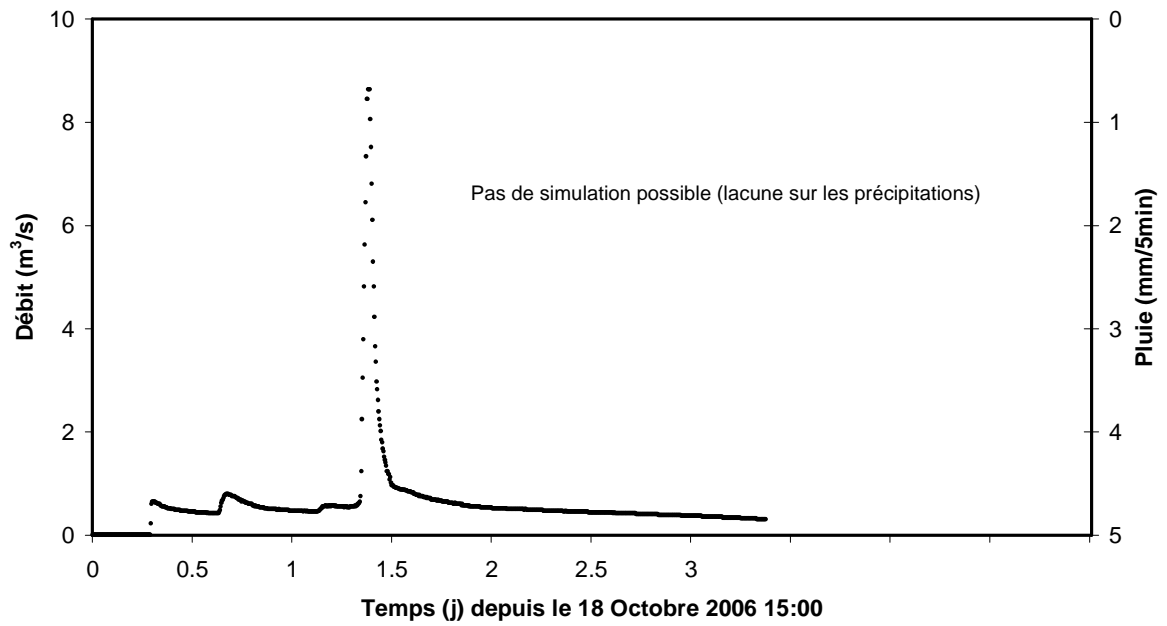
Crue 10 - Bassin amont



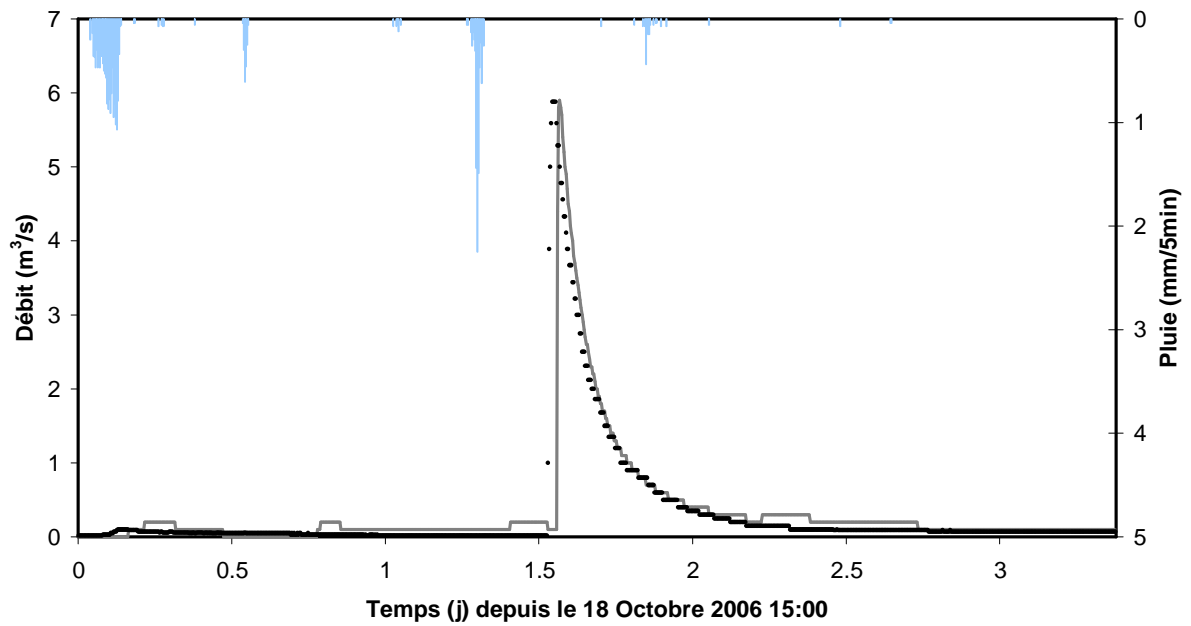
Crue 10 - Bassin aval



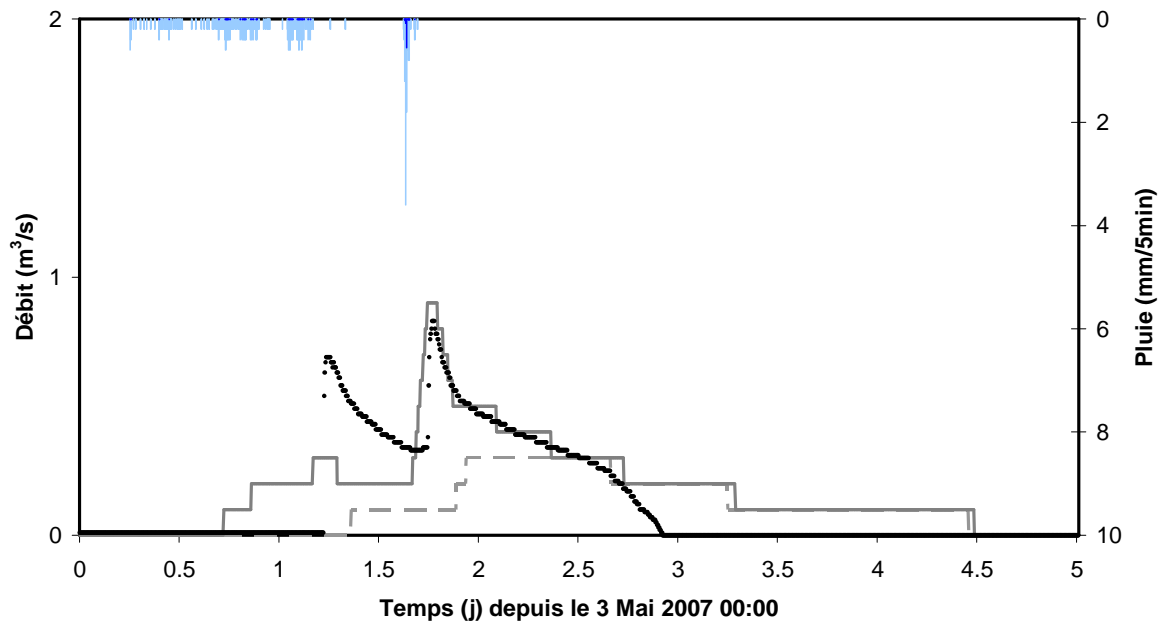
Crue 11 - Bassin amont



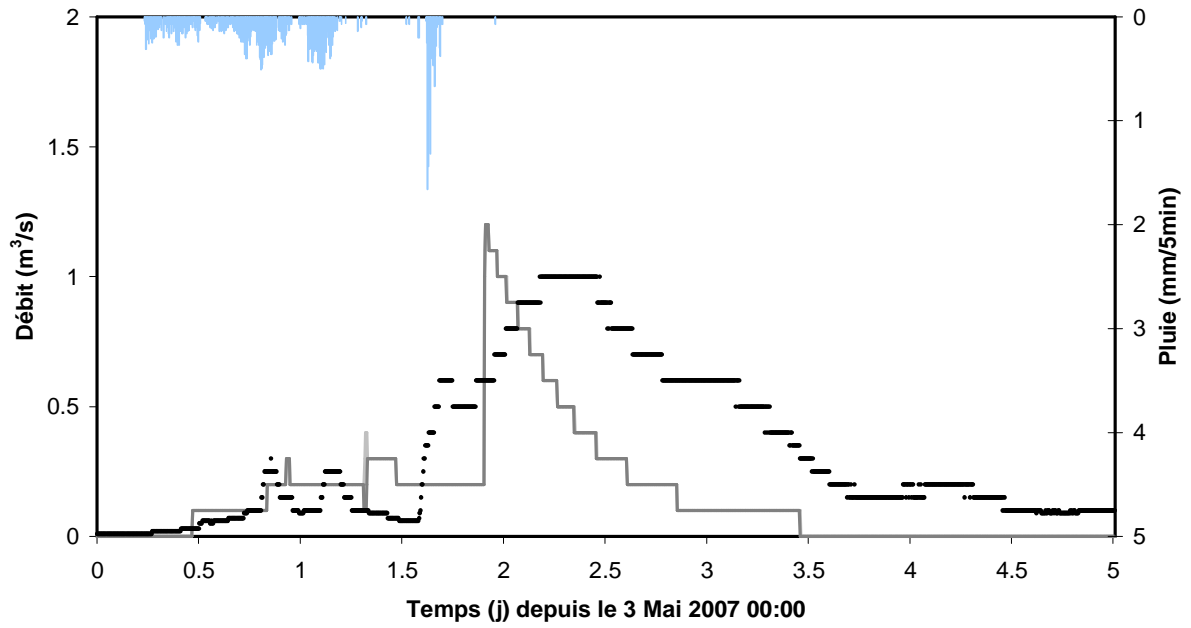
Crue 11 - Bassin aval



Crue 12 - Bassin amont



Crue 12 - Bassin aval



Annexe 5: Historique des crues du *Coulazou*

Source: Plan de Prévention des Risques Inondations a été approuvé en date du 23.09.2002.

Les évènements historiques marquants sont : Le village de Cournonterral a été inondé à deux reprises par le débordement du ruisseau de la Billière provoqué par des embâcles au droit de l'ouvrage sous l'ancienne voie SNCF. Le ruisseau du Coulazou est déjà arrivé deux fois aux pieds des remparts de la ville en 1962 et le hameau de la tuilerie basse a déjà été complètement inondé (1907,1962).

Source: Données du site internet de la ville de Cournonterral.

Bien qu'il en soit souvent ainsi dans notre belle région, en octobre 2002, celle-ci a subi de graves dégâts des eaux (1 décès sur la commune de Fabrègues). Retournons-nous vers le passé pour constater que la pluie, le froid et la sécheresse n'ont pas épargné notre village. En nous appuyant sur les archives communales, dressons une liste des intempéries qu'a subi Cournonterral.

1709. Rude hiver.

1766. novembre-décembre: inondation, pluies survenues avant les vendanges (qui se faisaient plus tard que maintenant) a fait périr la moitié des fruits et des semences. La Billière a inondé les maisons et les bergeries, le Coulazou a rompu le pont et détérioré le chemin qui relie Cournonterral à Montpellier. On compte la perte de 800 bêtes, des bâtiments ébranlés ont été emportés ou ébranlés ainsi que les terres et arbres et souches de vigne arrachés, les oliviers abattus et que les eaux ont entraîné. Les eaux ont endommagé le vin, l'huile, la farine et les provisions de la plupart des habitants.

1775. 23 août: un ouragan a dégradé le couvert de la maison curiale et abattu plusieurs cheminées.

1778. 18 septembre: grande sécheresse tarissant fontaines et puits de la communauté.

1779. 1er avril: grêle qui a endommagé les bourgeons des vignes et les feuilles des mûriers et autres fruits. 4 juin: on craint que le bétail et les bêtes à laine ne crèvent de soif, les puits sont taris, la seule fontaine est aussi tarie ; depuis longtemps, les fabricants d'eau de vie, l'eau manquant à leur magasin, s'occupent d'aller chercher l'eau pour fournir leur fabrique au seul lac que la commune a pour abreuver leurs bestiaux. Le conseil a averti verbalement tous les fabricants de ne plus tirer d'eau du lac Ramassol.

1785. 27 janvier: les pluies continuelles ont dégradé le chemin de Pignan et il n'est pas possible d'aller à Montpellier avec des voitures qui ont versé et le bétail ne peut passer. On ne peut transporter ni vin, ni huile ni sarments.

1793. Rude hiver. Les habitants de Cournon de tout sexe ayant l'âge requis par la loi, convoqués et assemblés dans la salle de la maison commune à l'effet de délibérer sur la régie des biens communaux

de cette municipalité. Le président, Monsieur Blavet, maire, a dit: " Notre commune est exposée à être submergée par le torrent qu'on appelle la Billière qui avoisine ses murs, ce même torrent traverse et inonde une grande partie de son territoire. En parcourant les archives de nos pères on trouve que durant l'espace de plusieurs siècles, les inondations de ce torrent ont fait éprouver aux propriétés territoriales, maisonnettes, labours et denrées des grands dommages. Je pourrais vous mettre sous les yeux des délibérations qui attestent que cette inondation a été si considérable que tous les moutons, chèvres et meules ont péri dans les bergeries et les écuries et que toutes les denrées du rez-de-chaussée des maisons et des magasins furent détruites. Toutes les années nous éprouvons des dommages plus ou moins conséquents. Dans l'espace de trente années nous avons éprouvé deux inondations ; en 1766, il périt beaucoup de bêtes à laine et certains habitants logés au rez-de-chaussée des maisons auraient péri sans le prompt secours de leurs voisins. Les propriétés furent tellement endommagées que les traces en sont encore sensibles. Les corps administratifs d'alors autorisèrent la commune à faire des réparations pour prévenir les désordres de ce torrent ; plusieurs devis furent dressés à cet effet et celui qui fut exécuté fut celui de construire une digue pour préserver les maisonnettes de la commune et diriger le torrent au gré de son cours vers la pente du territoire. La dépense qu'on employa alors aurait suffi pour préserver le territoire et le village si on avait suivi l'avis de l'ingénieur qui était de pratiquer un lit au-dessus du village et conduire par une pente qui lui semble naturelle dans le lit de la rivière que nous appelons le Coulazou. Ce projet n'était pas coûteux, il y a une trop petite distance du torrent à la rivière mais il fallait traverser avec le lit de ce torrent quelques arpents de terre d'une propriété du ci-devant seigneur [Portales]. Cet obstacle était invincible alors et quoiqu'il en dût coûter en exécutant l'autre projet aussi dispendieux que ce dernier, la destruction d'une grande partie du territoire, il fut préféré et sacrifié pour ne pas déplaire au ci-devant seigneur. Cette même digue ne remplit même les vues qu'on s'était proposées. Lorsque le torrent devient considérable il franchit la digue et vient porter l'alarme dans le lieu. Le mois dernier elle était si considérable qu'elle inonda le village et si l'inondation était venue de nuit il aurait péri une grande partie de bestiaux comme en 1766 puisque pour les sauver on fut obligé de percer les murs des bergeries pour faire couler les eaux et faire passer les moutons et les chèvres sur les toits. Les chemins principaux qui conduisent aux propriétés du territoire ont été dégradés au point qu'il est impossible de faire le transport des denrées, en conséquence il est d'une nécessité absolue de réparer les dits chemins et pour prévenir de nouvelles dégradations à ces derniers et des dommages aux propriétés, de faire pratiquer le lit qui avait été projeté pour conduire le torrent de la Billière dans la rivière du Coulazou ; pour fournir à cette dépense il ne faudrait pas épuiser nos ressources industrielles en augmentant nos impositions locales, il convient à les ménager afin d'être en même de satisfaire à tous les sacrifices que les besoins de la République pourra exiger de nous. Je vais vous proposer un moyen de ressource pour satisfaire aux dépenses non seulement des réparations des chemins dégradés par le torrent de la Billière du lit pour conduire ce même torrent dans la rivière du Coulazou mais encore d'acquitter les dettes de la commune. Le règne de la liberté vous a rétabli dans la propriété des bois que celui du

despotisme vous avait froidement enlever ; après 12 années de tyrannie, de vexations et procès ruineux cet te propriété immense a été appauvrie détériorée par les malveillants durant le temps qu'a duré le litige entre la commune et le ci-devant seigneur. Ce territoire fertile a déjà fait de longues pousses mais inégales à cause de la mauvaise exploitation de manière qu'il faudra 25 ans pour obtenir les coupes que les 15 années offriraient si l'exploitation avait été faite correctement aux lois forestiers et en conséquence il conviendrait pour rétablir cet immense forêt dans la marche réglée des coupes et dans la vigueur de pousse de couper tous les taillis venus de l'exploitation irrégulière et criminelle faite aux dits bois par les malveillants par ce moyen vous donneriez la marche réglée des coupes à la forêt, vous répareriez les dommages de la mauvaise exploitation, vous procureriez à la ville de Montpellier et celle de Cette [Sète] l'approvisionnement de tout le lignerage et ramilles aux boulangers et le prix provenant de cette exploitation servirait à l'acquittement de la dépense que pourront amener les réparations des chemins et le lit du torrent. L'acquittement des dettes de la commune et l'amélioration de la forêt sur quoi j'invite l'assemblée à délibérer ".

1806. 13 octobre: un orage terrible a éclaté sur cette commune et sur plusieurs autres de ce département du côté de Poussan et de Mèze. Depuis la veille tout annonçait de pluie d'orage ; la température de l'air, les nuages amoncelés sur tous les points de l'horizon, la contrariété des vents, le tonnerre qui grondait fort sans cesse dans le lointain pendant la nuit du 12 au 13, il y eut même des signes qui se prolongèrent dans toute la matinée. Vers 11 h, les nuages orageux crevèrent, une pluie mêlée de grêle tombât à seaux poussée par des vents contraires. On remarqua, et des personnes dignes de foi ramassèrent des grêlons de la grosseur de marrons et même au-dessus. Heureusement elle ne tombait pas en grande quantité. Sur les 4 à 5 h du soir le torrent du Coulazou franchissait ses bornes ordinaires, s'est étendu au-delà des limites qu'il s'est formé depuis 1766. Il a roulé ses eaux furieuses et destructives sur les champs, les vignes, les jardins, les enclos. Il a détruit, arraché et emporté tout ce qui s'est trouvé sur son passage. Les eaux se sont étendues en largeur jusqu'au chemin qui va à Montpellier en dessus du champ de M. Madières, près de la tuilerie basse de Valette qui était cernée par les eaux du Coulazou. Les champs du pont de Beaulieu étaient couverts d'eau et la grande arche ne se voyait pas. La campagne dite de Beaulieu a été submergée dans son rez-de-chaussée de 4 pieds. Tous les murs de son jardin renversés. La tuilerie basse a aussi été submergée. Tout l'ouvrage en brique et tuile a été perdu. Le vin qui était dans les caves a péri par l'inondation des eaux du torrent qui l'a submergé et toutes les terres qui avoisinent le Coulazou ont été dévastées, les arbres, les vignes, une partie de la récolte de raisins a été emporté. Le torrent de la Billière qui a aussi débordé a fait craindre pour du malheur plus grand que les premiers. Tout le bétail à laine était en danger d'être noyé et la cité submergée. Heureusement la digue qui fut faite en 1767 sur les limites de la commune de Cournonsec a empêché la conjonction des eaux de la Billière avec celle de Fertalières et l'eau ne s'est élevée sur le chemin du Ramassol que de 4 pieds, tandis qu'elle se serait élevée de 8. Mais la campagne a été inondée par les eaux quoique divisées qui ont fait des dommages considérables aux récoltes et aux terres. Mr Le Préfet de ce département instruit par l'administration de cette commune

de tous ces malheurs, a répondu qu'il avait nommé des commissaires pour vérifier et estimer les dommages afin d'accorder une indemnité à la commune. 26 octobre: à la suite de l'orage du 13-10, plusieurs pierres de taille provenant de l'ancien pont qui fut renversé en 1766, ont été soulevées et découvertes et je vous propose de vendre ces pierres de taille...

1820. Rude hiver.

1822. Juillet: orage et grêle. Récoltes de vin et de grains sont détruites.

1840. Novembre: inondation

1855-1856. Hiver à pluies torrentielles.

1876. La Billière déborde.

1895. 1er octobre: orage endommageant sérieusement les bergeries communales

1906. Grande sécheresse de l'été.

1930. Avril-mai: inondation, vote en faveur d'une indemnisation des sinistrés.

1965. Gros orages. Chemins très endommagés.

1986. Village sous la neige. Communications coupées. Approvisionnement par hélicoptère.

- La mare du Ramassol fut créée au 14^e siècle pour recueillir les eaux pluviales. Elle devint par la suite un abreuvoir public pour les troupeaux de moutons et les chevaux

Annexe 6: Expression du coefficient d'emmagasinement d'un aquifère captif dans le cas d'un milieu poreux déformable

Position du problème

Dans le cas où les grains qui constituent la matrice poreuse sont considérés comme incompressibles, il s'agit de démontrer que le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s d'un aquifère captif peut s'écrire :

$$S_s = \rho_w g (\beta_p + n\beta_w) \quad (1),$$

avec β_w le coefficient de compressibilité de l'eau, β_p le coefficient de compressibilité verticale de la matrice poreuse (les grains ne se déforment pas, mais ils se réarrangent dans l'espace, ce qui signifie que le squelette solide se déforme), ρ_w la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la pesanteur.

Equation de continuité

La conservation de la masse de fluide de masse volumique ρ_w s'écoulant à une vitesse de filtration q au travers d'un volume élémentaire ΔV de l'aquifère de porosité totale n implique :

$$-\left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] = \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} \quad (2)$$

La variation de volume d'eau dV_w dans l'élément ΔV peut aussi être reliée à la variation la pression hydrostatique dh en faisant intervenir le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s de l'aquifère.

Dans ce cas :

$$-\left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3)$$

La combinaison de (2) et (3) donne :

$$\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4)$$

Deux démonstrations peuvent être proposées pour aboutir à (1). La première approche revient à considérer indépendamment la déformation du fluide puis celle de la matrice, tandis que la seconde approche considère une déformation simultanée des deux milieux.

Démonstration 1 :

L'emménagement spécifique S_s est décomposé en 2 termes, (i) l'un relatif au volume d'eau évacué ou ajouté à un volume élémentaire d'aquifère ΔV suite à la déformation de la matrice, noté S_{s1} et (ii) l'autre relatif à la variation du volume d'eau liée à la compression/décompression de l'eau contenue dans un volume élémentaire d'aquifère où la matrice est cette fois considérée comme indéformable, noté S_{s2}

S_{s1} correspond à l'emménagement spécifique dans le cas d'une matrice déformable en condition drainée, tandis que S_{s2} correspond au calcul de l'emménagement dans le cas d'une matrice indéformable en condition non drainée. L'emménagement spécifique s'obtient alors en ajoutant ces deux contributions (Eq. 5).

$$S_s = S_{s1} + S_{s2} \quad (5)$$

(i) Expression de S_{s1} :

On considère que les grains solides qui constituent la matrice poreuse sont indéformables. La variation de volume de la matrice résulte donc uniquement d'un réarrangement des grains, ce qui se traduit directement par la variation de la porosité (totale) n . Le fluide peut quitter librement l'élément ΔV (condition drainée), ce qui signifie que la déformation de la matrice est égale à la variation du volume d'eau dans l'élément ΔV et que la pression hydrostatique P qui règne dans le fluide reste constante.

Ainsi, avec V_p le volume des pores, β_p le coefficient de compressibilité isotherme de la matrice poreuse en condition drainée et σ_e la contrainte effective :

$$\beta_p = \frac{1}{V_p} \left(\frac{\partial V_p}{\partial \sigma_e} \right)_{P,T} \quad (6)$$

$$dV_w = dV_p = \beta_p V_p \rho_w g \times dh \quad (7)$$

Soit :

$$S_{s1} = \frac{dV_w}{V_p dh} = \beta_p \rho_w g \quad (8)$$

(i) Expression de S_{s2} :

Le coefficient de compressibilité de l'eau s'écrit à température T et masse m constante (condition non drainée) :

$$\beta_w = \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{\partial \rho_w}{\partial P} \right)_{T,m} \quad (9)$$

Ce qui peut s'écrire :

$$\beta_w \rho_w = \left(\frac{\partial \rho_w \times \partial t}{\partial t \times \partial P} \right) \quad (10)$$

Soit

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \beta_w \rho_w \frac{\partial P}{\partial t} \quad (11)$$

Or

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \rho_w g \frac{\partial h}{\partial t} \quad (12)$$

Ainsi :

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = \beta_w \rho_w^2 g \frac{\partial h}{\partial t} \quad (13)$$

Or, d'après (4) :

$$\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (14)$$

L'expression de S_{s2} correspond à l'expression de S_s sous l'hypothèse d'une matrice incompressible.

Dans ce cas, la porosité est constante puisque l'on considère que le volume des pores et le volume total reste inchangés lors de la déformation du fluide contenu dans l'élément ΔV . Cette hypothèse permet de sortir n de la dérivée partielle par rapport au temps. Ainsi :

$$\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} = S_{s2} \frac{\partial h}{\partial t} = (\rho_w g n \beta_w) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (15)$$

Soit

$$S_{s2} = \rho_w g n \beta_w \quad (16)$$

(iii) Résultat

Ainsi, l'expression de l'emménagement spécifique d'un aquifère captif qui rend compte à la fois de la déformation de l'eau et de la matrice (grains indéformables) s'exprimera par:

$$S_s = S_{s1} + S_{s2} = \rho_w g (\beta_p + n \beta_w) \quad (17)$$

Démonstration 2

Une démonstration plus rigoureuse peut être proposée en considérant à la fois le déplacement du fluide et du solide lors de la déformation, ce qui permet d'écrire deux équations de continuité (conservation de la masse), l'une pour le fluide et l'autre pour le solide.

Soit v_s la vitesse de déplacement du solide lors de la déformation, et v_w la vitesse de déplacement de l'eau. Soit n la porosité totale d'un volume élémentaire de l'aquifère. La vitesse de Darcy q correspond à la vitesse de déplacement du fluide par rapport au solide, soit :

$$q = n.(v_w - v_s) \quad (18)$$

Lors de la déformation du milieu poreux, la conservation de la masse s'applique à la fois au fluide et au solide.

(i) Pour le fluide :

$$- \operatorname{div}(\rho_w n v_w) = \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} \quad (19)$$

(ii) Pour le solide :

$$- \operatorname{div}(\rho_s (1-n) v_s) = \frac{\partial(\rho_s (1-n))}{\partial t} \quad (20)$$

Les grains solides sont supposés incompressibles, ce qui permet de simplifier (20) par ρ_s . De plus, n ne varie pas dans l'espace, ce qui permet de sortir n de l'opérateur de divergence. Ainsi, en remarquant que $\partial(1-n) = -\partial n$:

$$(1-n) \times \operatorname{div}(v_s) = \frac{\partial n}{\partial t} \quad (21)$$

D'autre part, (18) permet d'écrire :

$$n v_w = q - n v_s \quad (22)$$

La combinaison de (19) et (22) donne pour le fluide:

$$- \operatorname{div}(\rho_w q) - \rho_w n \times \operatorname{div}(v_s) = \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} \quad (23)$$

(21) permet de substituer $\operatorname{div}(v_s)$ dans (23) :

$$- \operatorname{div}(\rho_w q) = \frac{\rho_w n}{n-1} \times \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} \quad (24)$$

Or

$$\frac{\partial(\rho_w n)}{\partial t} = \frac{\rho_w \partial n}{\partial t} + \frac{n \partial \rho_w}{\partial t} \quad (25)$$

De plus, la masse volumique du fluide ne dépend pas de la position dans l'espace du volume ΔV considéré, ce qui permet de sortir ρ_w de l'opérateur de divergence. Ainsi :

$$- \operatorname{div}(q) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{n-1} \times \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{n}{\rho_w} \frac{\partial(\rho_w)}{\partial t} \quad (26)$$

(13) permet d'écrire :

$$\frac{n}{\rho_w} \frac{\partial \rho_w}{\partial t} = n \beta_w \rho_w g \frac{\partial h}{\partial t} \quad (27)$$

D'autre part, la définition de la porosité totale permet d'écrire :

$$\partial n = \partial \left(\frac{V_p}{V_T} \right) = \frac{\partial V_p}{V_T} - n \frac{\partial V_T}{V_T} \quad (28)$$

Les grains qui constituent la matrice poreuse sont incompressibles, donc la variation de volume total ∂V_T est égale à la variation du volume des pores ∂V_p , ce qui permet de simplifier l'expression de (28) :

$$\partial n = (1 - n) \frac{\partial V_p}{V_T} \quad (29)$$

En introduisant le coefficient de compressibilité de la matrice selon (6), et à l'aide de (12) :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = (1 - n) \rho_w g \beta_p \frac{\partial h}{\partial t} \quad (30)$$

Ainsi :

$$\frac{1}{n-1} \frac{\partial n}{\partial t} = \rho_w g \beta_p \frac{\partial h}{\partial t} \quad (31)$$

La combinaison de (26), (27) et (31) donne le résultat recherché:

$$S_s = \rho_w g (\beta_p + n \beta_w) \quad (32)$$

Annexe 7: Mediterranean flash flood transfer through kartic area

Mediterranean flash flood transfer through karstic area

Vincent Bailly-Comte · Hervé Jourde ·
Axel Roesch · Séverin Pistre

Received: 10 November 2006 / Accepted: 1 May 2007 / Published online: 20 June 2007
© Springer-Verlag 2007

Abstract Karstic aquifers influence flash floods propagation in Mediterranean countries. Near Montpellier, Southern France, discharge data are recorded on the Couzou River upstream and downstream of the Aumelas Causse. Two gauging stations are used to describe the hydrodynamics of this binary karstic system. The first station characterizes the non-karstic catchment area. The second one is representative of the karstic part of the watershed. Records since April 2004 are used to understand how the river interacts with a karstic aquifer. Hydrograph analysis of three flash flood events is described. Corresponding discharge time series recorded at the two gauging stations are used to describe the modification of the hydrographs by auto- and crosscorrelations analyses. Finally, linear system analyses are used to provide the transfer functions of this binary karstic system according to the three flood events characteristics (initial conditions, volume, spatial distribution of rainfall, etc.). These functions summarize the hydrodynamic behaviour of the system: their shapes are indicative of the dynamics of the storage, the release and the contribution to surface waters.

Keywords Karst · Flash flood · Fourier transforms · Time-series analysis · Southern France

Introduction

Flood wave propagation of ephemeral rivers through karstic watersheds occurs in several Mediterranean countries. Due to the high permeability of karstic drainage networks, water resources in karstic aquifers are highly sensible to superficial pollution. In the case of binary karstic system with often polluted surface waters, the relationships between the river and the aquifer has to be quantified and operational solutions proposed to manage the water resource. In the South of France, the population is steadily increases, especially near important cities like Montpellier and during the tourist season. Rapid development of urban areas implies significant modifications of land use. Small cities are now spread over areas vulnerable to flood events. Mediterranean countries are characterized by a contrasted climate with very intense rainfall events. Small catchment areas may generate destructive flash-floods in ephemeral river stream beds (Camasara and Segura 2001). Binary karstic aquifers are quite widespread around the Mediterranean basin and these karstic systems are well developed. The local karstic aquifer genesis is related to general geology and to important eustatic variations responsible for high variations of the karstification base-level, especially during the salinity Messinian crisis (Clauzon 1982).

In a binary karstic system characterized by an important allogenic recharge, the surface waters are captured partly or entirely by sinkholes, travel through conduits in the aquifer and eventually discharge through estavelles¹ into the river (resurgence). A general water-table rise within the karst aquifer may induce a significant contribution to

V. Bailly-Comte (✉) · H. Jourde · A. Roesch ·
S. Pistre
Hydrosciences Laboratory, UMR 5569,
University of Montpellier 2,
34095 Montpellier, France
e-mail: bailly@msem.univ-montp2.fr

¹ An estavelle is a karst opening which acts as a sinkhole or as a discharge spring according to the hydrological conditions.

surface waters. For the Coulazou River watershed, previous results indicate initial karstic aquifer recharge followed by significant contribution to surface waters (Jourde et al. 2007).

The main study objective was to understand how the river interacts with the karstic aquifer after intense rainfall events and to propose a methodology which can be applied to other binary karstic systems. Dynamics of the karst storage, release and contribution to surface waters was examined. A release of water through an estavelle refers to previous captured waters in the stream bed; whereas, a contribution is related to a discharge in an estavelle caused by a general water-table rise in the karstic aquifer. This rise is induced by rainfall on the whole karstic catchment area.

Many works document relationships between a river and an aquifer, the bank-storage process. Stream aquifer interactions and movement of bank storage between an aquifer and a river have been extensively studied using analytical solutions (Cooper and Rorabaugh 1963; Pinder and Sauer 1971; Whiting and Pomeranets 1977; Hunt 1990). More recently, some authors have proposed analytical solutions using linear system methods for various boundary conditions (Barlow et al. 2000; Moench and Barlow 2000; Hantush 2005). These studies are devoted to homogeneous aquifers: there is no solution and no method for a fractured and/or a karstic aquifer. Due to the complex geometry of a karstic drainage network it is still difficult even today to propose analytical solutions or a physically based model for such aquifers. The present study focuses on field data: discharge time series are assimilated to signals and signal processing methods are used.

Methodology

The flood wave modification due to karstic storage, release or contribution is considered by the discharge signals modification occurring within the karstic watershed. This method is devoted to binary karstic systems where a flood wave is generated in an upstream non-karstic watershed and reaches a karstic watershed. Upstream and downstream of this karstic watershed, two gauging stations are necessary to describe the hydrodynamics of the system: a first gauging station (G1) characterizes the upstream non-karstic watershed; and a second (G2) is representative of the downstream karstic watershed. Between the two gauging stations, a hydrosystem including the karstic features and the hydrologic watershed is defined and labelled S (Fig. 1).

Flash-flood events are selected and their hydrographs analyzed. Climatic and hydrologic parameters are considered: the spatial distribution and the cumulated values of

the rainfall which generates the flood, the flood duration, the peak discharge, the recession coefficient and finally the runoff volume. From G1 to G2 the evolution of these hydrologic parameters gives information about the influence of the karstic aquifer.

The shape of the hydrographs is described by auto and crosscorrelations analyses. The autocorrelation function is calculated from a biased and normalized estimator (Jenkins and Watts 1968) using Eq. 1. For a given N -length time series, this estimation is correct while the time lag k is between $-N/3$ and $N/3$ (Mangin 1984). The latter interval and the 5 min time step define the observation window.

$$r_{xx_k} = \frac{1}{N \cdot \text{var}(x)} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (1)$$

with k the time lag and N , $\text{var}(x)$ and \bar{x} the length, the variance and the time average of the x time series.

By using a $1/N$ instead of a $1/(N-k)$ factor, this biased formulation has some interesting statistical properties, like the decrease of coincidence effects when the time lag k rises. The plot of this autocorrelation function versus the time lag k is called a simple correlogram. It quantifies the linear dependency of successive values over a time period (Larocque et al. 1998). A low decrease of the autocorrelation function characterizes inertial processes. In hydrology, a memory effect arbitrarily corresponds to the time lag k when the autocorrelation function reaches 0.2 (Mangin 1984).

The autocorrelation function calculated with the upstream discharge time series (G1) is compared on the same graph with that calculated with the downstream discharge time series (G2) using the same observation window. For each flood event, the slopes of the two simple correlograms computed upstream (G1) and downstream (G2) are compared. This method allows understanding the flood wave modification for a given time lag. The differences of slopes are interpreted as storage, release or contribution to surface flows within the hydrosystem.

The crosscorrelation function is used in signal processing to represent the energy exchanges of a dynamic system between its entrance and its exit. In the case of a pure random input signal, the crosscorrelation gives the shape of the impulse response of a linear system. The plot of this crosscorrelation function versus the time lag k is called crosscorrelogram. This function describes the response of the hydrosystem: a high decrease characterizes a short term process with low release by the system, and the maximum value gives the transit time of the information (discharge evolution) contained in the time series. The crosscorrelation function is not symmetrical and its estimation is split into two steps. Equation 2 gives the normalized crosscorrelation estimator (Jenkins and Watts 1968; Mangin 1984).

$$\begin{cases} \text{For } 0 \leq k \leq \frac{N}{3} : r_{xyk} = \frac{1}{N \cdot \sqrt{\text{var}(x) \cdot \text{var}(y)}} \sum_{t=1}^{N-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \\ \text{For } -\frac{N}{3} \leq k \leq 0, \text{ with } k' = -k : r_{yxk} = \frac{1}{N \cdot \sqrt{\text{var}(x) \cdot \text{var}(y)}} \sum_{t=1}^{N-k'} (y_t - \bar{y})(x_{t+k'} - \bar{x}) \end{cases} \quad (2)$$

with k the time lag and N , $\text{var}(x)$, $\text{var}(y)$, \bar{x} and \bar{y} the length, the variance and the time average of the x and y time series.

The negative part of the crosscorrelogram gives information about the time structure of the two signals and the nature of the relationships between the input and the output. Non-zero values in the negative part of the crosscorrelogram are due to a non-random input time-series or to a non-causal system. A peak in the negative part may be indicative of a periodical structure in the input signal. A symmetrical crosscorrelogram highlights that both the input and the output discharge signals react to a third independent signal, precipitation for example (Larocque et al. 1998).

The input signal of the hydrosystem S corresponds to a discharge time series of a flood event. It is a deterministic and time-dependant signal. The shape of the crosscorrelogram cannot be used to obtain the impulse response of the hydrosystem. It is still possible, however, to estimate the average transit time.

Linear system analyses are used to provide the impulse response of this binary karstic system according to the flood events characteristics (initial conditions, volume, spatial distribution of the rainfall, etc.). The transfer operator which transforms the upstream discharge signal (G_1) into the downstream discharge signal (G_2) is expressed as a convolution filter by the following convolution model (Eq. 3). It is assumed that the impulse response of

the system S is the kernel function of the convolution integral.

$$G_2(t) = \int_{\tau=0}^t h(t - \tau) \cdot G_1(\tau) d\tau \quad (3)$$

with h the kernel function, G_1 and G_2 the upstream and downstream discharge time series.

A method based on a convolution model needs to define a system which at least verifies the two following assumptions: the linearity and the time-invariant assumptions. The linearity assumption requires that a unique kernel function is able to describe the whole response of the system, whatever the amplitude of the input. The time-invariant assumption requires that this kernel function does not change with time and is the same all along the hydrological cycle. As a result, seasonal effects are not considered. However, the behaviour of karstic systems is partly related to infiltration processes through the soil and the vadose zone (seasonal effect responsible for time variant processes) and to threshold mechanisms according to the activation of upper preferential pathways. These lead sometimes to overflow discharges, non-linear responses according to the intensity of the event. The previous assumptions are not verified along the hydrological cycle. When a convolution model is applied to a karstic system as a simulation model, several kernel functions have to be proposed according to the intensity of the event. The non-linear processes are replaced by a succession of linear processes, but time variant processes like the infiltration and the transit of water in the vadose zone are not taken into account. However, the objective of this study is to describe the dynamics of the hydrosystem in case of intense flash-floods. Kernel functions are estimated at the time scale of one flood event. For each event, according to hydrogeological conditions, one convolution model with one kernel function is proposed. The method consists in the calculation and the comparison of different kernel functions according to the season, the intensity of the flood event, the spatial distribution of the rainfall, etc. The differences between these functions highlight the differences in the system behaviour according to system input and seasons (time response, losses within the hydrosystem, gain

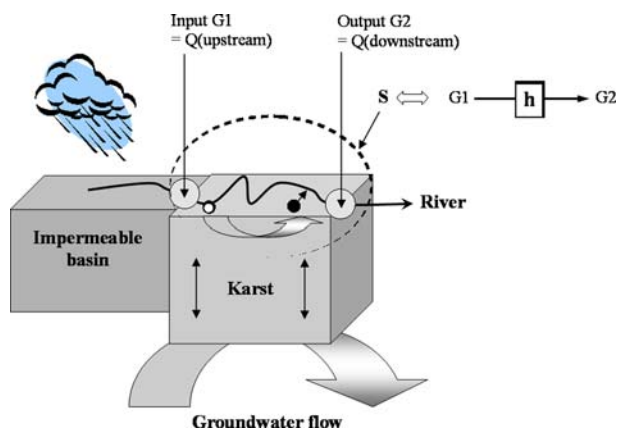


Fig. 1 Definition of the hydrosystem S

by release, etc.). Finally, a convolution model can only be used at this time scale if the initial base-flow before the flood is negligible. If not, a hydrographic separation between the initial base-flows and the quick runoff has to be previously realized. This step is useless in case of flash-floods in an ephemeral river.

From a mathematical point of view, the selected pairs of hydrographs (G1, G2) are used to compute the system kernel functions by the deconvolution method using Fourier transform. It is obvious that the discharge in G2 does not explain the discharge in G1. The system S is a causal system and its kernel function is non-anticipative: $h(t) = 0$ for $t < 0$. In the frequencies domain, the temporal convolution corresponds to a simple multiplication for each frequency. Let $F_{G1(f)}$ and $F_{G2(f)}$ the discrete Fourier transforms of G1(t) and G2(t). The frequency response $H(f)$ is thus determined by the ratio $F_{G2(f)}/F_{G1(f)}$. Finally, the inverse discrete Fourier transform of $H(f)$ gives the kernel function $h(t)$. A kernel function is computed for each selected flash-flood event.

Case study

Monitoring network

Near Montpellier, Southern France the Coulazou River goes through the Aumelas Causse karstic system. Two stations gauge the discharge upstream (G1) and downstream (G2) of the karstic aquifer (Fig. 2). Unfortunately the position of the G1 station, which has to be representative of the system entrance, is not ideal. This station does not consider the significant runoffs occurring in a thalweg on the right side of the Coulazou River, a few meters downstream of the station. Runoff volume at the entrance of the hydrosystem is underestimated. However, the shape of the hydrograph in G1 is assumed to be representative of the system entrance.

The spatial distribution of the rainfall is provided by four rain gauges distributed over the catchment area of the Coulazou River. To describe precisely the relationships between the river and the karstic aquifer, a 5 min time step for all records has been chosen. For the two gauging stations and for such water levels, the confidence interval of the two stage-discharge relationships is about 30%.

Climatic, geological and hydrological settings

The upstream Oligocene watershed and the downstream Jurassic karstic watershed of the river were separately studied (Fig. 2).

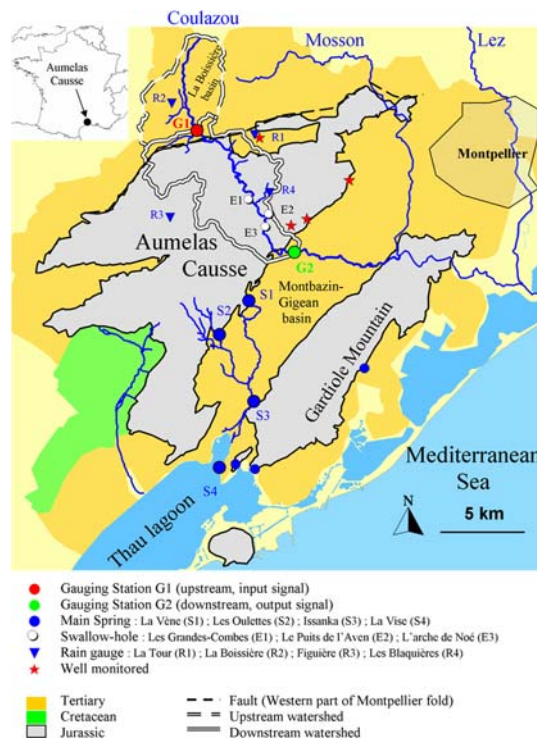


Fig. 2 The study area

- The upstream watershed is a synclinal mainly constituted of marly limestones covered by detritics terrains, with limestone pebbles embedded in a clayey matrix. Its surface is about 20 km². The G1 gauging station is the outlet of this watershed.
- The downstream watershed corresponds to the catchment area on the karstic Jurassic plateau of the Aumelas Causse crossed by the Coulazou River. The surface of this downstream watershed is about 40 km². The G2 gauging station is the outlet of the two continuous watersheds, i.e., the outlet of the hydrosystem S as defined in Fig. 1.

This karstic aquifer plunges to the southwest under the Montbazin-Gigean Miocene basin. Its north boundary corresponds to a major fault where the limestones are in contact with the upstream watershed. The confluence of different small tributaries which start in the upstream watershed gives rise to the Coulazou River. On this impervious upstream watershed, intense Mediterranean rainfalls generate flash-floods. Cumulated rainfall values in 1 day can reach more than 200 mm, as in September 2005. These high rainfall processes are due to powerful convective cells over a limited area. At the hydrosystem outlet (Fig. 1, G2) extreme peak discharges can reach 100 m³/s.

Over 15 main karstic features acting as estavelles have been described along the 10 km long stream bed which crosses the karstic aquifer. These openings realize a direct

and fast stream-aquifer interaction (Bourier 2001). During low flow conditions, the karstic aquifer is drained by the S3 spring used for water supply and by the S4 submarine spring (Bonnet and Paloc 1969). During high flow conditions, two overflow springs (S1 and S2) may have significant discharge. Tracer tests have shown a direct connection with the stream bed of the river.

System identification

This study focuses on the structure of the discharge time series at the system entrance (G1) and the exit (G2) of the karstic system. The two watersheds (Fig. 2) are analysed in accordance with the definition of the hydrosystem S (Fig. 1). The upstream watershed corresponds to the impermeable basin, while the downstream watershed corresponds to the karstic watershed (Fig. 1).

The hydrosystem S is equivalent to the upper part of the karstic aquifer directly connected to the stream bed. A few meters below the surface a more permeable infiltration zone with preferential pathways is assumed to transmit water as a single phase during rapid and intense recharge events (Mangin 1975; Bourier 2001). In this case it is possible to define a dynamic hydrosystem within the karstic aquifer (S, Fig. 1). However, this hydrosystem is only isolated if no other inputs intervene between G1 and G2. General water-level rising or runoffs due to rainfall on the downstream watershed are not taken into account. The hydrosystem S is thus totally defined in terms of space (stream bed geometry and karstic drainage network between G1 and G2), in terms of time scale (the length of the event with a 5 min time interval) and in terms of event intensity (flash flood).

Results

Hydrograph description

Since April 2004, two types of floods have been recorded. A first group corresponds to flood events generated by low to moderate rainfalls. A significant runoff can be observed in the upstream watershed. All the surface waters are captured as the river reaches the karstic terrain. The discharge data recorded in G2 corresponds to the surrounding surface and subsurface runoff processes in the nearest thalwegs. The flow is thus not continuous in the stream bed and a cause-and-effect relationship like the correlation analysis between G1 and G2 does not make sense. The presented method cannot be applied with these events. A second group of floods is related to extreme rain events. As long as the runoff is greater than the infiltration rate, the flood wave spreads itself and reaches the G2 station. In that case the study of a cause-and-effect relationship between G1 and G2 is relevant to understand the stream-karstic drainage network relationships. Generally, the water-level in the estavelles is insufficient to observe a discharge. The general water-table of the karstic aquifer rises and overflows in S1 and S2. But during an extreme flood event, as in December 2002, some estavelles in the stream bed may discharge water with a flow rate greater than several tens m³/s (Fig. 1, E2).

Fifteen floods have been recorded, but three only belong to the second group. Characteristics of these events are presented in Table 1. Numerous methods have been used for base-flow separation of runoff and subsurface flows, but a straight-line method seems to be the easiest and probably no more arbitrary than other methods (Dreiss 1983). The

Table 1 Results of the hydrographs study. All data have a 5 min time step

Date (TU)	Flood 1	Flood 2	Flood 3
Beginning	29 april 2004 12h25	6 oct. 2004 23h35	6 sept. 2005 06h40
End	5 may 2004 15h25	8 oct.2004 08h00	10 sept.2005 17h35
Rainfall on the upstream watershed (R2)	85, 20 mm	140 mm	230 and 85 mm
Rainfall on the downstream watershed (mean of R1, R3 and R4)	60 and 20 mm	30 mm	120 and 90 mm
Input G1			
Quick runoff duration	12h40	04h30	07h00 and 07h45
Total volume (Vtot ₁)	322,000 m ³	150,000 m ³	411,000 m ³
Recession coefficient (α)	1 day ⁻¹	4 day ⁻¹	3 and 1.5 day ⁻¹
Peak discharge (Qmax ₁)	5.2 m ³ /s	12.4 m ³ /s	17.2 and 6.6 m ³ /s
Output G2			
Quick runoff duration	14h00	02h45	03h40 and 12h25
Total volume (Vtot ₂)	1,670,000 m ³	176,000 m ³	1,940,000 m ³
Recession coefficient (α)	0.7 day ⁻¹	10 day ⁻¹	10 and 1 day ⁻¹
Peak discharge (Qmax ₂)	29.0 m ³ /s	19.0 m ³ /s	110.0 and 38.0 m ³ /s

recession period is delimited and estimated by a linear fit in a semi-logarithmic plot. Figure 3 shows the hydrographs separation method used to estimate the recession coefficient. Figure 4a, b, c present the selected pairs of hydrographs (G1, G2).

These floods are very different in term of generated rainfalls, runoff duration, recession coefficient etc., but they all characterize a flash flood. After the surface runoff peak has passed, the hydrograph follows a groundwater based depletion curve. Following a flash-flood event, percolation to groundwater induces base flow characterized by the recession coefficient (Fig. 3, Table 1). This coefficient is indicative of water release in the stream bed.

Correlations analyses

Considering the fast response time and the very low inertia of the hydrosystem, a 24 h (288 time lags) or 12 h (144 time lags) observation window with a 5 min time step is well adapted to study the time structure of these flash-floods. Figure 5a, b, c present the resulted auto- and crosscorrelation function computed with the three pairs of hydrographs.

Interpretation

For the first flood, a periodic structure is remarkable in G1 (Fig. 4a, G1). It corresponds to the peak at the time lag 56 (4h40) in Fig. 5a. For a time lag between 72 and 144 (6 and 12 h, respectively), the shape of the autocorrelation function describes the transition between the quick flows and the base flow. After the time lag 144 (12 h) the autocorrelation function does not change anymore; the flood energy is totally dissipated. This stable part is related to the recession period where the discharge is no longer influenced by quick flows. The end of the quick-flows and the beginning of the recession period in G1 is estimated at 12h40 (Table 1). Downstream the periodic structure is less obvious because of a change of amplitude (Fig. 4a, G2). A

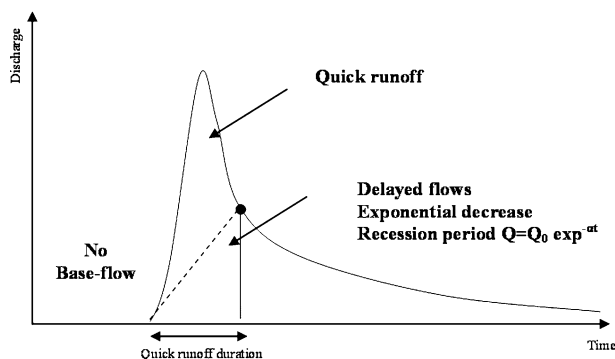


Fig. 3 Hydrograph separation

damping on the autocorrelation function appears for a time lag about 56 (Fig. 5a, G2). The two peaks of discharge are thus routed without phase lags. This observation is in accordance with the linearity assumption. For higher time lags, the same conclusion about the transition between the quick flows and the base flow can be given. The change of amplitude (Fig. 3a, G2) is partly due to the spatial distribution of rainfall. Runoff in thalwegs within the Aumelas Causse was significant and caused a higher memory effect, since the autocorrelation function is greater in G2 than in G1 (Fig. 5a). Due to this spatial distribution of rainfall, the hydrosystem S is not isolated. The low value of the recession coefficient (Table 1, $\alpha = 1 \text{ day}^{-1}$ in G1, $\alpha = 0.7 \text{ day}^{-1}$ in G1) is indicative of a significant contribution to surface flows. For the flood 1, the relationships between the river and the aquifer are characterized by a general water-table rising in the whole aquifer, which leads to an increase of flood inertia within the hydrosystem. For this event, Jourde et al. (2007) have shown by modelling

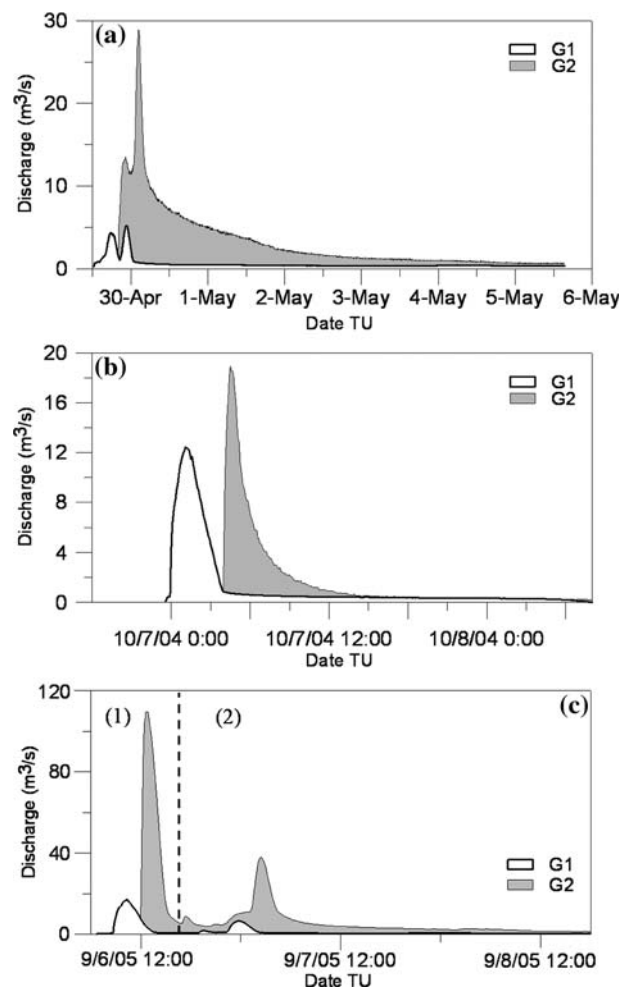


Fig. 4 a Flash-flood event 1. b Flash-flood event 2. c Flash-flood event 3

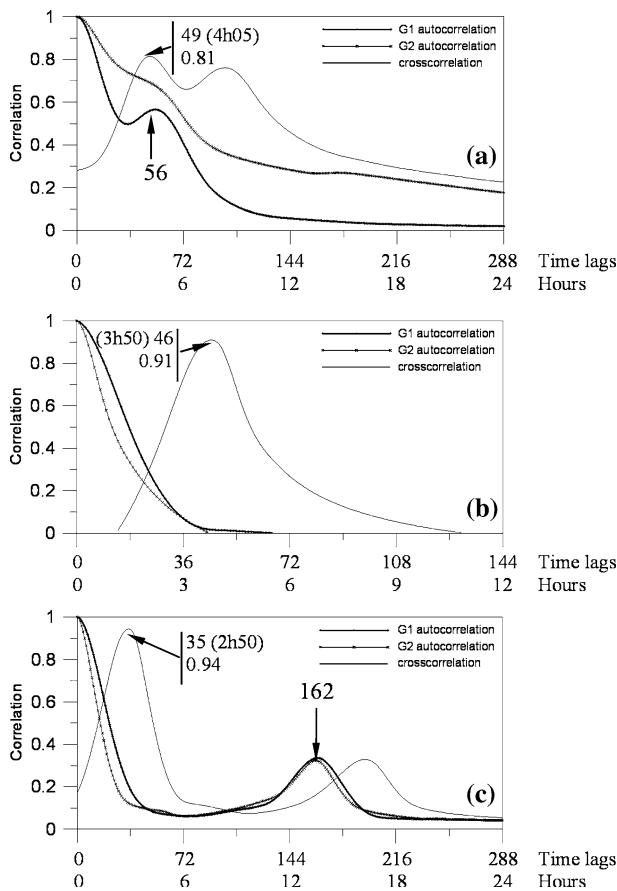


Fig. 5 **a** Autocorrelation functions and crosscorrelation function computed with the flood 1. **b** Autocorrelation functions and crosscorrelation function computed with the flood 2. **c** Autocorrelation functions and crosscorrelation function computed with the flood 3

that the contribution to surface waters reaches 30% of the total volume recorded in G2. This contribution induces a greater base-flow component in G2.

For the second flood event (Fig. 5b) the two autocorrelation functions are almost identical. The temporal structure of the flood wave is conserved. The fast decrease of these correlograms indicates a very low inertia behaviour in accordance with the high values of the estimated recession coefficient (Table 1, $\alpha = 4 \text{ day}^{-1}$ in G1, $\alpha = 10 \text{ day}^{-1}$ in G2). This inertia is lower in G2 than in G1. The shape of the autocorrelation function in G2 shows a faster decrease of the flood energy than in G1. The hydrosystem modifies the flood wave by decreasing its inertia. The peak flow in G2 is sharper and the hydrosystem has partly stored the surface waters and has modified the shape of the flash-flood just after the peak discharge. In Fig. 5b and in Table 1, the volume and the peak discharge are slightly greater in G2 than in G1. Considering the inaccuracy of the stage-discharge relationships and the underestimation of the input of the hydrosystem, storage within the hydrosystem may occur even if the volume in G2 is higher than

the volume in G1 (Table 1). Discharge in G2 is increased by the rainfall (30 mm in Table 1), which has induced some runoffs in small thalwegs.

The autocorrelations functions of the third flood event present two main peaks (Fig. 5c). They are related to a flood event which can be split into two parts (Fig. 3c). About 13h30 separates the two maxima. The first one is due to an upstream located rainfall, while the second one is due to a more homogeneous rainfall (Table 1). The autocorrelation function is sensitive to such periodical processes. For this reason a second maximum of autocorrelation is remarkable at the time lag 162 (13h30) in Fig. 3c. This periodic structure is clearly visible and identical in G1 and in G2. The temporal structure of the flood wave is well conserved without phase lags. This is once more in accordance with the linearity assumption. The first parts of the two autocorrelation functions (for time lag less than 72) are fairly equivalent to the autocorrelation functions obtained with the flood event 2. The same conclusion can be given: the stronger decrease of the autocorrelation function in G2 than in G1 is again related to the storage of the surface waters.

The analysis of the autocorrelation functions and of the spatial rainfall distribution leads to several conclusions. For flood 1, the runoff is partly controlled by the whole aquifer. The contribution of the saturated zone of the aquifer is effective. For the flood 1 and the second part of the flood 3, the rainfall on the karstic watershed has to be taken into account. For the flood 2, the hydrosystem S can be considered as a single-input/single-output system (SISO system) only controlled by the input in G1 and the output in G2.

The crosscorrelation analysis shows that the transit time of the hydrosystem varies between 2h50 and 4h05 (Fig. 5a, b, c). The maximum of the crosscorrelation function is noticeably lower for flood 1 (0.81 vs. 0.91 and 0.95 for flood 1, 2 and 3, respectively). The downstream discharge recorded during the flood 1 cannot be explained only by the upstream discharge. Groundwater contribution is significant. This process is longer than a simple runoff process and may elongate the transit time.

The negative parts of the crosscorrelation function are not represented in Fig. 5. Nevertheless, for floods 1 and 3, this negative part presents non-zero values which are indicative of periodical inputs. This is the reason why the two corresponding simple correlograms present two maxima in Fig. 5a, c. For flood 2, the negative part can be neglected. The crosscorrelogram in Fig. 5b gives a good representation of the exchange of energy between the entrance and the exit of the hydrosystem, and shows how the hydrosystem S store and release the energy of the flood wave. The observation window is well chosen and all the information contained in the time series (discharge evolution) is transferred through

the hydrosystem *S* in less than 12 h. A 12-h observation window is sufficient to estimate the three corresponding kernels functions of the hydrosystem *S*.

Convolution model and kernel function estimation

The flood event 1 and the second peak of the flood event 3 may not be ideal to study the hydrosystem *S* because of significant rainfall on the karstic watershed (Table 1). Therefore, only the first part of the flood 3 has been used to compute the kernel function (part 1, Fig. 3c). Flood 1 is also used to analyze the method sensitivity. The results are plotted on Fig. 6a, b, c.

For the second flood event (Fig. 6b), two characteristic times can be given. The transit time corresponds to the time lag of the first non-zero value. It is estimated at 45 time steps (3h45). This result is in accordance with the analyses of the crosscorrelation functions. The response time is the time lag which corresponds to the maximum of the kernel function. This is estimated to 50 time steps (4h10). A sharp peak is remarkable on the graph. This peak is followed by a fast decrease with negative values between the time lags 54

and 63 (4h30 and 5h15, respectively). This change of positives values into negatives values is indicative of the flood energy storage, i.e., the storage of a volume of surface waters in the karstic drainage network. A low positive response is related to the delayed flows. The high frequencies of oscillations can be due to a slight failure to respect the time-invariant assumption which is not completely verified during the 12 h, as well as some noise in the times series.

For the third flood, only the first part of the event has been used (Fig. 3c). A transit time of about 3h10 and a response time of 3h20 are obtained. This transit time is higher than that estimated by the crosscorrelation function using the whole event. In the second part of this event, the rainfall on the downstream watershed is responsible for an underestimated transit time by the crosscorrelation analysis. The period corresponding to a storage process in flood 1 is less important. A significant peak can be observed between time lags 45 and 54 (3h45 and 4h30, respectively). This peak is attributed to the release of water from the karstic drainage network to the surface waters.

For the first flood event, the method is maladapted and oscillations are stronger than the response of the hydro-system. Previous studies dealing with the deconvolution have considered these strong oscillations were due to a method extremely sensitive to minor errors in the input-output data (Long and Derickson 1999). In this study, these oscillations seem to be caused by the system. If the system is not isolated, the convolution does not make sense. The error comes from the method which does not consider the rainfall over the downstream watershed and the general rise of the water level. As a result, downstream discharge variations are not linearly dependent on the upstream discharge variations, and an isolated system as described in Fig. 1 is inappropriate.

Discussion

The correlation analyses at the time scale of a flood event allows expressing the correlation function as the energy contained in the time series (autocorrelation) or exchanged through the hydrosystem (crosscorrelation). These analyses give information about the modification of the flood wave within the hydrosystem. As these functions are normalized, only the shape of the hydrograph is analyzed and the change in amplitude is not considered. Contrary to a comparison of the total of the runoff volume upstream and downstream of the karstic watershed, the correlation analyses are less influenced by an under- or overestimation of the discharge time series.

Concerning the kernel function estimation and the convolution model, this study shows that linear system

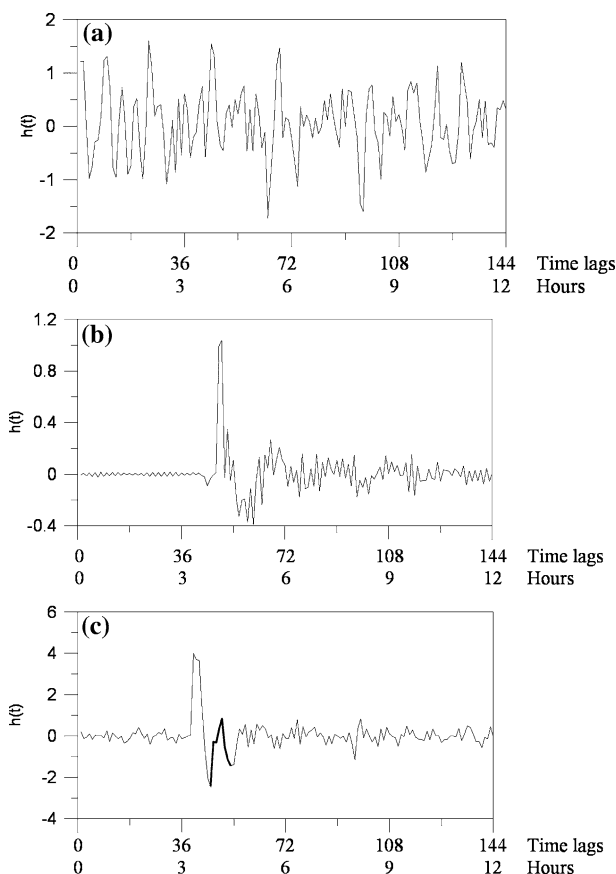


Fig. 6 **a** Kernel function computed with the flood 1. **b** Kernel function computed with the flood 2. **c** Kernel function computed with the flood 3

methods can be used to characterize a binary karstic system. The shape and the order of magnitude of these kernel functions are different, however. This indicates that the hydrosystem S is time-variant at a higher time scale. The deconvolution method cannot be used at a larger time scale. The kernel function estimation is very sensitive to the boundary conditions of the hydrosystem S. In particular, the influence of additional input plays a prominent part on the efficiency of these estimations. A precise descriptive approach has to precede the application of the deconvolution method. Thanks to the rainfall monitoring, it can be assumed for flood 3 that the second peak of the kernel function corresponds to the contribution of the karstic drainage network to the surface waters (Fig. 6c). Without a good knowledge of the spatial rainfall distribution it is not possible to distinguish a karstic contribution from another time shift runoff in other thalwegs. The hydrosystem S acted as a loss for flood 2.

The kernel functions allow these three different hydrodynamic behaviours to be described. Differences do not clearly appear by the correlation analysis. The crosscorrelation functions are often used to describe the transfer operator of a black-box system which transforms a rain signal into a discharge signal. For a transformation of a discharge signal into another discharge signal, crosscorrelation analysis may lead to mistaken conclusions. Errors come from the use of a discharge time series as input of the system: contrary to a rainfall time series, a discharge time series can not be used as a random signal at the time scale of a flood event. The trend in a discharge series could have been removed using a differential filter, but the results would have been too much sensitive to low variations and to the noise in the time series. However, the transit time estimated by the crosscorrelation function or by the kernel function are of the same order of magnitude.

Conclusion

For each flash flood event, the relationships between the river and the karstic drainage network has been described by different approaches. The correlations analyses have shown the dynamics of the storage in the karstic drainage network. The kernel function estimation shows that significant contribution to surface waters can be attributed to the passage of waters through the karstic drainage network and their discharge through estavelles. For the flood 3, the modification of the flash-flood wave is directly related to the previous captured waters in the stream bed. This is a storage/release process. For the flood 2, the kernel function highlights the storage capacity of the karstic drainage network. Finally, for the flood 1 the general rise of the water level in the whole karstic aquifer

is responsible for a significant contribution which cannot be determined by the analysis of the kernel function. For this event, the autocorrelation functions show how the energy of the flood increases thanks to the karstic aquifer contribution to surface flows. These three flash-flood events characterize three different behaviours of the hydrosystem and the presented method shows how the hydrosystem reacts to the different inputs. Although, the case study of the Coulazou River leads to select only intense flood events (flash-flood), the study method is useful for other systems. This study can more generally be applied to all binary karstic systems for different intensity of floods and for different spatial scale, but the time scale of the flood event is required.

Acknowledgments The authors acknowledge M. Grevellec and M. Ruas from the “Conseil Général de l’Hérault”, M. Debaille and M. Coustol from the “Syndicat intercommunal d’adduction d’eau du Bas Languedoc”, M. Hernandez from the HydroSciences Laboratory and the helpful comments provided by R. Bourier of the SpeleoClub of Cournonterral.

References

- Barlow PM, DeSimone LA, Moench AF (2000) Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolution method and applications. *J Hydrol* 230(3–4):211–229
- Bonnet A, Paloc H (1969) Les eaux des calcaires jurassiques du bassin de Montbazin-Gigean et de ses bordures (Pli de Montpellier et massif de la Gardiole, Hérault). *BRGM* 2(3):1–12
- Bourier R (2001) Observations du fonctionnement du Coulazou aussi bien en surface que sous terre. *Speleoclub of Cournonterral, SCC—34660 Cournonterral, France*
- Camarasa Belmonte AM, Segura Beltrán F (2001) Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *Catena* 45(3):229–249
- Clauzon G (1982) Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du “dessicated-deep model” (Hsü, Cita et Ryan, 1973). (The Rhone river Messinian canyon: a definite demonstration of the “dessicated-deep model”). *Bull Soc Géol Fr* 24(7):597–610
- Cooper HH, Rorabaugh MI (1963) Ground-water movements and bank storage due to flood stages in surface streams. *Geological survey water-supply paper 1536-J*. United States government printing office, Washington
- Dreiss SJ (1983) Linear unit-response functions as indicators of recharge areas for large karst springs. *J Hydrol* 61(1–3):34–44
- Hantush MM (2005) Modeling stream-aquifer interactions with linear response functions. *J Hydrol* 311(1–4):59–79
- Hunt B (1990) An approximation for the bank storage effect. *Water Resour Res* 26(11):2769–2775
- Jenkins GM, Watts DG (1968) *Spectral analyses and its applications*. Holden-Day, San Francisco, 525 p
- Jourde H, Roesch A, Guinot V, Bailly-Comte V (2007) Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. *Environ Geol* 51:725–730
- Larocque M, Mangin A, Razack M, Banton O (1998) Contribution of correlation and spectral analyses to regional study of a large karst aquifer (Charentes, France). *J Hydrol* 205(3–4):217–231
- Long AJ, Derickson RG (1999) Linear systems analyses in a karst aquifer. *J Hydrol* 219(3–4):206–217

- Mangin A (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université de Dijon, 124 p
- Mangin A (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J Hydrol* 67(1–4):25–43
- Moench AF, Barlow PM (2000) Aquifer response to stream-stage and recharge variations. I Analytical step-response functions. *J Hydrol* 230(3–4):192–210
- Pinder GF, Sauer SP (1971) Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. *Water Resour Res* 7(1):63–70
- Whiting PJ, Pomeranets M (1997) A numerical study of bank storage and its contribution to stream flow. *J Hydrol* 202(1–4):121–136

Annexe 8: Times series analyses for Karst/River interactions assessment

available at www.sciencedirect.comjournal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France)

V. Bailly-Comte *, H. Jourde, A. Roesch, S. Pistre, C. Batiot-Guilhe

HydroSciences Montpellier, UMR 5569, University of Montpellier 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Received 23 April 2007; received in revised form 15 October 2007; accepted 23 October 2007

KEYWORDS

Ephemeral river;
Flood;
Karst;
Time series analyses;
Karst/River interactions

Summary In many karst systems throughout the world, numerous karst features facilitate the exchange of water between the surface, the vadose zone and the saturated zone of the aquifer. These interactions play actually a prominent role in the ground and surface waters circulation. This study aims at assessing Karst/River interactions by the way of flood hydrograph analysis and new tools for time series analysis in this field of research.

As in many others binary karst system the captured waters of the *Coulazou* river travel through conduits and preferential flow paths in the vadose zone, and join the saturated zone of the aquifer. This river is an ephemeral river in a Mediterranean context where rapid and intense floods occur each year. This hydrologic behaviour is appropriate to study the transfer of a flood through a karst area.

The water level in caves, the rainfall all over the karst aquifer catchment area, the piezometric level within the karst aquifer and the discharge in the river upstream and downstream of the karst aquifer are measured in order to understand the Karst/River exchanges. During a flood the modification of the surface flows in the river is treated as a Linear Time-Invariant system (LTI system). Correlation and spectral analyses are used to understand how the LTI system dissipates or enhances the flood wave energy. For several floods, the frequency response function estimations are interpreted in term of flood wave modification through the karst area. In this way, according to the initial state of the Karst/River system, the autogenic and/or allogenic recharge of the aquifer may induce surge flows and a significant karst contribution to surface flows.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author. Tel.: +33 4 67 14 90 44.
E-mail address: bailly@msem.univ-montp2.fr (V. Bailly-Comte).

Introduction

The aquifer/river interactions are an important field of research in hydrological studies. Since the 60's a lot of works have been achieved for the so-called bank storage process (Cooper and Rorabaugh, 1963; Pinder and Sauer, 1971; Hunt, 1990; Perkins and Koussis, 1996; Moench and Barlow, 2000; Chen et al., 2006). In particular, some authors have proposed solutions expressed in terms of convolutions of linear response functions (Barlow et al., 2000; Hantush, 2005). Only porous aquifers are considered in these studies; there have been no studies for fractured heterogeneous and/or karst aquifers. Thus, no analytical solutions are available, although flood wave modification related to Karst/River interactions may be significant (Bonacci et al., 2006; Jourde et al., 2007). For such aquifers, the very strong spatial heterogeneity with preferential flow paths does not allow expressing the aquifer/river interactions analytically. As a consequence the present work aims at determining, in an empirical way, the Karst/River interactions during a flood.

When the karst aquifer is of binary (or allogenic) type, i.e. recharge occurs both by precipitation and by river infiltration coming from a non-karst watershed, upstream run-offs are captured partly or entirely in the riverbed. These captured waters travel through conduits in the aquifer and eventually discharge downstream through caves in the riverbed. As a result, groundwater and surface water constitute a single hydrodynamic system (Katz, 2002). The cases of binary karst systems are quite widespread in the Mediterranean basin; within these systems, the groundwater resources are sensitive to superficial pollution and contribute to surface flooding during high water conditions. For these reasons, the interactions between the river and the karst aquifer during floods need to be well known. In order to understand the Karst/River exchanges, the water level in caves, the rainfall all over the aquifer catchment area, the piezometric level in the karst aquifer, and the discharge in the river upstream and downstream of the karst aquifer are measured for several flood events.

Methods

A first part is devoted to a classical hydrodynamic analysis of the karst aquifer during floods in the river. The hydrograph modification is interpreted according to the water-level in caves and wells within the karst aquifer. Then a method based on Time Series Analyses (TSA) is applied. The latter is now explained in detail since it constitutes a new approach for characterizing the Karst/River interactions.

System definition

The hydrodynamic system is studied as a black-box system which modifies the surface flows in the riverbed. As a result only three variables can be used to define the system (Fig. 1):

- The main input, the hydrograph $Q_{in}(t)$ recorded in the river, upstream from the karst aquifer at the G1 gauging station.

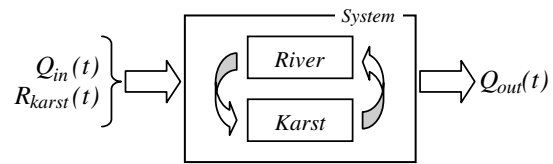


Figure 1 Definition of the hydrodynamic system.

- The secondary input, the rainfall on the whole catchment area of the karst aquifer $R_{karst}(t)$.
- The main output, the downstream hydrograph $Q_{out}(t)$ recorded at the G2 gauging station located at the exit of the karst aquifer.

This system is divided into two subsystems (Fig. 1), (i) the *River* subsystem which corresponds to the channel geometry of the river branch crossing the karst aquifer and (ii) the *Karst* subsystem. Surface flows coming from the upstream watershed, direct runoff on the karst watershed and eventually groundwater flows (Jourde et al., 2007) feed the *River* subsystem. The *Karst* subsystem corresponds to the whole connected voids of the vadose and epikarstic zones that can store or release water to the river. Surface flows (river allogenic recharge) or autogenic infiltration feed the *Karst* subsystem. Within the system, the non-stationary processes are mainly linked to the time-evolution of the initial soil moisture and the initial water content in the vadose zone especially in case of successive floods. The error on the time invariant assumption is thus lower at the time scale of a flood event. Moreover, most real systems and particularly karst systems have non-linear input/output characteristics (Mangin, 1975; Labat et al., 2000). The high non-linear processes which govern the hydrogeological functioning of a karst aquifer are mainly due to two different modes of transfer for quick flows and slow flows. Composite transfer functions may be used to take this phenomenon into account (Denić-Jukić and Jukić, 2003; Long and Putnam, 2004). Hydrograph analyses and field observations show that in case of floods in an ephemeral Mediterranean river, the major part of the water volume is routed in a few hours (Camarasa Belmonte and Segura Beltrán, 2001; Bailly-Comte et al., 2007; Jourde et al., 2007). Thus the study of the surface flow transfer in an ephemeral river mainly deals with the quick flow transfer. This simplification allows considering the system as a short-time linear time invariant system (LTI).

Energy balance of the system

The three variables (Fig. 1) control the hydrodynamic state of the Karst/River system at any given time. Since the system is divided into two subsystems, the energy of the system is also divided into the energy of the *Karst* subsystem and the energy of the *River* subsystem. Initially the energy of the *Karst* subsystem corresponds to the water level in the aquifer, while the energy of the *River* subsystem is null (the river has no flow between floods). Thus, assuming that the floods occur when the system is stable (no significant delayed infiltration and runoff due to the previous flood),

the water-level in the karst aquifer is used to characterize the initial state of the system. In the following the water level in the aquifer will be referred to as $W(t)$. On the other hand, the *Karst* subsystem is considered as a sink of energy since karst groundwater continuously leaves the system and feeds outlets of others hydrologic watersheds. As a consequence this karst subsystem dissipates the energy of the Karst/River system between two flood events according to the water-table recession.

During a flood event, the two subsystems instantaneously react and interact. The energetic difference between the two subsystems governs the water exchange direction; in the extreme, the energy of the *Karst* subsystem may be such that a karst contribution to surface flows occurs (Jourde et al., 2007).

As a result the times series $Q_{in}(t)$, $R_{karst}(t)$ and $Q_{out}(t)$ control what amount of energy the global system gains or loses during a flood (Fig. 1). Moreover, within the system, the piezometric time series $W(t)$ and the discharge time series $Q_{out}(t)$ show how the *Karst* subsystem interacts with the *River* subsystem. An important particular case is obtained when the rainfall $R_{karst}(t)$ is negligible with respect to the main input $Q_{in}(t)$. In this case, the system becomes a single input/single output system (SISO), which considerably simplifies the use of signal processing method. In the following, a SISO relationship is firstly assumed, so that the couple of discharge time series $\{Q_{in}(t), Q_{out}(t)\}$ totally describes the behaviour of the system for each flood.

Link between energy, average power and time series

In the systemic approach (Fig. 1), the discharge time series $Q_{in}(t)$ and $Q_{out}(t)$ are considered as two infinite duration signals which account for the infinite succession of floods in the river. The average power provided by the signal Q_{in} to the system is classically defined by Eq. (1) (de Coulon, 1984), where \bar{Q} and T represent respectively, the average discharge and the length of the signal Q_{in} ;

$$P_{in} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \times \int_0^{\infty} |Q_{in}(t) - \bar{Q}_{in}|^2 \cdot dt \quad (1)$$

and Eq. (2) defines the average power lost by the system, related to the signal Q_{out} .

$$P_{out} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \times \int_0^{\infty} |Q_{out}(t) - \bar{Q}_{out}|^2 \cdot dt \quad (2)$$

These two average powers (Eqs. (1) and (2)) can be considered as average energies per time unit. Since Eqs. (1) and (2) represent the variance of the two discharge time series recorded in $G1$ and $G2$, the variance of the recorded time series is used to characterize the energy exchanges within the system. The same calculations are done for increasing time lag τ in order to analyse the dissipation of this energy according to time: The resulting auto-covariance functions are given by:

$$\left. \begin{aligned} Cov_{in}(\tau) &= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \times \int_0^{\infty} |Q_{in}(t) - \bar{Q}_{in}| \cdot |Q_{in}(t - \tau) - \bar{Q}_{in}| \cdot dt \\ Cov_{out}(\tau) &= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \times \int_0^{\infty} |Q_{out}(t) - \bar{Q}_{out}| \cdot |Q_{out}(t - \tau) - \bar{Q}_{out}| \cdot dt \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Finally, the cross-covariance function (Eq. (4)) characterizes the transfer of energy through the system:

$$Cov_{in/out}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \times \int_0^{+\infty} |Q_{in}(t + \tau) - \bar{Q}_{in}| \cdot |Q_{out}(t) - \bar{Q}_{out}| \cdot dt \quad (4)$$

This study focuses on floods. Eqs. (1)–(4) are theoretical and represent continuous infinitely long signals; for empirical discrete signals it is assumed that $Q(t) = 0$ for $t > n$, where n is a finite value equal to the length of the discharge time series. As a result the infinite times series must be truncated to a finite length in order to represent the system characteristics during the flood period. It is assumed that the system is a LTI system at this time scale (cf. Section 'System definition'), and that the statistical means of the times series are equal to their time averages (ergodic assumption).

In order to compare the system characteristics for different floods, the covariance functions of the time series are normalized by the variance of the time series so that the auto- and cross-covariance functions are equivalent to the auto- and cross-correlation functions. Discrete estimates of auto- and cross-correlation functions are computed using the Jenkins and Watts (1968) methodology. The auto-correlation functions of $Q_{in}(t)$ and $Q_{out}(t)$ are respectively, called $r_{in}(k)$ and $r_{out}(k)$, and the cross-correlation function between $Q_{in}(t)$ and $Q_{out}(t)$ is called $r_{in/out}(k)$, where k represents the computational time step of the correlation coefficients. These coefficients are computed for $-m < k < m$, where m is the truncation point (positive integer) of the correlation function estimate, i.e. $2m + 1$ coefficients are computed to estimate the correlation function. As a result, for time series of a given length the discrete values $\{k, m\}$ define the observation window of the correlation analysis. The truncation point m typically is taken to be lower than $n/3$, where n is the length of the time series (Jenkins and Watts, 1968; Mangin, 1984); however, the correlation function takes into account the n values of the times series at each computation step.

Within the system, $r_{W/out}(k)$ refers to the cross-correlation function between $W(t)$ and $Q_{out}(t)$; $r_{W/out}(k)$ represents the exchange of energy between the *Karst* and the *River* subsystem.

Time domain versus frequency domain analyses

The energy exchanges between the input and the output of the system (Q_{in} recorded in $G1$ and Q_{out} recorded in $G2$) are analysed in the time domain by the auto- and cross-correlation functions, and in the frequency domain by the power spectral density (PSD) and the cross-spectral density (CSD). Actually the Fourier transform of the auto- and cross-correlation functions give respectively, the PSD and the CSD. Since the Parseval's theorem guaranties the conservation of energy principle between the time and frequency domains, the area under the PSD curve represents the average power of the signal, i.e. the variance of the time series. In this study, the average power of each signal is equal to 1 (Eq. (5)) since the correlation function is used instead of the covariance function

$$\left. \begin{aligned} \text{PSD}_{\text{in}}(f) &= \int_{-\infty}^{+\infty} r_{\text{in}}(\tau) \cdot e^{-i2\pi f\tau} d\tau \\ \text{PSD}_{\text{out}}(f) &= \int_{-\infty}^{+\infty} r_{\text{out}}(\tau) \cdot e^{-i2\pi f\tau} d\tau \\ \int_{-1/2}^{1/2} \text{PSD}(f) \cdot df &= 1 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

In the same way, the Fourier transform of the cross-correlation function expressed in the frequency domain represents the exchange of energy between the input and the output of the system (CSD). The magnitude of this spectral density is called the cross-amplitude function (CAF in Eq. (6)).

$$\left. \begin{aligned} \text{CSD}_{\text{in/out}}(f) &= \int_{-\infty}^{+\infty} r_{\text{in/out}}(\tau) \cdot e^{-i2\pi f\tau} d\tau \\ \text{CAF}_{\text{in/out}}(f) &= |\text{CSD}_{\text{in/out}}(f)| \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Since the system is considered as a filter which continuously transforms an input signal (Q_{in}) into an output signal (Q_{out}), the quantification of the impact of this filtering is based on PSD and CSD analysis. Actually these density functions allow estimating the frequency response of the system.

Estimation of frequency response functions

The LTI assumptions imply that all the frequency components of the input signal only vary in terms of gain and phase lag through the system, but not in terms of frequency (de Coulon, 1984). The function which defines the gain $G(f)$ and the phase lag $\Phi(f)$ is called the transfer function $H(f)$ of the system:

$$H(f) = G(f) \cdot e^{-i\Phi(f)} \quad (7)$$

The gain function, i.e. the module of the transfer function and the phase function are thus the two fundamental functions which characterize the frequency response of the system. Indeed the frequency response $H(f)$ of the system is equivalent to its impulse response $h(t)$ in the time domain. The estimation of the frequency response function is done using the PSD and the CAF (Eqs. (5) and (6), Jenkins and Watts, 1968).

$$\left. \begin{aligned} G(f) &= |H(f)| = \frac{|\text{CAF}(f)|}{\text{PSD}_{\text{in}}(f)} \\ \Phi(f) &= \arg[H(f)] = \arg[\text{CAF}(f)] \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

For each frequency component, the phase-lag can be expressed in the time domain by the following equation:

$$\Delta t(f) = \frac{\Phi(f)}{2\pi \times f} \quad (9)$$

If the system is perfectly linear, then (Eq. (10)):

$$\text{PSD}_{\text{out}}(f) = \text{PSD}_{\text{in}}(f) \cdot [G(f)]^2 \quad (10)$$

A combination of Eqs. (8) and (10) leads to define another function called the coherence function $\gamma(f)$, which is equal to one for a linear system

$$\gamma(f) = \frac{|\text{CAF}(f)|}{\sqrt{\text{PSD}_{\text{in}}(f) \times \text{PSD}_{\text{out}}(f)}} \quad (11)$$

Whatever the nature of the system, the Cauchy–Schwarz inequality implies that $\gamma(f)$ is less or equal to one. As a result the coherence functions is a test function which shows if the output signal can be interpreted as a modification of the input signal through a LTI system. The larger $\gamma(f)$ is for a given frequency f , the more closely related are the f components

of the input and output signals (Yevjevich, 1972). In case of low coherence values, a non-linear behaviour and/or additional inputs have to be considered.

All the iterative calculations (discrete forms of Eqs. (3)–(6)) are done with a Microsoft Visual Basic for Applications (VBA) macro in Excel 2003.

Case study

Hydrogeological settings

Near Montpellier, Southern France, the *Coulazou* River crosses the *Aumelas Causse*. This is a binary karst system located 20 km west of Montpellier (Fig. 2). The allogenic river is monitored since April 2004 with discharge measurements upstream (G1) and downstream (G2) of the karst aquifer (Fig. 2).

The upstream watershed is about 21 km² and is constituted of relatively impervious soil (marly limestones covered by detritic terrains). Rainy events generate floods in the *Coulazou* River. Then the river reaches the *Aumelas Causse* and joins the downstream watershed at the G1 gauging station (Fig. 2). This karst watershed is about 40 km² and stretches from the G1 gauging station to the G2 gauging station; it corresponds to the hydrologic watershed of the river within the karst area. Over 15 main karst features acting as temporary karst springs have been observed along the riverbed (Bourrier, 2001). They allow direct and fast interactions between surface water and groundwater. Among these karst features, three main caves are monitored with pressure and temperature measurements (Fig. 2). The main overflow springs are located at the contact between the limestone and the Tertiary (Miocene) basin (S1 and S2 in Fig. 2). These springs discharge in high water-table conditions (overflow behaviour). The rainfall and its spatial distribution are provided by four rain gauges all over the study area (Fig. 2). During high flood conditions, extreme flood peaks can reach more than 100 m³/s at the outlet of the downstream watershed (G2 in Fig. 2). During low flow conditions the karst aquifer is drained by the S3 spring used for water supply and by the S4 submarine spring (Bonnet and Paloc, 1969). Finally, the river leaves the karst towards alluvial terrains and joins the Mosson River, the Lez River and the Mediterranean Sea.

This upstream to downstream watershed evolution is characteristic of many Mediterranean rivers like Cèze, Hérault, Vidourle or Gardon in southern France. This system thus constitutes a small scale experimental site to study the Karst/River interactions before to focus on larger systems where floods hazards in karst area have larger human and economic consequences.

Initial state

Since the open well W_1 is 140 m deep and since it is the closest well to the river (1.3 km, Fig. 2), it is used to characterize the initial state of the *Karst* subsystem. Water-level measurements are available from April 2004 to January 2007 with a 10 min time step. The resulting time series is assumed to be representative of the karst aquifer behaviour since more than two hydrological cycles with high water-level variations are considered. The daily average water-level

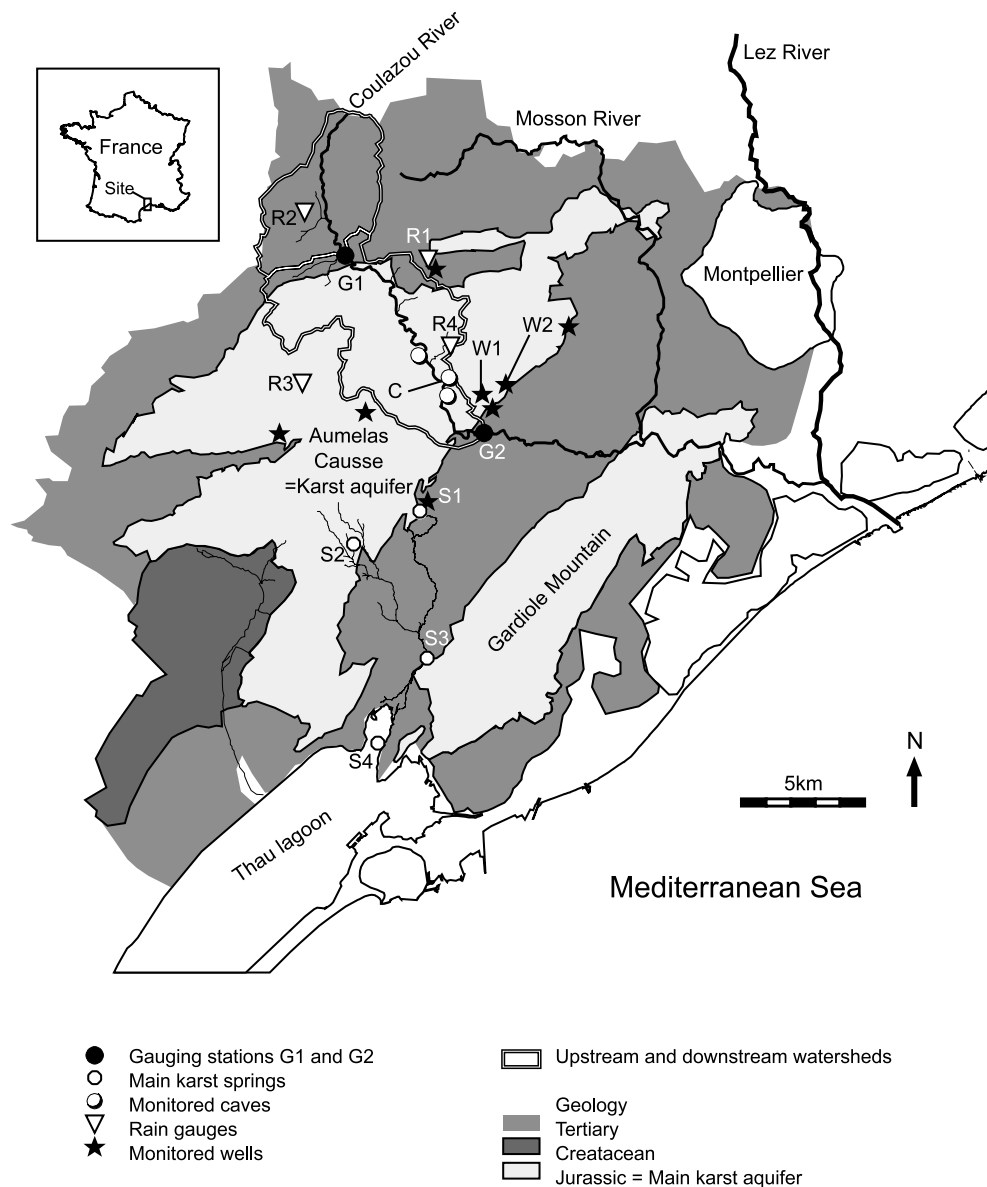


Figure 2 Study area.

data were matched with a log-normal distribution (Fig. 3). 845 daily data have been used to make 46 classes of water-level between 24 m and 69 m above sea level (asl). In Fig. 3, the log-normal fit gives a coefficient of determination of 0.99.

Even if the highest water-level classes follow a slightly different probability distribution, the fitted log-normal distribution globally represents the water-level in the well W_1 (Fig. 3). For each flood, a cumulative probability value is determined on Fig. 3 according to the initial water-level in W_1 . This probability is used as an index of the initial energetic state of the Karst subsystem.

Hydrodynamic analysis

Available data

Water-level records in the gauging station G1 and G2 are available from April 2004 to January 2007 (Fig. 4).

Four main floods have been recorded in the *Coulazou* River. They are called A, B, C and D in Fig. 4. The stage/discharge relationship is based on manual flow velocity measurements and theoretical discharge equations (Manning equation in G1 and broad-crested weir equation in G2). The very short response time of the river does not allow precisely measuring the discharge. However the shape of the corresponding hydrographs in the two gauging stations (Fig. 4) and the order of magnitude of the peak discharges (Fig. 5) are in accordance with previous study in similar conditions (Camarasa Belmonte and Segura Beltrán, 2001). The *Coulazou* is thus an ephemeral river, at least in its upstream part. At the beginning of the 2005 year, some floods recorded in the upstream gauging station are totally absorbed by the system. Actually, the river was always dry between the two gauging stations, and the little water-level variations recorded in G2 was only due to the surrounding surface and subsurface runoff processes in the nearest

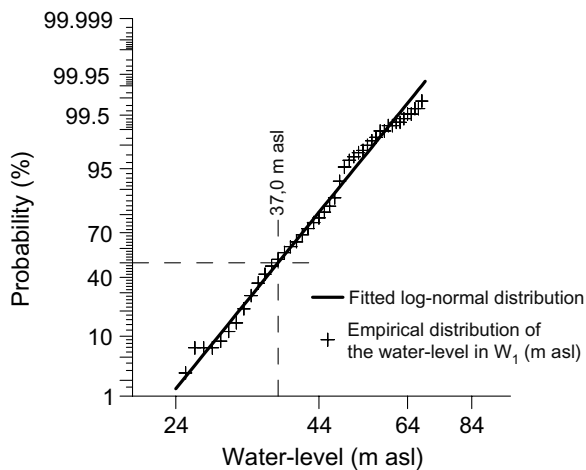


Figure 3 Statistical distribution of the water-level measured in W_1 . Probability is the cumulative percentage of the water-level measurements fitted to a log-normal distribution.

thalwegs. This shows that some floods may be totally absorbed by the karst aquifer.

Initial state of the system

Since the water level in W_1 and W_2 are very close during low water periods the value recorded in W_2 can be used when the value in W_1 is not available (case of the flood B).

Table 1 gives the value of the initial water-level in the well W_1 . For the flood A and D, the initial water-level corresponds to a cumulative probability close to 90% (Table 1 and Fig. 3). It means that the floods A and D occur during high water-table conditions. On the other hand, the flood B (the initial water-level in W_2 is used) and particularly the flood C occur when the karst aquifer is in low-water conditions, with a cumulative probability of 20% and 2%, respectively. As a result, these four floods can be considered as characteristic of the Karst/River interactions during:

- the spring high-water period (flood A).
- the winter high-water period (flood D).
- the autumn low-water period (floods B and C).

Pressure transfer between the river and the aquifer

For the floods A, B and C the surface flows transfer in the river induces an increase of the water-level in W_1 and W_2 with a response time of a few hours (Fig. 5). The water-level in the wells is always lower than the riverbed elevation in front of the cave C entrance (64 m asl). Nevertheless, for the flood A and certainly for the flood C (missing water-level data in the cave), the decrease of the water-level in the cave (pressure head in conduits) is relatively strong until it reaches the water-level in the wells (pressure head of both matrix and conduits). As a result even if the water-level in the wells was always lower than the riverbed elevation in front of the cave, the pressure head in the conduits in the vicinity of the river might be greater during the flow peak transfer.

For the flood D, the synchronous water-level rising in cave C and well W_1 occurs before the beginning of the flood in the river. In this case, the water-level in the karst aquifer governs the water-level in the cave. A significant groundwater contribution to the surface flows may be considered through the cave C when the water-level in W_1 becomes higher than 64 m asl. Then, as soon as the water-level in W_1 equal the water-level in the cave, the latter rapidly decreases. Since the well W_1 accounts for both the pressure head in the karst conduits and in the matrix, the decrease of the water-level in the well is slower than in the cave. During this flood, the missing data in W_2 are due to overflows in the well (artesian well, the elevation of the well is 58 m asl), causing a degradation of the sensor.

Rainfall/runoff relations

For each flood, the four different values of cumulated rainfall as well as the cumulated rainfall on the two watersheds

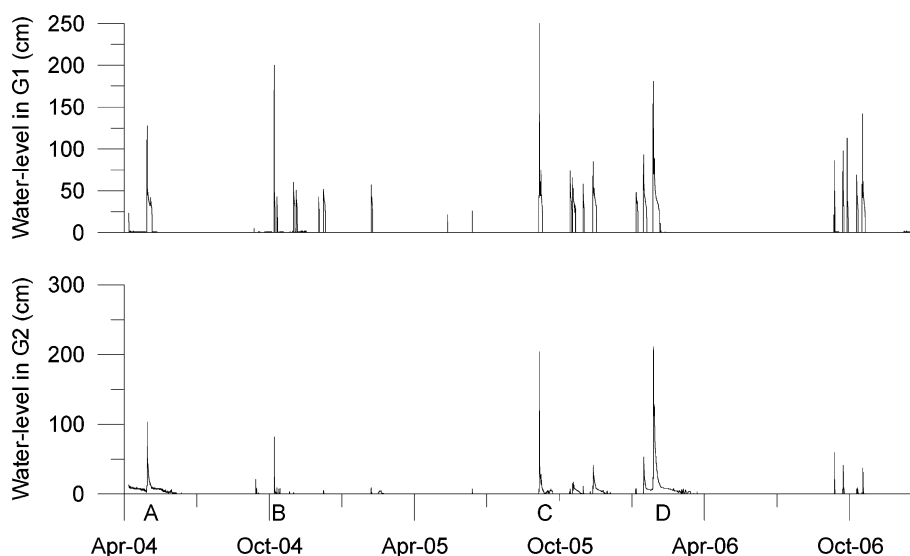


Figure 4 Water-level measurements in the river. Mean values over a 30 min length interval. The monitoring time step is 5 min.

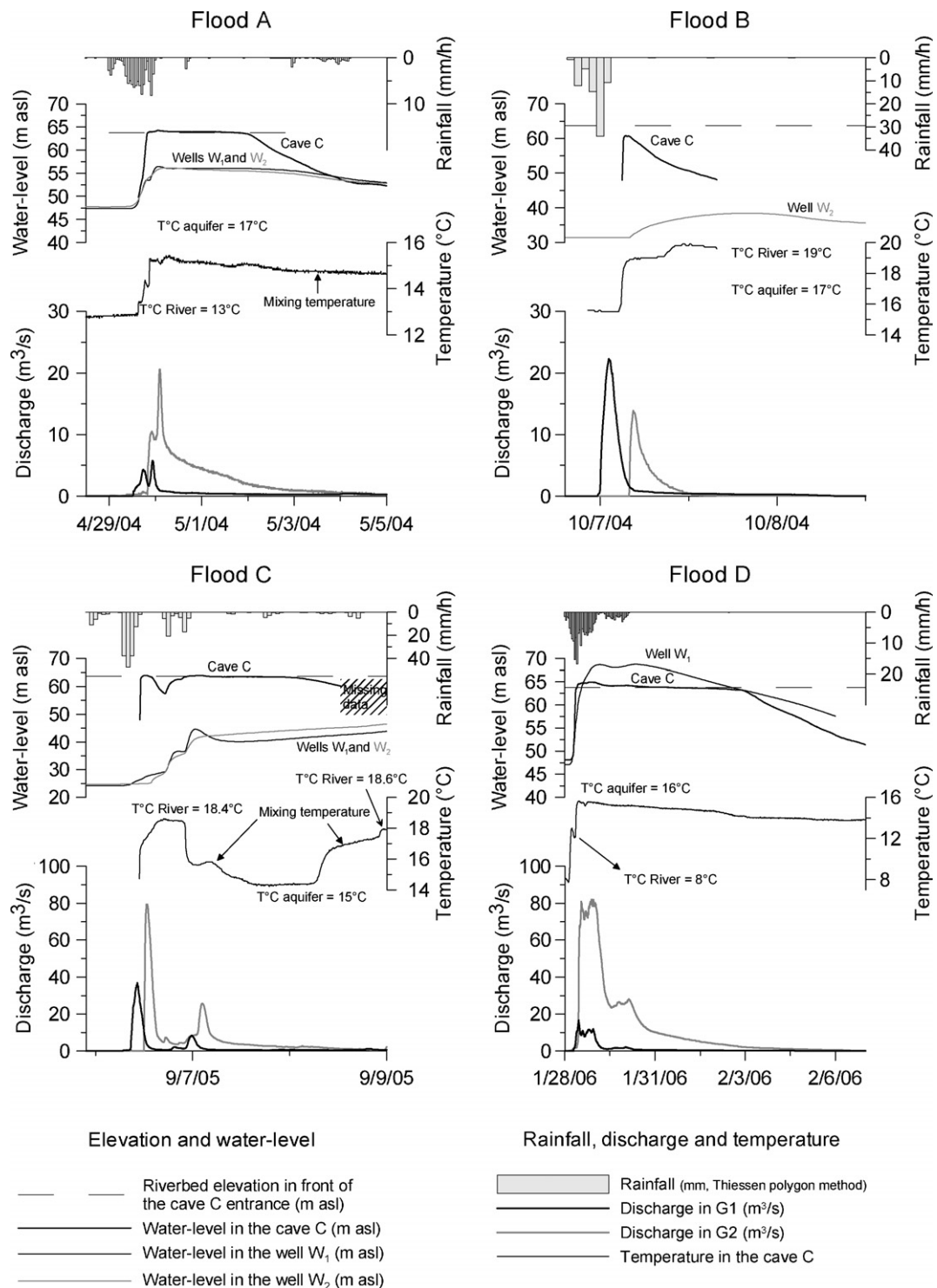


Figure 5 Hydrodynamic analyses of the four selected floods.

give an idea of the spatial distribution of the rainy event (Table 1). The value in bold indicates the maximum cumulated rainfall. The rain gauge R2 (Fig. 2) is representative of the rainfall in the upstream watershed (R_{G1}), while the three others are used to estimate the rainfall on the karst watershed by the Thiessen polygon method (R_{G2}).

A first apparent runoff coefficient is estimated at the G1 station with the rainfall R_{G1} . A second apparent runoff coef-

ficient is estimated with the rainfall R_{G2} at the downstream gauging station by subtracting the volume coming from the upstream watershed (Vol_{G1}). Eq. (12) summarizes these calculations, with $Area_{Gi}$ the catchment area of the river at the gauging station Gi. $Area_{G1}$ is subtracted from $Area_{G2}$ in Eq. (12) since only the rainfall on the karst watershed is considered for the computation of the second apparent runoff coefficient.

Table 1 Hydrological characteristics of the selected flood events

Flood	Date	Rainfall (mm)				Flood duration (d)		Max. specific discharge (m ³ /s/km ²)		Runoff (%)		Initial water-level in W	
		R1	R2	R3	R4	R _{G1} ⁽¹⁾ = R2	R _{G2} ⁽²⁾	G1	G2	G1	G2	m (asl)	Probability (%)
A	April 2004	76	109	109		6.5	6.9	0.3	0.3	13.6	37.0	47.4	90
		70	65	70									
B	October 2004	30	124	124		1.3	2.8	1.1	0.2	7.8	-6.7	31.4	20
		15	34	28									
C	September 2005	167	282	282		4.4	6.8	1.7	1.3	9.5	13.4	24.3	2
		203	151	169									
D	February 2006	178	207	207		9.1	14.0	0.8	1.3	23	115	47.1	89
		227	197	200									

(1) and (2): Cumulated rainfall on the upstream watershed (R2) and on the downstream watershed (Thiessen polygon method using R1, R3 and R4).

$$\left. \begin{aligned} \text{Runoff}_{G1}(\%) &= \frac{\text{Vol}_{G1}}{R_{G1} \cdot \text{Area}_{G1}} \\ \text{Runoff}_{G2}(\%) &= \frac{\text{Vol}_{G2} - \text{Vol}_{G1}}{R_{G2} \cdot (\text{Area}_{G2} - \text{Area}_{G1})} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

These coefficients are used to analyse the infiltration in the karst watershed (G2) compared to the relatively impermeable upstream watershed (G1).

For the flood B, the runoff coefficient computed in G2 is negative (Table 1). It means that the water losses by direct infiltration in the karst aquifer are greater than the amount of precipitation that the system receives on the karst watershed. The case of the flood D is totally opposite: a runoff coefficient greater than 100% clearly shows that groundwater flow contributes to surface flow in the river. For the floods A and C the runoff coefficient increases from G1 to G2, which means that the retention storage and infiltration on the karst terrains is lower than the retention storage on the marly terrain. In other words the infiltration capacity of the karst watershed was exceeded.

Infiltration capacity of the swallow-holes and maximum specific discharge

Table 1 gives the value of the maximum specific discharge in G1 and in G2 for each flood. The maximum specific discharge is defined as the ratio of the maximum estimated discharge to the catchment area (Bonacci, 2001), which is 21 km² for G1 and 61 km² for G2 (21 km² + 40 km²).

The value of the maximum specific discharge in G2 compared to G1 is related to the modification of the flood peak transfer in the karst watershed. The infiltration capacity of the main swallow holes is assumed to control this transfer in the karst area (López-Chicano et al., 2002). If the direct infiltration capacity is exceeded, the specific discharge in G2 is close or higher than the specific discharge in G1, else the specific discharge in G2 is relatively low and accounts only for the direct infiltration in the karst aquifer. For each flood, the evolution of the specific discharge (Table 1) is thus analysed with the water-level measurements in the cave C (Fig. 5).

During the transfer of the flood B and the first flood peak of the flood C (the latter defines the maximum specific discharge), the water-level in the cave C decreases as soon as the flows in the river become negligible. As a result the infiltration capacity of the cave is not exceeded. These observations are consistent with the decrease of the maximum specific discharge between G1 and G2: swallow-holes in the riverbed absorb a part of the peak flow while the river is disconnected from the aquifer, which was verified for the floods B and the first part of the flood C.

During the floods A and D the water-level in the cave C exhibits a plateau. As this pseudo-steady state water-level corresponds to the cave outlet elevation in the riverbed (Fig. 5), it is interpreted as the result of the infiltration capacity exceeding in the karst drainage network. Indeed the maximum specific discharge does not decrease between G1 and G2: if a flood occurs while the infiltration capacity of the cave is low, the karst aquifer is no longer able to absorb the peak flow. This must be taken into account in case of successive flood peaks. During the flood A (Fig. 5), the hydrograph in G1 exhibits two flood peaks with the same order of magnitude, while the second peak in G2 is much greater than the first one. By generalising the behaviour of the cave

C to the other swallow-holes along the river, this highlights that the response of the system to successive and close flood peaks have to be studied. This will be discussed in the following.

For the flood D the maximum specific discharge in G2 appears relatively low in comparison with the runoff coefficient (Table 1). This is mainly due to the low intensities of the long raining event (Fig. 5).

Temperature in the cave and flow direction

Temperature time series in the cave C are used to understand the flow directions. It is assumed that the temperature is a marker of the waters that fill the cave. A two-end-members mixing is considered, involving the River subsystem and the Karst subsystem. Temperature measurements in wells are used as temperature of the Karst subsystem, while the river temperature is measured in the upstream watershed (Fig. 5).

The temperature time series in Fig. 5 reveal that the interactions between the two subsystems are quite simple during the flood B (water losses from the River to the Karst subsystem) and the flood D (water transfer from the Karst to the River subsystem). For the flood A the temperature in the cave during the pseudo steady-state stabilization of the water-level corresponds to a mixing of the two subsystems (Fig. 5). For the flood C the temperature varies between the temperature of the river, a mixing temperature and the temperature of the aquifer (Fig. 5). As a result complex interactions between surface water and karst water happen during these two floods; the evolution of the temperature in the cave shows that both a restitution of previous captured waters (mixing) and a karst contribution occur. The rapid transfer of the infiltrated waters means that the swallow-holes in the riverbed are well-connected to upstream to downstream along the riverbed: The karst drainage network in the vicinity of the river forms a so called "underground river" (Bourrier, 2001). These underground paths allow water bypasses involving both pressure and mass transfers.

Recession analyses

According to the temperature evolution in the cave C, the floods A and D are two floods for which the water in the cave partly or totally comes from the karst aquifer, even when the water-level in the cave decreases. These floods are quite long (Table 1) and occur during high-water-table conditions (cf. 'Initial state of the system' and Table 1). As a result, karst flows may have an influence on the falling limb of the hydrograph recorded in G2. Different flow behaviours are typically determined by break-points in the falling limb of the hydrograph plotted on a semi-logarithmic graph (Fig. 6).

For the floods A and D, two successive break-points appear during the quickflow (overland flow and interflow) transfer in the river (Fig. 6). These two points define the interflow component of the hydrograph which refers to as subsurface flow which is quickly enough to contribute to the event response (Sophocleous, 2002). The end of the interflow period seems related to the water-level evolution in the cave C (Fig. 6, see the vertical arrows). Then, after the interflow period starts a very low base flow period, which accounts for the release of water coming from various natural storages (delayed subsurface flow, bank storage,

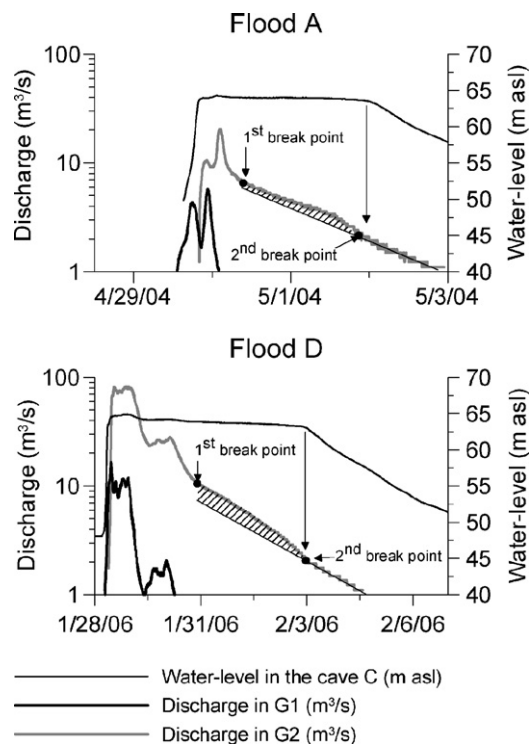


Figure 6 Karst/River interactions during the recession period. The hatched area represents the amount of groundwater which contributes to the surface flows during the interflow period.

etc.). As a result the hatched areas (Fig. 6) stand for quick-flow which comes from the karst and joins the River. This karst contribution to surface flow represents 10% (Flood A) to 15% (Flood D) of the base flows during the recession period. However this karst contribution may be largely greater during the overland flow period (Bonacci et al., 2006; Jourde et al., 2007).

Conclusion of the hydrodynamic analyses

As expected, the flow direction between the river and the aquifer is actually controlled by the difference of water-level between the two subsystems (Fig. 5, floods B and D). Temperature time series show however that a significant part of the water which fills the cave C does not come from the River subsystem (cf. 'Temperature in the cave and flow direction'), although the water level recorded in the wells W_1 and W_2 (Fig. 2) remains below the riverbed elevation (Fig. 5, floods A and C). This phenomenon can be explained as follow:

During the flood, the surface water infiltrates through the epikarst in the upstream part of the karst watershed. However, all the water that flows in the epikarst can not infiltrate towards the saturated zone of the aquifer. Indeed, epikarst can be defined as the uppermost weathered zone of carbonate rocks with high porosity and permeability, as compared to the bulk rock mass below (Klimchouk, 2004). As a result, the diffusivity of the unsaturated zone below the epikarst only allows infiltration of a part of the infiltrated water. The other part remains in the epikarst and form an underground river which flow through large con-

duits and cavities below the *Coulazou* River. Epikarst is indeed recognized as an important storage subsystem (Perrin et al., 2003) and infiltration to the epikarstic zone is easier than drainage out of it (Klimchouk, 2004). As a result the epikarst acts as a perched aquifer (Mangin, 1975) which both interacts with the *Coulazou* River and feeds the karst aquifer; this phenomenon is equivalent to a surface flows bypass through a shallow karst drainage network. Thus, deeper karst groundwater contributions do not necessary occur in case of bypass of the surface waters. Since the open wells W_1 and W_2 are located relatively far from the riverbed (1–2 km, Fig. 2), the water level monitored in these wells is not representative of the epikarst in the vicinity of the *Coulazou* River. In this way, karst flow may influence the interflow in the river at the G2 gauging station. The water movement includes previously stored waters in perched sump (as an example, 12 sumps have been explored in the cave C), which may also influence the evolution of the measured temperature in the cave C.

Complex interactions between surface water and karst water can thus be characterized by a classical hydrodynamic analysis. This approach requires however a strong hydrological and hydrogeological data monitoring, which is not always available in other similar karst system. As an alternative the following systemic approach is proposed.

Systemic approach

Karst/river interactions within the system

For each flood cross-correlation analyses between $W(t)$ and $Q_{out}(t)$ have been carried out. It is reminded that $W(t)$ refers to the water-level in W_1 (or W_2 if data are missing) and that $Q_{out}(t)$ is the discharge time series recorded in the G2 gauging station (Fig. 2). These times series are presented in Fig. 5. The results of a 10 min time step analysis truncated at 24 h are given for each flood in Fig. 7.

Without filtering (Fig. 7, *Raw data*) the cross-correlations does not damp out quickly. This means that the cross-corre-

lation function mainly characterizes a long-term trend (>24 h). This trend accounts for the recharge processes of the aquifer following the floods. Nevertheless the cross-correlograms of the floods B and C have an identifiable maximum peak for $k = -13$ h 30 min (Flood B) and $k = -11$ h 50 min (Flood C). Note that the time lag is negative. Since the correlograms represent the influence of the aquifer on the river ($r_{w/out}$ in Fig. 7), negative time lags represent the influence of the river on the water-level elevation in the aquifer. Thus, during these two floods, the evolution of the water-level in the aquifer is mainly related to the amount of captured surface water in the river.

With a first-order difference filter the cross-correlation analyses focus on pressure transfers between the river and the aquifer at a short time scale: short-term interactions are actually increased by the filtering, while the long-term trends are totally filtered. In Fig. 7, the cross-correlograms of the filtered times series clearly show the influence of the river on the aquifer (Flood B, the correlation for low positive time lags is negative since the water-table is decreasing at the beginning of the flood), the influence of the aquifer on the river (Flood D), and finally complex interactions between the river and the aquifer (Floods A and C, see the oscillations of the correlation function). More precisely only the cross-correlograms (with filtering) of the floods A and D present a maximum of correlation for positive time-lags.

These floods are thus two floods for which a significant karst contribution to surface water occurs. On the contrary, for the floods B and C the capture of the surface waters in the riverbed is the main process of the Karst/River interaction. However, for the floods A and C the oscillations of the correlation function for positive and negative time-lags show that the Karst/River interactions are more complex. These conclusions totally agree with the previous results based on the hydrodynamic analysis.

A SISO system is now considered in order to understand how the hydrogeological system (Fig. 1) reacts to flood pulses in the river. The system is considered as a filter which

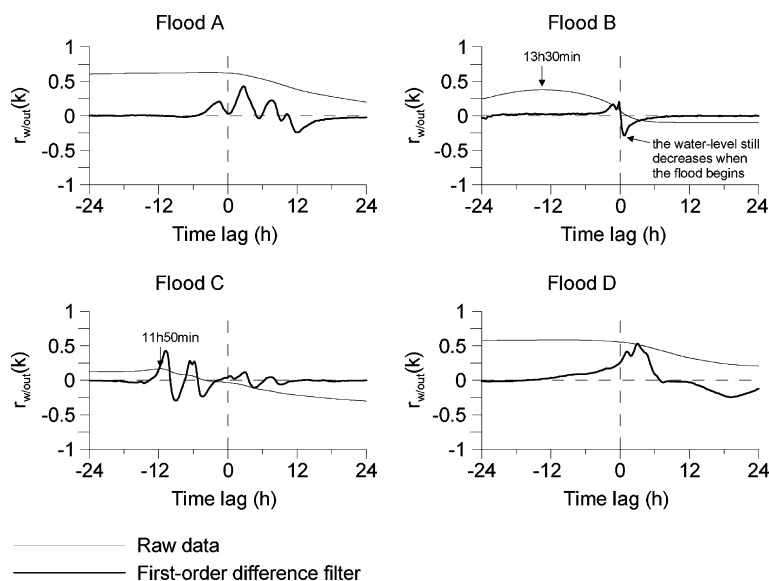


Figure 7 Cross-correlograms between the water-level in the well W_1 (W_2 for the flood B) and the discharge in the G2 gauging station, $\{k = 10 \text{ min}, m = 24 \text{ h}\}$.

modifies an input signal Q_{in} (the discharge time series recorded in G1, Fig. 2) into an output signal Q_{out} (the discharge time series recorded in G2, Fig. 2). Times series analyses of the input and the output of the system are used to quantify the energy exchanges between the Karst and the River subsystems. A first analysis of the average behaviour of the system provides general information about the flood transfer. Then, a short-term analysis allows estimating the frequency response of the system according to the initial state of the system and the rainfall variability.

Average behaviour of the system

A three days truncated analysis at a 30 min time step is now presented. All the available data (Fig. 4) have been used (33 months), which represent more than 15 floods. The results of this analysis account for the average behaviour of the system during all the recorded floods, as if the system was time invariant during this period.

Non-negligible cross-correlation coefficients are observed for negative time lags (Fig. 8). They are referred as the influence of another input on the behaviour of the system, namely the influence of the secondary input R_{karst} (Fig. 1). However, the correlogram shows a strong cross-correlation for a 3 h lag time ($r_{in/out}(3\text{ h}) = 0.75$), and a good correlation persists for lag time lower than 16 h. As a result the mean transfer time of the flood is about 3 h 00 and interflow may be observed 13 h after the flood peak in G2 (16-3 = 13 h). The difference of the autocorrelation functions (Fig. 8) shows more precisely how the floods are routed. Fig. 4 showed that in comparison with the sharp flood peaks recorded in G1, some effects of inertia characterize the surface flow measurements at the G2 gauging station. Since the autocorrelation function is a representation of the energy carried by the signal, the difference of the autocorrelation functions computed with the input and the output signals show how the hydrograph is modified. In Fig. 8, the effects of inertia in G2 is maximum 4 h 30 min after the flood peak and lasts during more than 2 days. This process is probably mainly due to the increasing size of the watershed between G1 and G2. At this time scale, a diffusive flood routing model could explain the inertia effect without specific Karst/River interactions.

In the frequency domain, Fig. 9 shows that the cross-amplitude function quickly decreases for frequencies greater than 0.5 h^{-1} (cut-off frequency). According to the

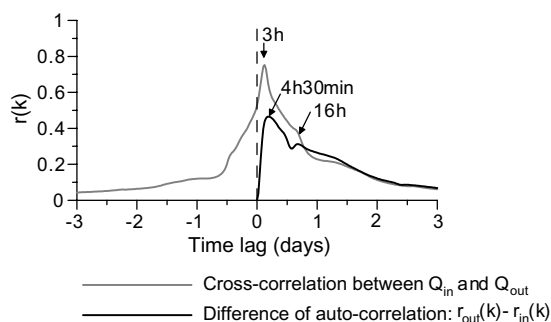


Figure 8 Correlation analysis between the discharge in the G1 gauging station and the discharge in the G2 gauging station using all the available data (33months). $\{k = 30\text{ min}, m = 96\text{ h}\}$.

observation window, this value defines the highest frequency for which spectral analyses can be interpreted (see the *interpretation domain* in Fig. 9).

The gain function shows that long-term components (>3 days) are slightly increased, while the short term components are somewhat filtered. In a general way, assuming that the SISO system characterizes the average behaviour of the system, this means that, during a flood in the river, the aquifer firstly stores a part of the surface water which is released several days after. This is the effect of inertia observed in the G2 gauging station, as discussed before in the time domain. Moreover the phase function shows a quasi-perfect linear correlation with the frequency (Fig. 9, $R^2 = 0.99$). This reveals that the system is a so called "delayed" system. The surface water transfer shows a constant delay between the onset of a disturbance at the G1 gauging station and its observation at the G2 gauging station, no matter what the frequency is. According to Eq. (9), the phase function of the system accounts for a mean transfer time of 2 h 50 min, which totally agree with the time lag of the maximum of cross-correlation (3 h, Fig. 8).

As a result, the gain function and the phase function show at this time scale that the energy exchange between the input and the output signals is mainly due to a simple delayed process related to the time of transfer of the surface flows between the G1 and G2 gauging stations. According to the phase function, this mean transfer time is about 2 h 50 min. This value constitutes the phase-delay of the system. However, this phenomenon is related only to the size of the downstream watershed, whatever the interactions between the river and the karst aquifer. As a consequence, the correlation analysis shows that the resulting downstream hydrograph is somewhat redistributed compared to the upstream hydrograph, but the frequency analysis only represents a simple translation process. The same analyses are now performed using the flood hydrographs of the four main floods (Fig. 5) instead of the whole discharge measurements.

Short-term analysis

Fig. 10 shows the cross-correlation function calculated for each flood presented in Fig. 5 with a shorter observation window focussing on each flood ($k = 5\text{ min}, m = 24\text{ h}$).

The cross-correlograms (Fig. 10) give an image of the energy transfer during a flood between the input and the output of the system. Assuming a SISO relation, the delayed system characterizes a discharge/discharge relationship between the upstream (Q_{in} recorded in G1) and the downstream (Q_{out} recorded in G2) gauging stations (Fig. 2). As a consequence a causal relation (non-symmetrical cross-correlograms) and a non negligible time of transfer (τ in Fig. 10) are expected for each flood. Moreover if the rainfall has a strong influence on the flood transfer, the two gauging stations will react in the same time to the same rainy event. As a result, the cross-correlation around the time lag 0 is thus representative of the influence of the rainfall.

The quasi-periodical structure of the floods A and C with two flood peaks (Fig. 5) are responsible for secondary peaks on both sides of the main peak in the cross-correlograms (Fig. 10). The transfer time τ varies between 2 h 50 min and 4 h 05 min (Fig. 10). This illustrates that either non stationary processes play a significant role in the flood transfer

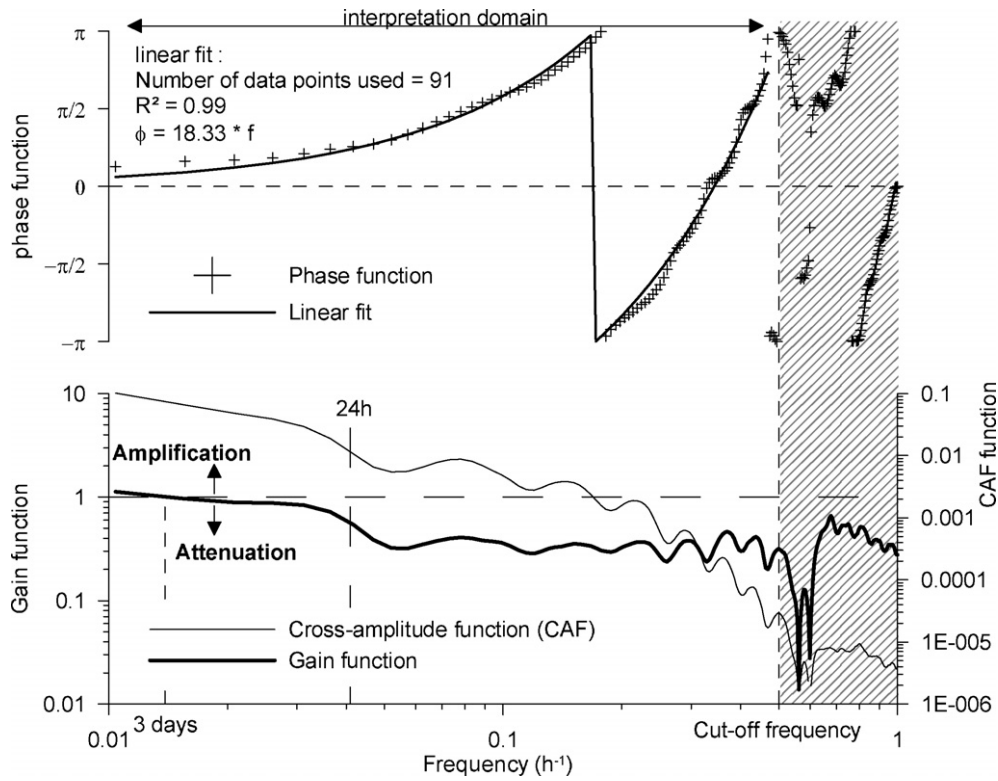


Figure 9 Frequency response between the discharge in the G1 gauging station and the discharge in the G2 gauging station (delayed-system). $\{k = 30 \text{ min}, m = 96 \text{ h}\}$.

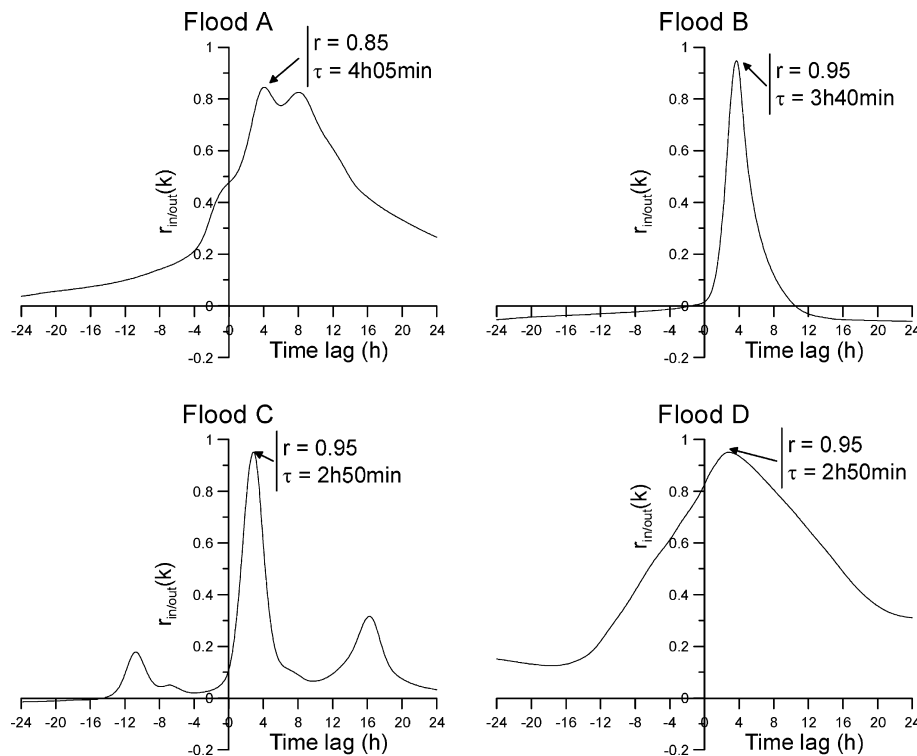


Figure 10 Cross-correlation functions for each flood event, short-term analysis between the discharge in the G1 gauging station and the discharge in the G2 gauging station. $\{k = 5 \text{ min}, m = 24 \text{ h}\}$.

or that another input partly influences the transfer time of the flood. Considering that the initial state of the system is the main source of the system time-variance, two arguments show that the rainfall (secondary input in Fig. 1) cannot be neglected: (i) The transfer times of the floods C and D are equal, although the initial conditions are totally opposite (Table 1). (ii) Since the floods B and C occur in low water period, only the time and spatial distribution of the rainfall is responsible for the difference in transfer time (3 h 40 min and 2 h 50 min). Indeed these two floods are generated by intense precipitations (typical flash-floods of Mediterranean area), but the rainfall event was more local for the flood B (Table 1, compare R_{G1} with R_{G2}). This local rainfall on the upstream watershed implies of course a longer time of transfer.

For the floods B and C the cross-correlograms are actually non symmetrical and the correlation for the time lag 0 is low ($r = 0.01$ and $r = 0.11$, respectively). Moreover the cross-correlation reaches the value 0.95, which means that the flood wave modification is low. This shows that the rainfall has no or little influence on the flood wave modification: The SISO relation is thus an acceptable representation of the true system for the floods B and C. On the other hand, the cross-correlograms of the floods A and D present significant values for both negative time lags and time lag 0. This means that the relationship between Q_{in} and Q_{out} is not a simple "cause and effects" relationships: Another input significantly explains the surface flow measurements in G2. Indeed, as discussed before in the *hydrodynamic analysis* section, complex Karst/River interactions occur. Both the rainfall on the karst area and some groundwater surge flows actually affect the quality of the cause and effect relationships between the two gauging station.

As a result the simple SISO relation is not suitable for the floods A and D. Only the floods B and C are representative of such a system. The spatial rainfall distribution allows explaining the quality of the relationship between the discharge records in G1 and G2. Thus, for the floods B and C, the auto-correlation functions are assumed to represent the surface flow redistribution only due to the river channel geometry and the Karst/River interactions.

Surface flow redistribution

For a same observation window $\{k = 5 \text{ min}, m = 24 \text{ h}\}$ the difference between the auto-correlation functions of $Q_{in}(t)$ and $Q_{out}(t)$ is plotted in Fig. 11.

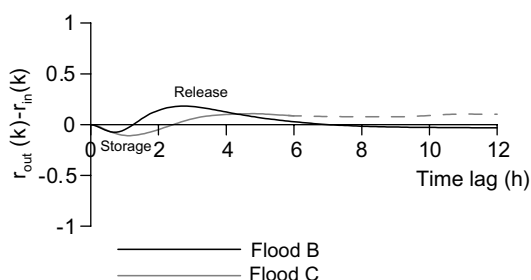


Figure 11 Differences of the autocorrelation coefficients using $\{Q_{in}, Q_{out}\}$ for the floods B and C. $\{k = 5 \text{ min}, m = 12 \text{ h}\}$.

For these two flash-floods the modification of the shape of the hydrograph is quite small. The difference between the autocorrelation is actually always lower than 0.2. The two results of the Fig. 11 are similar, but they are significantly different from the average behaviour of the system (Fig. 8). This hydrograph modification is probably specific to flash-floods occurring in low water conditions.

The first negative values in Fig. 11 show that a decrease of the flood energy clearly occurs for time lag lower than 1–2 h. This is interpreted as storage of water in the system. Then, positive values are interpreted as a release of water coming from the hydrodynamic system. It shows that the surface water storage in the karst aquifer in the vicinity of the river is limited by the saturation of its diffusive function. Note that for time lags greater than 6 h the evolution of the curve for the flood C cannot be analysed because of the periodic structure of this flood (Fig. 5).

During flash-floods transfer, the auto-correlation analysis shows that the hydrograph redistribution, which represents the flood diffusion, is very low. The transfer is equivalent to a translation of the surface water flows from the upstream watershed to the downstream watershed. However, in comparison with the average behaviour of the system, the interaction between the river and the aquifer is responsible for a dynamical storage phenomenon. This latter is now studied in the frequency domain in order to understand how the system reacts to successive flood peaks.

Frequency response estimation

The average behaviour of the system does not exhibit some specificities of the karst area during the surface floods propagation since the transfer function between G1 and G2 can be characterized by a simple translation of the flood wave (Figs. 8 and 9). This translation is the main process inducing a phase-delay between the input and the output signals. The translation process is here so important that others phenomenon become undetectable when using correlation and spectral analyses on the discharge data. In order to separately study the phase-delay due to the water moving and the phase-lag due to both the geometry of the riverbed and the Karst/River interactions, a delayed function is considered upstream from the SISO system. Since the Karst/River system appears in Fig. 9 as a perfect delayed system (the phase delay expressed by Eq. (9) is constant whatever the frequency), a constant time delay function realizes the phase-delay synchronization between the input and the output signals (Fig. 12). This delay is thus characterized by the time lag τ , which is simply the lag of the maximum of the cross-correlation function for each flood. Note that only the phase function is influenced by the delay function. The others functions (CAF, gain and coherence) are not modified.

Using the values of τ presented in Fig. 10, the cross-amplitude functions between the couple $\{Q_{in}, Q_{out}\}$ represents, frequency by frequency, the energy exchange during the floods transfer (Fig. 13). In the same figure, the corresponding coherence function is plotted; it clearly shows that the modification of the surface flows during the floods B and C can be explained by a LTI system. For these two floods the CAF functions allows estimating a cut-off frequency around 1.1 h^{-1} (55 min). It means that the other functions cannot be interpreted for higher frequencies. On the other hand,

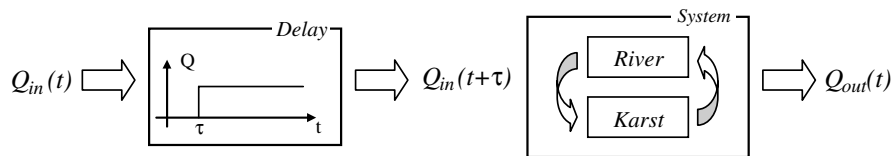


Figure 12 SISO system with phase-delay synchronization. The couple $\{Q_{in}(t + \tau), Q_{out}(t)\}$ represents the influence of both the river channel geometry and the karst aquifer.

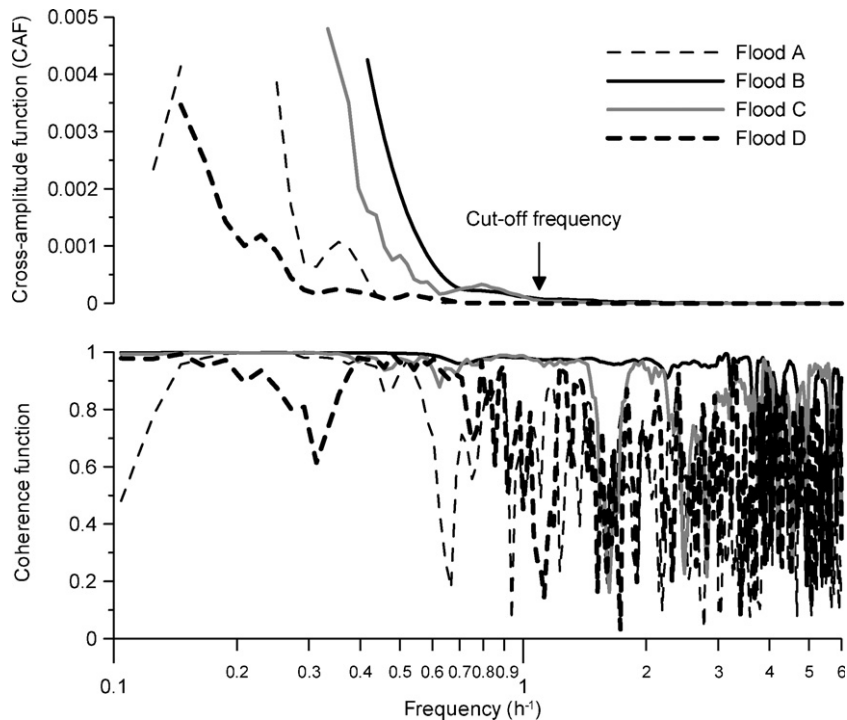


Figure 13 Cross-amplitude functions and coherence functions computed for each flood event between the discharge in the G1 gauging station and the discharge in the G2 gauging station. $\{k = 5 \text{ min}, m = 24 \text{ h}\}$.

the coherence functions of the floods A and D are not close to one, which shows that the surface flow transfer is much more complex. As discussed before the rainfall and the groundwater surge flows affect the simple linear relation.

The frequency responses of the system during the flood B and C are shown in Fig. 14.

Since a delay function is firstly used (Fig. 12) the phase functions only represent the phase-lags due to the flood wave modification by the system. It is noticeable that the frequency responses of the system during the two flash-floods are similar, but very different from the average behaviour shown in the Fig. 9. This frequency response is thus related to the flash-flood transfer during low water condition. The phase function presents a useful frequency range for frequency lower than f_{max} (Fig. 14). This frequency range represents the bandwidth for which the flood modification is small (no or few phase lags and a gain function close to one). The resonant period (T_r in Fig. 14) characterizes the maximum of energy that the River subsystem exchanges with the Karst subsystem. This means that between 1 h 30 min and 1 h 40 min after a flood, the diffusive function of the aquifer in the vicinity of the river is saturated and, if a second flood peak occurs, extreme flood

peaks can be expected at the exit of the karst aquifer. In other words it means that if a second flood peak occurs at least 3 h after the first one, the "memory" of the previous flood is low, while if the flood peaks are closer, the system becomes critical since the response of the system is still influenced by the previous flood peak. This result is in accordance with the conclusions of the auto-correlation analyses (Fig. 11). As only low water condition has been considered for these frequency response estimations, these results may be different according to the initial water-level in the aquifer.

Discussion

Correlations analyses have been extensively used in hydrogeological studies (Mangin, 1984; Larocque et al., 1998; Padilla and Pulido-Bosch, 1995; Labat et al., 2000; Bouchaou et al., 2002). When applied to rainfall-spring discharge relationship of karstic systems, these functions were interpreted in term of karstification degree. At a long time scale like a hydrological cycle, this function refers thus to the "memory effect" of the hydrodynamic system (Mangin, 1984). However, this result assumes an average behav-

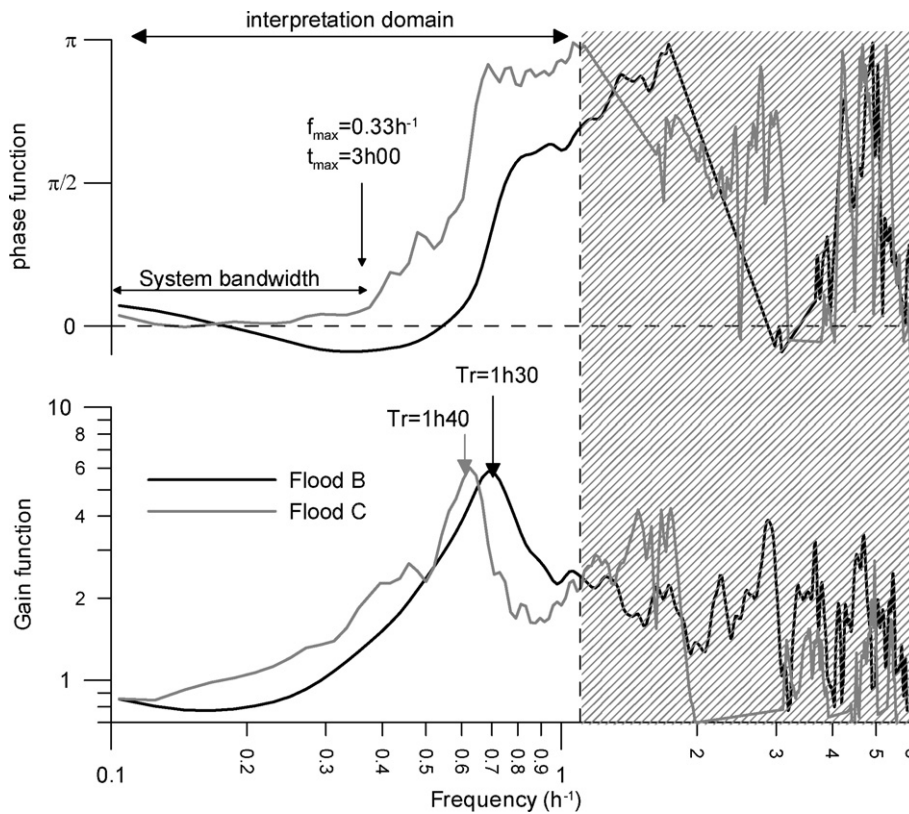


Figure 14 Frequency response of the system computed for each flood event between the discharge in the G1 gauging station and the discharge in the G2 gauging station after phase synchronization. $\{k = 5 \text{ min}, m = 24 \text{ h}\}$.

our of the karst system, although it could be strongly time variant during this period. Contrary to these previous works, this study focuses on a discharge/discharge relationship on a few hours scale. In this way this paper constitutes a new approach of the times series analyses applied to hydro(geo)logical studies. This study shows how correlation analyses can describe the flood routing through a karst area.

In a general way the results of the correlation and spectral analyses are consistent with the classical hydrodynamic methods. It shows how comprehensive is the information carried by the discharge time series. Indeed, according to the surface flows which reach the karst aquifer at the upstream gauging station, the discharge measurements at the exit of the karst aquifer summarize all the processes which govern the flood propagation. Moreover the time series analysis provides different useful temporal information:

- The flood transfer through the aquifer give an idea of the diffusivity of the unconfined karst aquifer. According to the distance between the wells and the river, the average flood transfer velocity is about 2 m/s. This is a very high value which characterizes a pressure transfer process. However, if the capture of surface waters is the main recharge of the aquifer, a mass transfer between the river and the well may be considered. On this site the well W_2 is now used for water supply. Since infiltrated runoff may be an important source of pollution, such methods can be developed and used in an operational way to protect the water resource, especially in low water period. On the other hand high flow velocity mea-

surements in the river are about 1–2 m/s. As a result the flood transfer time through the karst drainage network along the river (underground river) is greater or of the same order of magnitude as the free surface flows routing. This illustrates the significant influence of bypass flow processes: both cave discharges and surface flows may produce extreme flood peaks at the exit of the karst aquifer. Bypass processes within the epikarst were already considered in previous works (Kiraly, 1998; Perrin et al., 2003). It was shown that when recharge to the epikarst exceeds a given threshold, excess infiltrated water bypasses the soil and epikarst and reaches the saturated zone as fresh flow. In this work it is shown that the excess of infiltrated water can also flow laterally through a shallow karst drainage network and feed intermittent springs.

- In low water condition, it is shown that the diffusive function of the underground river can be saturated in less than two hours. In case of successive flood, a critical delay around 1 h 30 is estimated between the two flood peaks in the G1 gauging station. In an operational way, according to the resonant frequency(-ies) of such a Karst/River system, this method could be applied to improve the real-time flood forecasting. According to the available measurements, frequency response function estimations could be done in larger binary karst system where floods hazards are important. In this study, the flood A (Fig. 5) is an example of flood with two close flood peaks. The delay between these two peaks is indeed around 5 h, which represents a frequency of 0.2 h^{-1} .

Since the system fails to respect the simple SISO relationships during the floods A and D, the frequency response of the system during high water condition is still unknown. However, when the initial groundwater table is high, it would be expected that the saturation of the karst aquifer is more likely to occur. The effect of an initial flood on a second flood could be greater for high groundwater table than low groundwater table even with a lag time separating the two floods that is longer than 1h30 (the resonant period estimated in low flow conditions). This result means that the bandwidth of the system during the flood A (Fig. 14) should be shorter than the bandwidth estimated with B and C. It explains why the maximum peak discharge in G2 (Flood A, Fig. 5) is high; this reasoning is the black-box interpretation of the effects of antecedent soil moisture and karst diffusive function saturation on the flood genesis and transfer.

Conclusion

It is shown that relationships between a river and a karst aquifer can be characterized by a signal processing approach:

- A correlation analysis has been performed to understand how the flood energy is stored or released by the karst aquifer.
- A linear time-invariant system is defined; the frequency response function of the system has been presented using two particular flood events for which a simple "cause and effect" relationship is verified.
- The energy exchange between the two subsystems (*Karst* and *River*) has been interpreted in the time domain by auto- and cross-correlation and in the frequency domain by power spectral density, cross-amplitude, coherence, gain and phase functions.

In others words, we show (i) on the one hand that spectral analyses assuming a simple SISO system can be used to assess the frequency response of the Karst/River system (e.g. Fig. 14) according to its initial state (e.g. Fig. 3). In this case the *Karst* subsystem acts as a tank which stores and releases surface waters during the flood transfer using shallow karst underground flow paths; surface flow bypass within the epikarst has been highlighted. The case of successive flood peaks has also been considered; according to the time length between the successive flood peaks, the frequency response functions analysis shows that the Karst/River system may become a resonant system due to the interactions between the aquifer and the river. This phenomenon considerably enhances the surface flow routing at the exit of the karst aquifer. (ii) On the other hand, when the correlation analyses highlight that the SISO assumption is not verified, we show that a large groundwater contribution to the surface flows may be considered; groundwater thus represents a non negligible input to the system which modifies the flood transfer. In this latter case the hydrological consequences on the downstream flood hydrograph can be highlighted (e.g. Fig. 6 and the apparent runoff coefficient in

Table 1). Finally, it is shown that the information included in both the time series of the discharge in the allogenic river and the water-table in the karst aquifer integrates all the processes which govern the Karst/River interactions during a flood.

More generally the four selected flood events characterize the different behaviours of the system according to the initial water-level in the aquifer and the rainfall variability. In a synthetic way, this allows giving a classification of the interactions between the karst aquifer and the river: (i) total losses, (ii) partial losses, (iii) partial losses with bypass flows through the epikarst and finally (iv) groundwater contribution. The contributions of an upper part of the karst drainage network below the river-bed (floods A and C) or of the whole karst aquifer (flood D) to the surface flows in the river are considered. The dynamics of the storage by the karst aquifer is provided by the floods B and C.

As a consequence this study highlights how correlation, spectral and frequency response function estimations can be used for binary karst systems characterisation. In this way this study constitutes a new tool for Karst/River interactions assessment. In an operational way these results show that, for a binary karst system, real time field measurements of both water-table level in the karst aquifer and discharge in the river in the upstream watershed could greatly improve the flood forecasts. For larger binary karst system, a minimal flood warning system made of a rain gauge network in the watershed of the allogenic river and a piezometer network close to the river channel in the karst watershed could be tested.

Finally, this study shows that the most important characteristic of floods in karst area is the strong and rapid interactions between surface water and groundwater. This work highlights that Karst/River interactions are complex and are still an actual field of research which regroups hydrological, hydraulic and hydrogeological aspects. This problem needs a close cooperation between these different approaches (Bonacci et al., 2006).

Acknowledgements

The authors acknowledge M. Grevellec and M. Ruas from the "Conseil Général de l'Hérault", M. Debaille and M. Coustol from the "Syndicat intercommunal d'adduction d'eau du Bas Languedoc", F. Hernandez from the HydroSciences Montpellier laboratory for its active participation in the field and R. Bourrier from the SpeleoClub of Cournonterral, who provided helpful comments on the hydrological processes in this karst watershed.

References

- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S., 2007. Mediterranean flash flood transfer through karstic area. In: Conference Proceedings, AQUAinMED, 24–28 April 2006 in Málaga, Spain. Environmental Geology, in press, doi:10.1007/s00254-007-0855-y.
- Barlow, P.M., DeSimone, L.A., Moench, A.F., 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolution

- tion method and applications. *Journal of Hydrology* 230 (3–4), 211–229.
- Bonacci, O., 2001. Analysis of the maximum discharge of karst springs. *Hydrogeology Journal* 9, 328–338.
- Bonacci, O., Ljubenkovic, I., Roje-Bonacci, T., 2006. Karst flash floods: an example from the Dinaric karst (Croatia). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 195–203.
- Bouchaou, L., Mangin, A., Chauve, P., 2002. Turbidity mechanism of water from a karstic spring: example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Morocco). *Journal of Hydrology* 265, 34–42.
- Bonnet, A., Paloc, H., 1969. Les eaux des calcaires jurassiques du bassin de Montbazin-Gigean et de ses bordures (Pli de Montpellier et massif de la Guardiole, Hérault). *BRGM* 2 (3), 1–12.
- Bourrier, R., 2001. Observations du fonctionnement du Coulazou aussi bien en surface que sous terre. *Speleoclub of Cournonterral, SCC – 34660 Cournonterral, France*.
- Camarasa Belmonte, A.M., Segura Beltrán, F., 2001. Flood events in Mediterranean ephemeral streams (ramblas) in Valencia region, Spain. *CATENA* 45 (3), 229–249.
- Chen, X., Chen, D.Y., Chen, X.H., 2006. Simulation of baseflow accounting for the effect of bank storage and its implication in baseflow separation. *Journal of Hydrology* 327 (3–4), 539–549.
- Cooper, H.H., Rorabaugh, M.I., 1963. Ground-water movements and bank storage due to flood stages in surface streams. *Geological survey water-supply paper 1536-J*. United States Government Printing Office, Washington.
- de Coulon, F., 1984. *Traité d'électricité, tome VI, Théorie et traitement des signaux*, Dunod, Presses polytechniques romandes, Lausanne (pp. 550).
- Denić-Jukić, V., Jukić, D., 2003. Composite transfer functions for karst aquifers. *Journal of Hydrology* 274, 80–94.
- Hantush, M.M., 2005. Modeling stream-aquifer interactions with linear response functions. *Journal of Hydrology* 311 (1–4), 59–79.
- Hunt, B., 1990. An Approximation for the Bank Storage Effect. *Water Resources Research* 26 (11), 2769–2775.
- Jenkins, G.M., Watts, D.G., 1968. *Spectral Analyses and Its Applications*. Holden-Day, San Francisco, p. 525.
- Jourde, H., Roesch, A., Guinot, V., Bailly-Comte, V., 2007. Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. *Environmental Geology* 51, 725–730.
- Katz, B.G., 2002. Demystifying ground-water flow and contaminant movement in karst systems using chemical and isotopic tracers. U.S. Geological Survey Karst Interest Group. In: *Proceedings, Shepherdstown, West Virginia. Water-Resources Investigations Report 02-4174*.
- Kiraly, L., 1998. Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin d'Hydrogéologie* 16, 77–98.
- Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers* 2 (1), 13.
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology* 238 (3–4), 123–148.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to regional study of a large karst aquifer (Charentes, France). *Journal of Hydrology* 205 (3–4), 217–231.
- Long, A.J., Putnam, L.D., 2004. Linear model describing three components of flow in karst aquifers using ^{18}O data. *Journal of Hydrology* 296, 254–270.
- López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gisbert, J., 2002. Conditioning factors in flooding of karstic poljes – the case of the Zafarraya polje (South Spain). *Catena* 49, 331–352.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, 3ème partie. *Annales de Spéléologie* 30 (1), 21–124.
- Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of Hydrology* 67, 25–43.
- Moench, A.F., Barlow, P.M., 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. I. Analytical step–response functions. *Journal of Hydrology* 230 (3–4), 192–210.
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology* 168, 73–89.
- Perkins, S.P., Koussis, A.D., 1996. Stream-aquifer interaction model with diffusive wave routing. *Journal of Hydraulic Engineering* 122 (4), 210–218.
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 2003. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology* 279 (1–4), 106–124.
- Pinder, G.F., Sauer, S.P., 1971. Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. *Water Resources Research* 7 (1), 63–70.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10, 52–67.
- Yevjevich, V., 1972. *Stochastic Processes in Hydrology*. Water Resources Publications, Fort Collins, CO, USA, pp. 276.

V. Bailly-Comte, 2008 : Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu karstique
- Approche descriptive, analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquées au bassin versant expérimental du *Coulazou*, *Causse d'Aumelas*, France -

Ce travail de thèse s'inscrit dans la problématique générale de la caractérisation de l'aléa inondation. Plus précisément, cette étude cherche à caractériser l'influence des eaux souterraines sur la genèse et la propagation des crues en surface dans les cas d'un bassin versant à forte composante karstique. Le site expérimental du bassin versant du *Coulazou*, rivière temporaire qui traverse le massif karstique du *Causse d'Aumelas* à l'Ouest de *Montpellier* a été retenu pour étudier de manière approfondie les interactions entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains en situation de crue.

L'étude hydrodynamique de ce système karst/rivière s'appuie sur un dispositif expérimental adapté à l'observation des phénomènes hydrologiques (pluie, ruissellement) et hydrogéologiques (piézométrie en forage et dans les drains karstiques, suivi hydrodynamique des exutoires du système) très rapides et très intenses. La dynamique de ces écoulements est liée au contexte climatique Méditerranéen mais aussi aux structures de drainage en surface et en souterrain qui permettent un transfert et un transit très rapide des eaux au sein du système karst/rivière.

Une description hydrodynamique classique est complétée par une approche fonctionnelle des échanges karst/rivière dans le but de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique d'un tel système et de mettre en avant des indicateurs utilisables dans une démarche de modélisation des échanges surface/souterrain. Un premier modèle est présenté dans la dernière partie de ce document.

This work aims at assessing the flooding hazard. More precisely, the study focuses on the influence of groundwater on the genesis and propagation of surface flows in the case of a highly karstified watershed. The experimental site of the *Coulazou River*, a temporary River which crosses the karstified formation of the *Causse d'Aumelas* (western *Montpellier*) has been selected to study hydrodynamic interactions between surface flows and groundwater flows during flood.

The hydrodynamic study of this karst/River system is based on a suitable experimental monitoring of both fast and intense hydrological (rain, runoff) and hydrogeological (water level in wells and karst drains, discharge measurements at the main outlets of the system) phenomenon. The specific hydrological response of this watershed is due to the Mediterranean climate but also to surface and underground drainage structures which allow very fast water flows within the karst/river system.

A common hydrodynamic description is followed by a functional approach of karst/river exchanges in order (i) to better understand the hydrodynamic behaviour of such a system and (ii) to highlight some indicators that can be used in a modelling approach. A first conceptual model of surface water/groundwater exchanges in karst terranes is presented in the latter part of the manuscript.

Mots clefs: hydrogéologie, karst, hydrodynamique, interaction surface/souterrain, modélisation, hydrogramme de crue, traitement du signal, Causse d'Aumelas.