

Université Montpellier 2  
Laboratoire Hydrosociences Montpellier  
Master 2<sup>ème</sup> année spécialité Eau Ressource :  
Parcours Hydrogéologie qualitative et quantitative – Environnement  
Tuteur : Séverin Pistre

# Etude du fonctionnement hydrodynamique du karst de Bourbouillet (Ardèche, 07)

---

POULIN Chloé



A Montpellier le 12 juin 2014



# Remerciements

Avant de commencer ce rapport, je tiens tout d'abord à remercier l'agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse pour avoir financé cette étude, et Severin Pistre pour m'avoir fait confiance et m'avoir suivie tout au long de ce stage.

Je remercie également Rémy Muller et Sandra Van-Exter de m'avoir accompagné sur le terrain. La sonde du téron de Chaulet a pu être installée grâce à la contribution des propriétaires de la source : Alain Deschannels et Pascale Varin, je tiens à les remercier également.

Merci à l'association Païolive d'avoir bien voulu nous héberger dans leurs locaux, et un merci particulier à Jean François Holtoff pour son aide précieuse.

Je remercie grandement Patrick Serret, pour toutes les informations qu'il a bien voulu partager et sa grande connaissance du karst de Bourbouillet. Les traçages ont pu être réalisés grâce à lui, mais aussi grâce à Judicaël Arnaud et Rémy Muller qui ont bien voulu descendre en spéléologie pour les injections, merci à vous. Je tiens également à remercier Pascal Brunet pour l'installation des fluorimètres et l'analyse des données, et merci à Hervé Jourde d'avoir bien voulu me prêter un fluorimètre supplémentaire.

Je ne voudrais pas oublier de remercier Michel Bakalowicz, Pierre Bérard, Jean Luc Seidel et le SEBA avec Laurent Fargier qui ont pris le temps d'écouter mes questions et d'y répondre. Un merci particulier à Jean Luc Seidel pour son aide précieuse en hydrogéochimie et à Bernard Cellier pour son aide en tectonique.

Merci à Vivien Hakoun pour ses idées toujours aussi bonnes.

Je souhaite remercier Pierre Deschamps et le CEREGE pour mon futur accueil au sein de leur laboratoire pour les analyses isotopiques du Strontium.

Je remercie David Sebag et Jérôme Demarty, pour leur suivi bienveillant depuis l'école de terrain Hydraride.

Merci à Simon et Albin pour leurs coups de pouce, et merci à Jean d'avoir passé quelques week end en Ardèche à la recherche des microfractures.

# Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>8</b>
<b>Abstract</b>	<b>9</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>Problématique</b>	<b>2</b>
1 Généralités sur les aquifères carbonatés karstiques . . . . .	3
1.1 Définitions . . . . .	3
1.2 Fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques . . . . .	3
1.3 Traçage des écoulements souterrains . . . . .	5
1.4 Modélisation des aquifères carbonatés karstiques . . . . .	6
2 Le karst de Bourbouillet . . . . .	9
2.1 Géographie et climat . . . . .	9
2.2 Géologie . . . . .	11
2.3 Hydrologie . . . . .	15
2.4 Hydrogéologie . . . . .	16
2.5 Karstogenèse . . . . .	18
3 Matériel et méthode . . . . .	19
3.1 Méthode . . . . .	19
3.2 Matériel . . . . .	19
4 Resultats-discussions . . . . .	20
4.1 Fracturation, lien avec la karstification . . . . .	20
4.2 Direction des galeries souterraines . . . . .	23
4.3 Traçages artificiels . . . . .	26
4.4 Analyse des paramètres physico-chimiques . . . . .	30

4.5	Analyse de la conductivité . . . . .	37
4.6	Bilans hydriques . . . . .	40
4.7	Hydrochimie . . . . .	42
4.8	Modélisation du karst de Bourbouillet . . . . .	45
<b>Conclusion-Perspectives</b>		<b>49</b>
<b>Annexes</b>		<b>50</b>
<b>A</b>		<b>51</b>
1	Légende détaillée de la carte géologique . . . . .	52
2	Inventaire des sources du karst de Bourbouillet . . . . .	53
<b>B</b>		<b>54</b>
1	Tableau récapitulatif des différentes études de la fracturation par photos aériennes . . . . .	54
2	Localisation des stations microtectoniques . . . . .	55
3	Tableau récapitulatif des colorations déjà effectuées sur le karst de Bour- bouillet . . . . .	56
4	Crue avec pic de conductivité positif pour la source de Puits Pelouse . . . . .	57
5	Courbes de tarage . . . . .	58

# Table des figures

1	Schéma conceptuel des différents modes de recharge d'un aquifère karstique d'après Goldscheider et Drew, 1997[47], modifié (Hakoun, 2013 [53]) . . . . .	4
2	Présentation du territoire de l'Ardèche (à gauche) et présentation de la zone d'étude et ses limites (à droite)(d'après Bassin versant de l'Ardèche, [20], et google earth, modifié) . . . . .	10
3	Pluviométrie et répartition des pluies pour l'année 2013 . . . . .	11
4	Contexte géologique du karst de La Baume, la légende complète de la carte est en annexe A, figure A.1, (d'après BRGM et Elmi et al., 1989 [39], modifié)	14
5	Coupe géologique du karst de Bourbouillet . . . . .	14
6	Champ de diaclase au Nord de Chandolas . . . . .	16
7	Rosaces directionnelles de la fracturation à toutes les échelles (kilométrique, hectométrique et décimétrique) . . . . .	21
8	Champ de diaclases au Nord de Chandolas . . . . .	23
9	Rosace directionnelle de l'orientation des galeries souterraines . . . . .	24
10	Représentation des plans de drainage du karst de Bourbouillet d'après la méthode Eraso . . . . .	25
11	Carte des colorations du secteur du karst de Païolive . . . . .	27
12	Courbes illustrant les différents pics de traceurs à la source de Tirbirou . . . . .	28
13	Pic de crue associé à la conductivité lors de la crue du 22 et 23 mars 2014 sur la source de Puits Pelouse . . . . .	29
14	Données pression/conductivité de la sonde CTD de septembre 2013 à avril 2014 et zoom sur la crue du 22 et 23 mars 2014 . . . . .	30
15	Localisation des sources équipées d'une sonde CTD sur fond de carte géologique	31
16	Représentation graphique des paramètres physico-chimiques enregistrés par les sondes CTD en fonction de l'écart type . . . . .	33
17	Représentation des paramètres de conductivité, pression et température, enregistrés en continus par les sondes CTD sur les sources de Fontgraze, Bourbouillet et Ranc d'aven . . . . .	34

18	Evolution des données de température, pluie, conductivité, pression pour la source de Fontaine Pelouse . . . . .	35
19	Représentation des données de pluie, température, conductivité et pression à la source du creux de Bouchart . . . . .	36
20	Distribution fréquentielle de la conductivité pour les enregistrements de chaque source de fin septembre 2013 à mars 2014 . . . . .	40
21	Schéma conceptuel du bilan hydrique de la période septembre 2013-mars 2014 et ajustement de l'ETP pour l'année 2013 . . . . .	41
22	Diagramme de Piper pour les différentes sources du karst de Bourbouillet . . . . .	43
23	$Ca^{2+}$ en fonction du $HCO_3^-$ . . . . .	44
24	Représentation des droites de dissolution de la halite et du sulfate de calcium, ainsi que les points des différentes sources . . . . .	44
25	Représentation des éléments du Bore et du Barium en fonction du Strontium . . . . .	45
26	Courbe de récession et ajustement selon Mangin (1975) . . . . .	46
27	Modèle conceptuel utilisé pour la simulation des débits sur la source de Bourbouillet . . . . .	47
28	Modélisation des débits à la source de Bourbouillet. En vert, débits mesurés à la sortie de la source, en bleu débits simulés. Le fond rose correspond à la période de chauffe, le jaune à la période calibration, et le bleu à la période de validation . . . . .	48
A.1	Légende complète de la carte géologique en figure 4, (Elmi et al., 1989 [39]) . . . . .	52
A.2	Inventaire des sources repertoriées à ce jour par Biesbrouck, 2009 [21] et Fontanel, 2013 [44]. Les sources en rose plus foncées sont les sources équipées d'une sonde CTD. . . . .	53
B.1	Localisation des stations d'étude de la microtectonique . . . . .	55
B.2	Crue de novembre 2013 à la source de Puits Pelouse . . . . .	57
B.3	Courbe de tarage des différentes sources du secteur . . . . .	58

# Liste des tableaux

1	Valeurs maximales, minimales et moyennes des données enregistrées par les sondes CTD pour chaque source. . . . .	32
2	Contribution de chaque source en pourcentage. . . . .	42
3	Paramètres obtenus à partir des courbes de récession . . . . .	46
B.1	Récapitulatif des différents résultats obtenus par plusieurs études de la fracturation à grande échelle (d'après Fontanel, 2013, [44], modifié) . . . . .	54
B.2	Récapitulatif des différentes colorations effectuées sur le secteur du karst de Païolive . . . . .	56

# Résumé

Ce rapport s'inscrit dans un double objectif. Le premier vise à répondre aux attentes de l'agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse en apportant des connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique du karst de Bourbouillet situé entre les rivières de La Baume et du Chassezac (Ardèche, 07). Le deuxième objectif est de développer une approche générique pour une meilleure compréhension du fonctionnement de ces aquifères karstiques.

Le karst de Bourbouillet se développe dans les terrains du Jurassique supérieur sous la forme d'un monoclin à pendage 5-10° vers le Sud-Est. Il est limité au Nord par la faille de Païolive qui met en contact les grès du Trias avec les calcaires jurassiques. Les rivières de La Baume et du Chassezac délimitent quant à elles, l'entité à l'Est et au Sud. Les différentes phases tectoniques ont intensément fracturé le karst, ce qui a permis un développement du réseau karstique suivant ces discontinuités. Les expériences de traçages ont permis de révéler des liaisons encore inconnues le long de ces fractures.

Les six sondes CTD mises en place aux différentes sources ont pu apporter, par l'enregistrement des paramètres physico-chimiques en continu, des connaissances supplémentaires quant au fonctionnement de ce karst. Cette approche, couplée à une nouvelle méthode qui consiste à étudier des courbes conductivité-pression pour chaque épisode de crue et de décrue, a permis de mettre en avant la contribution des différentes parties du karst suite à un épisode pluvieux.

L'étude hydrochimique n'a pas révélé de remontées d'eau profondes type eaux therminérales. Cette étude a cependant permis de mettre en avant une circulation de l'eau dans les marnes de l'Oxfordien pour les deux sources situées dans ces marnes, au Nord de la zone d'étude, le reste circule principalement dans les calcaires.

Les résultats de la modélisation conceptuelle permettent d'avoir une idée des ressources disponibles, mais la faible quantité de données ne permet pas d'aller plus loin.

# Abstract

This report has two objectives. The first is to meet the demand of Rhône-Méditerranée-Corse Water Agency, by providing knowledge of the hydrodynamic functioning of Bourbouillet's karst, which is located between La Baume and Chassezac rivers (Ardèche, 07). The second objective is to develop a generic approach for a better understanding of the functioning of karst aquifers.

The Bourbouillet Karst is an aquifer made of late Jurassic limestones. It is a monoclinial, with a 5-10° dip toward South-East. At the North, the karst is limited by the Païolive fault, which mixes Trias sandstone with Jurassic limestones. La Baume and Chassezac rivers are the East and South limits of the Bourbouillet karst. Tectonic phases cracked the karst intensively and a part of karstic networks developed along these discontinuities. Tracing experiments revealed an unknown karstic network along fractures.

Six CTD probes have been placed in different springs. The study of these physical and chemical parameters allowed the better understanding of the hydrodynamic process in the Bourbouillet karst. This approach coupled with a new method, which study conductivity-pressure curves for each high tide period, revealed contribution of different parts of the karst aquifer.

Hydrochemistry study didn't reveal deep water existence, but shown an hydraulic circulation in Oxfordien's clays for the spring located in the North. The others springs indicate a flow only in limestones.

Conceptual modelisation results give an idea of available resources, but the weak amount of information doesn't give more indications.

# Introduction

De nos jours, la ressource en eau subit des pressions de plus en plus accrues tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif : croissance démographique, développement industriel, irrigation, ... Pour s'inscrire dans un mode de gestion durable, l'Union Européenne a mis en place la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) en 2000, qui fixe des objectifs pour la préservation et la restauration de l'état des eaux superficielles et souterraines. Dans le cadre de la DCE, les états membres doivent identifier les différentes masses d'eau de chaque district hydrologique destinées à l'Aduction d'Eau Potable (AEP) actuel ou futur, et assurer leur protection, afin de prévenir leur détérioration. Pour répondre précisément à cette directive, les Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) de 1996, mis en place sur les grands bassins hydrographiques français suite à la loi sur l'eau de 1992, ont évolués en 2010 en introduisant de nouveaux principes : bon état écologique des milieux aquatiques en 2015, prise en compte des intérêts sociaux-économiques et participation du public.

Suite au SDAGE de 1996, l'agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, a recensé en 2006 les aquifères karstiques ardéchois (07) de la bordure sous-cévenole et du Bas Vivarais (Gombert, 2006 [50]). Suite à cette étude, l'agence de l'eau a mis en évidence un manque de connaissance important sur le fonctionnement hydrodynamique du secteur karstique compris entre les rivières de La Baume et du Chassezac. De plus, dans le cas de ces systèmes karstiques, la démarche se heurte à des questions scientifiques relatives au fonctionnement de ces aquifères (bilans, relations surface-souterrain, modèle de gestion et de prévision). Pour essayer de palier à ces manques de connaissances, l'agence de l'eau s'est associée à l'association Païolive et au laboratoire Hydrosiences Montpellier (HSM), et ont mené diverses études dans ce secteur karstique depuis 2006. Ce rapport sert de clôture à ce projet, mené depuis 6 ans, à travers des stages de courtes durées. Il s'inscrit dans une volonté de développement des connaissances des ressources souterraines karstiques (SDAGE 1996), mais tient aussi compte de l'évolution du SDAGE suite à la DCE, qui prévoit l'identification des zones d'intérêts actuelles et des zones d'intérêts futures pour l'AEP. Ces prévisions ont pour objectifs de diversifier la ressource pour l'AEP, mais aussi de la protéger des pollutions en vue d'une exploitation future.

# Problématique

Les aquifères karstiques sont très importants à l'échelle de la planète, puisque ces roches couvrent 10% de la surface continentale et 20% de la population mondiale dépend totalement ou en partie de l'eau douce de ces aquifères (Ford et Williams, 2007 [45]). Ils sont d'autant plus importants sur le pourtour méditerranéen où ils constituent la principale ressource en eau souterraine et souvent la seule pérenne (Margat, 2004 [71]). Cependant, ces aquifères sont peu exploités en raison de leur grande complexité qui diminue les réussites de forage et augmente les coûts de production. Cette complexité est liée à la très grande hétérogénéité structurale et hydrodynamique de ces aquifères, qui peut se traduire en terme de propriétés physiques, par des contrastes non négligeables de porosité et de perméabilité (Carriere, 2012 [25]). Cette hétérogénéité est responsable des écoulements qui diffèrent dans le temps et dans l'espace (Király, 2002 [63]) et qui sont difficiles à appréhender.

Ce rapport s'inscrit dans un double objectif :

- Le premier vise à répondre aux attentes de l'agence de l'eau : précision de la structure géologique, retracer l'évolution géomorphologique et karstique du système, caractériser les échanges avec les eaux de surface, établir un bilan hydrique et enfin proposer un modèle quantitatif de fonctionnement.
- Le deuxième objectif s'inscrit dans une volonté de développer une technique de modélisation générique pour une meilleure compréhension du fonctionnement hétérogène des aquifères karstiques.

Le présent rapport sera structuré de la manière suivante : la première partie servira de présentation générale des aquifères karstiques (leur mode de fonctionnement, comment les modéliser, ...). La seconde partie est une présentation de la zone d'étude. Puis, en troisième et quatrième partie, nous présenterons le matériel et les méthodes utilisés, puis nous passerons à la présentation des résultats suivie de la discussion associée.

# 1 Généralités sur les aquifères carbonatés karstiques

Le mot « karst » est un nom allemand de la région des plateaux de Slovénie dont le mot slave est « kras ». L'expression est ensuite étendue à l'ensemble des roches carbonatées présentant des formes superficielles et souterraines spécifiques (Bakalowicz, 2005 [14]).

## 1.1 Définitions

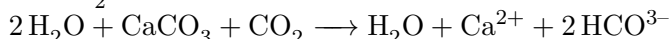
### 1.1.1 Les roches carbonatées

Les roches carbonatées sont des roches sédimentaires composées d'au moins 50% de carbonate de calcium que l'on trouve notamment dans la calcite et la dolomite. Ces roches se forment en environnement marin ou lacustre et sont issues de processus biologiques ou physico-chimiques (James, 1979 [54]). Ces roches carbonatées sont très sensibles à la diagenèse. En effet, cette dernière peut provoquer des changements de porosité et de perméabilité de plusieurs ordres de magnitude (Smith et al., 1976 [90]). Ces différentes histoires diagénétiques peuvent donc entraîner, pour un même faciès, des propriétés pétrophysiques complètement différentes.

### 1.1.2 Les aquifères karstiques

Le karst est désigné par les premiers auteurs (Cvijic, 1893 [29]) comme étant des paysages calcaires affectés par des processus de dissolution de roches et possédant des écoulements souterrains particuliers. Il peut être considéré comme un aquifère à part entière, car, dans la plupart du temps, il contient des ressources en eau exploitables pour l'AEP (Bakalowicz, 2005 [14]).

Le karst se forme suite à un processus de dissolution de la roche carbonatée appelé « karstification ». Cette dissolution des carbonates peut s'effectuer à condition que l'eau contienne du  $\text{CO}_2$ . La réaction de dissolution est la suivante :



Le karst se développe donc uniquement si il y'a de l'eau, du  $\text{CO}_2$  et un gradient hydraulique qui contraint les écoulements (Bakalowicz, 2005 [14]). Comme la concentration en  $\text{CO}_2$  dissous est déterminée par la température et la pression partielle en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère, les auteurs en sont venus à penser que le climat jouait un rôle important dans la karstification (Smith et Atkinson, 1976 [8], Gombert, 1988 [48], Bakalowicz, 1992 [13]). Les processus de karstification peuvent être très rapides à l'échelle des temps géologiques : diverses études ont montré qu'il faut généralement moins de 50 000 ans pour développer un réseau karstique (Bakalowicz, 1975 [12], Atkinson et al., 1978 [7], Dreybrodt, 1998 [35]).

## 1.2 Fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques

Le fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques diffère des autres aquifères notamment par son mode de recharge particulier, mais aussi par ses systèmes d'écoulements.

### 1.2.1 Recharge

En plus d'une recharge souterraine liée à une limite à charge imposée, il existe plusieurs modalités de recharge par les précipitations (figure 1) : lorsque la recharge se produit sur toute la surface de l'aquifère, Mangin (1978 [70]) qualifie le système d'unaire et la recharge est qualifiée d'autogénique. En revanche, lorsque la recharge n'est pas uniquement liée à la surface du système, le système est dit binaire et la recharge est allogénique (figure 1).

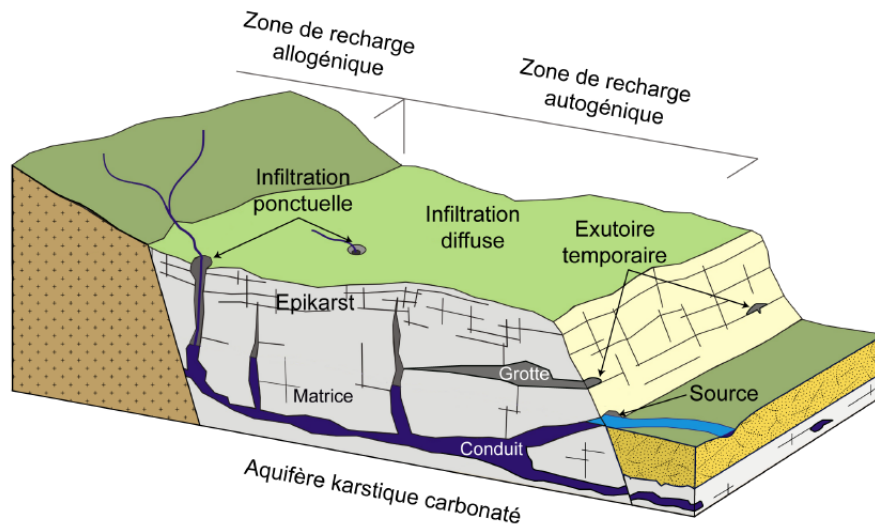


FIGURE 1 – Schéma conceptuel des différents modes de recharge d'un aquifère karstique d'après Goldscheider et Drew, 1997[47], modifié (Hakoun, 2013 [53])

L'eau circule ensuite dans l'épikarst (figure 1), partie la plus superficielle de l'aquifère, qui peut être intensément fracturé en raison des processus érosifs de surface et de sa décompaction (Mangin, 1975 [69]). Cette partie de l'aquifère peut présenter des fortes perméabilités et porosités, qui, par contraste de perméabilité avec la zone sous jacente, peut réagir localement comme un aquifère perché (Mangin, 1975 [69], Williams, 1983 [99]). De l'épikarst à la zone saturée, l'eau passe par la zone de transfert (encore appelée vadose ou zone non saturée). Les écoulements sont complexes et plus ou moins importants en fonction des propriétés de la roche (fissures, fractures, ou conduits karstiques).

### 1.2.2 Écoulements et stockage de l'eau

Les écoulements et le stockage s'effectuent dans les différents types de vide qui peuvent être des vides matriciels, des joints, des micro-fractures, des fractures, des diaclases ou des conduits. Il y a donc deux grands types d'écoulement au sein des aquifères karstiques : les écoulements diffus au travers d'une roche faiblement fissurée ou faiblement karstifiée et les écoulements rapides et concentrés via les conduits karstiques. La proportion d'écoulement et de stockage entre le karst, la matrice et les fissures/fractures peut varier d'un aquifère à l'autre (Drogue, 1974 [36], Hobbs et Smart, 1986 [89]).

Ainsi les aquifères karstiques s'organisent autour de drains principaux organisés en réseaux plus ou moins complexes. Les aquifères karstiques arrivés à maturité sont en

équilibre avec le niveau de base local et les réseaux non équilibrés sont considérés comme perchés. Le réseau principal est alimenté via la zone non saturée par une recharge autochtone ou allochtone qui peut être rapide à travers des drains verticaux, lente à travers des fissures/fractures ou diffuse à travers la matrice. En complément de ce réseau principal, des réseaux karstiques secondaires peuvent participer à son alimentation en constituant des systèmes annexes au drainage (Marsaud, 1997 [72]). Cet assemblage de réseaux, couplé aux différents types d'écoulements, rend ces aquifères très hétérogènes. Leur décharge se fait généralement sous forme de sources. La source principale jaillit au niveau de base, tandis qu'en périodes de hautes eaux des sources secondaires temporaires peuvent apparaître. Le fonctionnement particulier et complexe des aquifères carbonatés karstiques nécessite des méthodes de caractérisation et de modélisation spécifique.

### **1.3 Traçage des écoulements souterrains**

Da manière à identifier les écoulements souterrains, il est possible d'avoir recours à différents types de traceurs. Deux grandes familles de traceurs existent : les traceurs naturels et les traceurs artificiels.

#### **1.3.1 Les traceurs naturels**

Les traceurs naturels ne sont pas introduits volontairement par l'homme, et sont présents en plus ou moins grande quantité. Parmi ces traceurs, on distingue les éléments majeurs, mineurs, traces et les isotopes.

En circulant à travers les roches, l'eau va interagir avec les minéraux présents dans ces roches et acquérir une minéralisation spécifique en fonction des roches traversées. L'utilisation de la composition chimique en éléments majeurs/mineurs, traces et des paramètres physico-chimiques (conductivité, température) permet d'avoir des indices sur le cheminement et les circulations des eaux souterraines.

Parmi les isotopes utilisés pour caractériser la ressource en eau, les isotopes du Strontium sont particulièrement adaptés pour déterminer l'origine de l'eau des systèmes binaires (Katz, 1997 [61]). En effet, l'érosion et l'altération des roches par l'eau relargue du Strontium. La composition isotopique du Strontium dans l'eau va donc dépendre des différentes solubilités dans l'eau de chaque phase minérale de la roche, des différentes roches rencontrées le long de l'écoulement et du temps de résidence de l'eau au contact des roches (Faure, 1977 [41]). Ainsi les roches carbonatées sont généralement plus riches que les autres roches en Strontium : ces roches peuvent dominer la signature isotopique d'une eau en Strontium lorsque celles ci ne représentent que 10% de la surface du bassin versant (Faure, 1977 [41]).

#### **1.3.2 Les traceurs artificiels**

Les traceurs artificiels sont volontairement introduits par l'homme dans le but de mener une expérience de traçage. Le suivi de ces traçages peut être ponctuel ou continu en fonction de l'appareillage utilisé (Schnegg, 2003 [82]). Ainsi, plusieurs objectifs peuvent être assignés à une expérience de traçage : le premier est d'établir une connectivité hydraulique entre un point d'injection et un point de restitution, le second est de calculer le temps de transfert entre ces deux points et ensuite, calculer les propriétés de transport d'un ou de

plusieurs conduits (Perrin et Luetscher, 2008 [78]).

## 1.4 Modélisation des aquifères carbonatés karstiques

Un modèle est, par définition, une représentation simplifiée d'un système complexe (Dassargues, 1991 [30]). Cette représentation repose sur un certain nombre d'hypothèses simplificatrices, et doit être le plus conforme possible à la réalité du point de vue des processus et mécanismes simulés. Cependant, son degré de conformité à la réalité dépend en partie des objectifs assignés à la modélisation (Ledoux et Rouquet, 2010 [65]).

Il existe deux grandes approches de modélisation : l'approche physique et l'approche systémique (Singh, 1988 [88]). L'approche systémique, plus simplificatrice, permet d'établir des relations fonctionnelles entre les variables mesurées sur le terrain (pluie et débit par exemple), tandis que l'approche physique repose sur la compréhension des phénomènes physiques au sein de l'aquifère. Ces deux grands types de modèles sont plus ou moins faciles à mettre en place, leur choix s'effectue en fonction du temps mis à disposition, mais aussi en fonction de l'objectif de la modélisation et de l'échelle d'étude.

Même si la modélisation des aquifères karstiques a largement progressé depuis 20 ans (Bakalowicz, 2005 [14]), les modèles sont encore peu transposables et leur potentiel générique est limité.

### 1.4.1 Approche systémique

Ce type d'approche est constitué de deux types de modèles : le modèle « boîte noire » et le modèle « boîte grise » ou modèle conceptuel. Ces deux types de modèles, appelés également modèles globaux, sont basés sur une déconvolution, ou sur une fonction de transfert (Fleury et al., 2007 [43]) en respectant le principe de conservation de la masse (Fried, 1991 [46]). Ainsi, ce type d'approche paraît approprié pour les cadres prévisionnels de la ressource et/ou des risques de crue, mais moins pour la caractérisation de la structure du réservoir.

#### 1.4.1.1 Modèle type « boîte noire » ou modèle empirique

Les modèles types « boîtes noires » ou modèles empiriques, sont basés sur une approche fonctionnelle liée au traitement et à l'analyse du signal (développée par Jenkins et Watts, 1968 [55]), et fournissent des résultats calculés par des relations empiriques. Ces modèles ne nécessitent ni la description fonctionnelle très élaborée du bassin versant, ni l'attribution d'une signification physique aux paramètres du modèle (Ledoux et Rouquet, 2010 [65]). Ils consistent à étudier les séries temporelles et à analyser un signal entrée-sortie afin de décrire le système karstique.

Ces méthodes d'analyses du signal, peuvent notamment être utilisées afin d'étudier des transferts de flux types karsts-rivières (Bailly Comte et al., 2008 [10]). Mais le manque d'informations des paramètres physiques relatifs aux aquifères karstiques, couplé à la nécessité d'utiliser des modèles simples, rend l'approche type « boîte noire » particulièrement adaptée à la simulation des débits de sources issues de ces systèmes aquifères. Le désavantage de ce modèle vient du fait qu'il faut disposer de séries chronologiques longues, pour couvrir tous les types de réponses du système étudié (Ledoux et Rouquet, 2010 [65]). De plus, aucun phénomène physique interne n'est pris en compte, ce qui dans certains cas, peut rendre l'approche type « boîte grise » plus attractive.

#### 1.4.1.2 Modèle type « boîte grise »

L'approche de type « boîte grise » tente de s'intéresser aux phénomènes internes du système via l'application de lois physiques simples et souvent linéaires (Schulz et Yevjevich, 1972 [83]). Elle essaye de décrire des comportements physiques complexes d'un système par une représentation plus simple : dans la majorité des cas, des relations linéaires sont utilisées pour relier les différents paramètres entre eux (par exemple la loi de Maillet, 1905 [68]).

Ces modèles de type « boîte grise » offrent l'avantage de prendre en compte des phénomènes spécifiques des aquifères karstiques : étude de la zone non saturée et des sources de débordement (Tritz et al., 2011 [94]), étude du ruissellement de surface en relation avec les écoulements souterrains (Rimmer et Salingar, 2006 [80]), ou encore les relations karst-rivières (Bailly Comte, 2008 [11]).

Ces types de modélisation permettent de simuler la vidange et le tarissement, ou les processus de recharge-décharge d'un réservoir, et permettent d'obtenir des résultats intéressants dans le cadre prévisionnel : risque de crue, estimation des volumes d'eau disponibles dans les différentes parties de l'aquifère, évolution de la décharge, ... (Fleury et al., 2007 [43]). Comme les modèles type « boîte noire », le désavantage vient du fait que ces modèles ne tiennent pas compte des hétérogénéités de l'aquifère. Ainsi, ils ne permettent pas, par exemple, de déterminer où placer un forage afin qu'il soit productif (Hakoun, 2013 [53]).

### 1.4.2 Approche physique

Comme leur nom l'indique, les modèles à base physique, ou modèles déterministes, reposent sur des lois physiques qui tiennent compte des propriétés de fonctionnement du milieu. Trois grandes approches sont possibles : les modèles poreux équivalents (encore appelés modèles continus) à simple ou double porosité, ne rentrent pas dans le détail de fonctionnement du système, les modèles discrets tiennent compte de la géométrie des fractures, et les modèles hybrides se placent entre les deux approches précédentes. Chaque modèle possède ses qualités et ses défauts (prise en compte des hétérogénéités, applicabilité du modèle), il faut donc les sélectionner en fonction de l'objectif de la modélisation.

#### 1.4.2.1 Modèle poreux équivalent, simple porosité

La modélisation des écoulements en milieu poreux est possible si le milieu est considéré comme saturé, homogène et isotrope, et si le fluide est incompressible et les vitesses réelles d'écoulement lentes. A partir de ces conditions, il est possible d'appliquer l'équation générale de l'écoulement (ou équation de diffusivité).

Dans le cas des systèmes karstiques ou des milieux poreux fracturés, si le milieu possède des zones fracturées avec une grande densité de fractures, l'approche du modèle poreux équivalent, fournit une représentation raisonnable du mouvement de l'eau, à condition que la simulation soit effectuée sur une échelle plus grande que les zones fracturées (Teutsch et Sauter, 1991 [92]). De cette manière, il est possible de modéliser des écoulements à l'échelle régionale.

Le modèle simple porosité a fait ses preuves pour des aquifères très karstifiés, (Scanlon et al., 2003 [81]). Cependant la principale limite du modèle poreux équivalent réside dans son incapacité à simuler de manière précise les directions d'écoulements ou les débits, car les conduits majeurs ne sont pas explicitement représentés, et les écoulements turbulents ne sont pas pris en compte (Josnin et al., 2000 [56], Scanlon et al., 2003 [81]).

Une autre approche plus précise en milieu karstique du modèle poreux équivalent, est le

modèle à double porosité.

#### 1.4.2.2 Modèle à double porosité

Le premier modèle à double porosité et double perméabilité développé pour des milieux gréseux par Barenblatt et al (1960, [19]) fait la distinction entre les propriétés des fissures et celles des pores. Tandis que Warren et Root (1963, [97]) simplifient le problème en ne considérant qu'un milieu à double porosité (et donc à simple perméabilité).

Une approche similaire à celle du modèle à double porosité de Warren et Root (1963, [97]) est l'approche « double continuum » développée par Teutsch (1990, [91]) afin de simuler la décharge d'une source et les fluctuations du niveau d'eau souterrain. Cette approche a également été développée pour délimiter des périmètres de sécurité autour des forages (Knochenmus and Robinson, 1996 [64]).

Bien que l'approche « double porosité » décrit de manière plus détaillée le comportement des écoulements d'un système, ses limites restent les mêmes que celles du milieu poreux équivalent : le milieu fracturé est homogénéisé et les écoulements turbulents ne sont pas pris en compte. Des améliorations ont cependant été apportées par Neuman (1990, [76]), qui introduit la notion d'hétérogénéité dans les milieux continus. Cependant cette approche nécessite de connaître la perméabilité sur plusieurs ordres de grandeurs et ne prend pas en compte la géométrie du système. Pour palier à l'hypothèse forte émise sur l'homogénéisation du milieu fracturé et pour prendre en compte les paramètres géométriques du milieu, des modèles types discrets ont été développés.

#### 1.4.2.3 Milieux discrets

Kiraly (1975, [62]) met en évidence l'importance de relier les propriétés géométriques des fractures aux propriétés des écoulements d'un milieu. Pour une telle représentation, il utilise un modèle discret de fractures infinies. Ce modèle a ensuite été affiné pour modéliser des réseaux de fractures finies, afin de se rapprocher du milieu naturel (Long et al., 1982 [67], Andersson et al., 1984, [2], Andersson and Thunvik, 1986 [3]). L'approche des milieux discrets nécessite, soit une connaissance exacte de la localisation et de la géométrie des fractures, soit une description de ces fractures par un modèle statistique (valable pour les fractures en profondeur par exemple). Le principal inconvénient de cette approche est la nécessité de décrire la géométrie et les propriétés de chaque fracture du domaine étudié (Teutsch, 1990 [91]), de plus le temps de modélisation est important. Ce type de modélisation a néanmoins fait ses preuves sur des échelles de l'ordre de la centaine de mètres (National Research Council, 1996 [26], Jourde et al., 2002 [59], Jourde, 1999 [57]). Pour des échelles plus grandes, ou sur des sites peu documentés, l'approche continue s'impose.

La dualité entre les modèles continus (homogénéisation du milieu) et les modèles discrets (gros effort de caractérisation), a permis le développement d'une troisième approche : l'approche hybride.

#### 1.4.2.4 Approche hybride

L'approche hybride réunit les avantages des modèles continus et discrets en les mettant en oeuvre successivement. La première étape est théorique, et est fondée sur l'approche discrète. Elle consiste, à partir des informations géométriques et hydrauliques des milieux fracturés, à élaborer un modèle simple des propriétés hydrauliques. La seconde étape est pratique et consiste à spécifier le modèle des propriétés hydrauliques à partir des données

de terrain (National Research Council, 1996 [26], De Dreuzy, 1999 [34]). Une approche originale de ce modèle hybride a été développée par Hakoun (2013, [53]). Elle consiste à coupler l'approche discrète par la modélisation de drains discrets à un modèle continu à double porosité dans lequel les écoulements sont décrits en régime transitoire. De cette manière il est possible de tenir compte à la fois des différences de conductivité hydraulique et d'emmagasinement entre chaque milieu, et de la dynamique transitoire de la diffusivité dans les blocs peu perméables. Cette approche est intéressante, car elle permet d'associer les propriétés hydrodynamiques locales d'un aquifère (double porosité) à son comportement hydraulique global (drains discrets) (Hakoun, 2013 [53]).

Ainsi l'approche systémique est utile dans le cadre prévisionnel de la ressource : estimation de la recharge, de la décharge, des volumes d'eau, etc, ... Cependant pour caractériser la structure des réservoirs et rentrer dans le détail des écoulements, l'approche physique est plus adaptée.

## 2 Le karst de Bourbouillet

### 2.1 Géographie et climat

#### 2.1.1 Géographie

##### 2.1.1.1 Situation géographique et topographie

La zone d'étude est située dans la vallée de la basse Ardèche, entre les Cévennes Septentrionales et le Bas Vivarais. Elle fait partie de la bordure sous Cévenole et se situe au Sud de Joyeuse, sous la forme d'un vaste plateau calcaire sub horizontal culminant entre 260m et 130m NGF environ (carré noir figure 2). Ce plateau calcaire fait partie du vaste ensemble du plateau des Gras qui s'étend au pied des Cévennes dans une direction Sud Ouest-Nord Est. Il est limité par la dépression d'Aubenas-Les Vans au Nord-Ouest et par les reliefs du Coiron au Nord-Est. Au sud sa limite prend fin sur les collines du Bois des Bartres et sur les plaines de Vallon et de Lussas (DREAL, [33])

Localement, le site d'étude d'une superficie de 60 km<sup>2</sup>, est limité au Sud par la rivière du Chassezac, à l'Est et au Nord par la rivière de la Baume, et à l'Ouest, par la faille dite de Païolive (Figure 2). Ces deux rivières sont des affluents de la rive droite de l'Ardèche qui se jette dans le Rhône, au niveau de Pont St Esprit.

Cet ensemble karstique, délimité par la faille et les gorges du Chassezac et de la Baume, n'a pas de nom particulier défini dans la littérature, autre que plateau des Gras : pour plus de simplicité et de précision, nous l'appellerons karst de Bourbouillet, par extension du nom de la source principale située au coeur du massif.

##### 2.1.1.2 Occupation des sols

Le karst de Bourbouillet est encore peu anthropisé, les populations se concentrent surtout dans le Sud du secteur, le long du Chassezac, où les plaines permettent un développement de l'agriculture. Le reste du territoire est un vaste plateau calcaire, sur lequel une végétation méditerranéenne de type garrigue se développe : les arbres sont essentiellement des chênes verts et la culture d'olivier y est encore timide. La végétation basse prend la forme de buissons constitués de génévriers, d'ajoncs, ou encore de pistachiers. Cette végétation n'est pas très dense sur l'ensemble du karst, hormis sur une bande

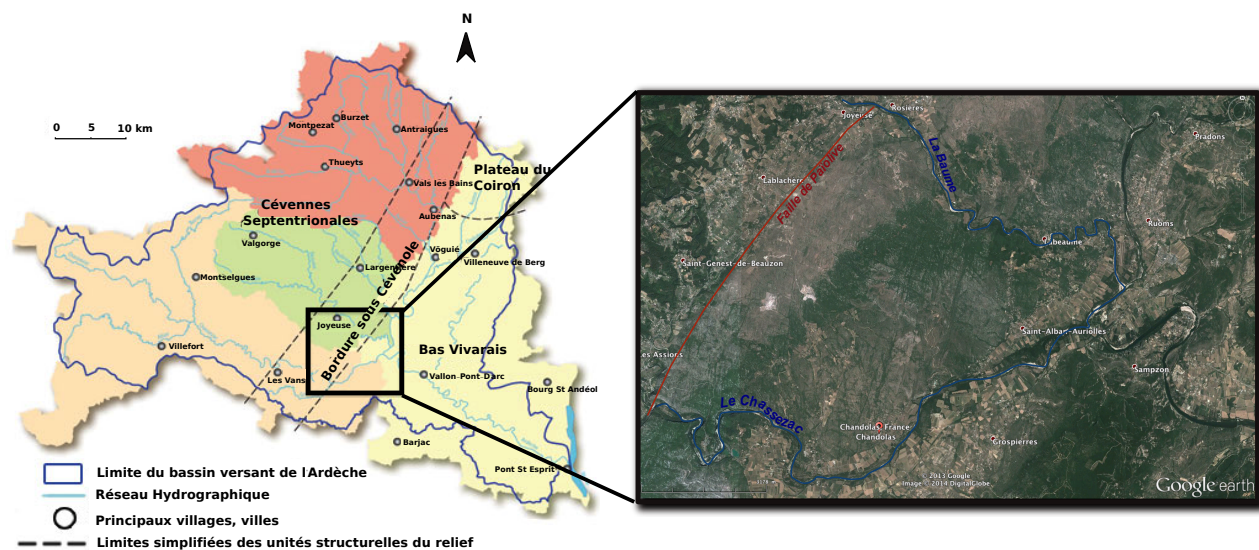


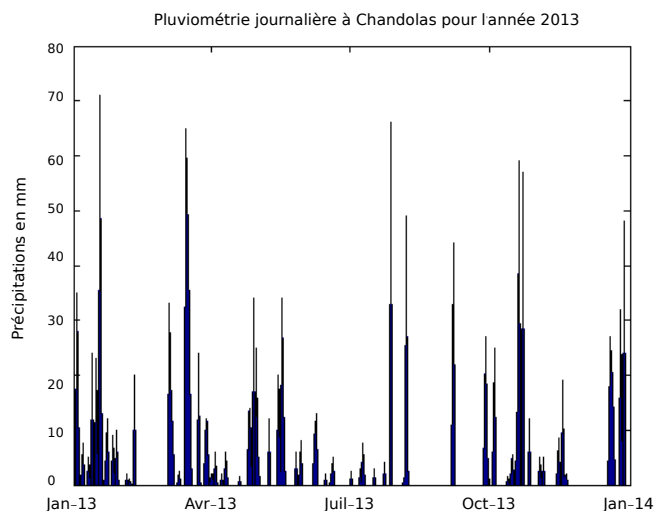
FIGURE 2 – Présentation du territoire de l’Ardèche (à gauche) et présentation de la zone d’étude et ses limites (à droite)(d’après Bassin versant de l’Ardèche, [20], et google earth, modifié)

centrale orientée Sud Ouest-Nord Est, correspondant aux terrains du Kimméridgien, et qui vient buter sur la rivière de La Baume (en vert foncé sur la figure de droite figure 2). L’essentiel de la zone d’étude est ainsi composée d’affleurements calcaires sur lesquels se développe une végétation plus ou moins abondante.

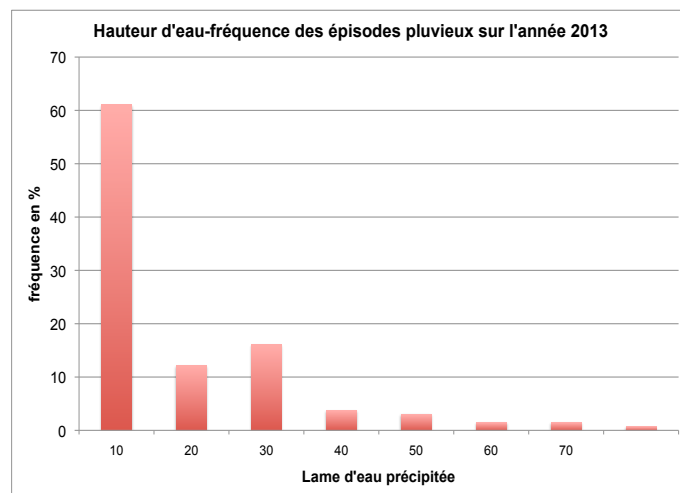
## 2.1.2 Climat

En basse Ardèche le climat est plutôt de type méditerranéen. Il est caractérisé par des étés chauds et secs qui peuvent être longs dans le temps et interrompus par des orages plus ou moins violents. Les hivers sont assez doux et secs, en effet, l’essentiel des précipitations se produit à l’automne (souvent sous forme d’épisodes cévenols) et au printemps (70% des pluies pour ces deux saisons pour l’année 2013, figure 3).

Il pleut en moyenne 1100 mm par an (Pascal, 1970, [77]) avec une moyenne de 1201 mm pour l’année 2013 (d’après les données de A.Deschanel, comm. pers, 2013). La hauteur d’eau pour un épisode de pluie, varie de quelques millimètres à une centaine de millimètres : pour l’année 2013, 60% des épisodes pluvieux ont une hauteur d’eau comprise entre 1 et 10mm, et 30% entre 20 et 40mm (figure 3). L’année 2013 se caractérise donc par des pluies fréquentes mais faiblement abondantes, ce qui explique l’absence de crues importantes. D’un point de vue hydrogéologique, ces données font ressortir deux périodes de recharge des nappes : une à l’automne et une au printemps, avec une saison sèche principale en été.



(a) Pluviométrie annuelle 2013 sur la station de Chandolas



(b) Hauteur d'eau/fréquence des épisodes pluvieux pour l'année 2013

FIGURE 3 – Pluviométrie et répartition des pluies pour l'année 2013

Nous allons maintenant étudier la géologie du karst de Bourbouillet ainsi que sa karstologie et son contexte hydrologique.

## 2.2 Géologie

### 2.2.1 Stratigraphie et karstification

Le plateau des Gras de la bordure sous Cévenole, dont le karst de Bourbouillet, est constitué de roches sédimentaires du Secondaire qui s'étagent du Trias au Crétacé inférieur, et reposent en discordance sur les terrains Primaires formés par le socle paléozoïque.

#### 2.2.1.1 Terrains Primaires

Le socle paléozoïque constitue la bordure Est des Cévennes, et forme ainsi les Cévennes cristallines ou schisteuses. Il est caractérisé par trois grands ensembles (Elmi et al., 1989 [39]) : les terrains métamorphiques, les intrusions granitiques et les terrains sédimentaires stéphaniens. Ces terrains ont subi durant le Permien une grande phase d'érosion à l'origine de la pénéplation de la chaîne Hercynienne. Les reliefs résiduels ont ensuite été recouverts en discordance par les dépôts du Trias lors de la reprise de la sédimentation.

#### 2.2.1.2 Terrains Secondaires

Les terrains secondaires s'étagent du Trias jusqu'au Crétacé inférieur et sont formés par des roches sédimentaires.

**Le Trias** : cette phase est caractérisée par une reprise de la sédimentation. En effet, la mer se rapproche progressivement du département et de grands cours d'eau charrient une large quantité de sédiments pour se jeter dans la mer au Sud-Est (Bonijoly et al., 1996 [22]). Tout au long du Trias la mer fluctue sur le territoire Ardéchois, passant ainsi d'une

zone lagunaire à une zone plus profonde. Cette période est caractérisée par la formation de bancs de grès, de dolomie et d'argilites. Les « grès inférieurs » constituant la base du Trias sont composés de sédiments détritiques (conglomérats, grès, arkose) déposés en milieux fluviaux (Elmi, 1967 [38]). En remontant dans la série, les « formations argilo-carbonatées médianes » du Carnien sont constituées de marnes noires, d'une barre carbonatée médiane formée par des dolomies localement riches en barytine et d'argilites. Le Trias se termine sur les « Grès Supérieurs » et la « Formation bariolée d'Ucel » caractérisés par la présence d'argiles versicolores, de dolomies et de grès arkosiques.

D'un point de vue hydrogéologique, certains phénomènes pseudo-karstiques associés à la tectonique et à l'érosion ont donné naissance par enfouissement du réseau superficiel à des galeries de faibles dimensions (Elmi et al., 1989 [39]). Cependant ses qualités aquifères sont négligeables, et les grès sous couvertures sont considérés comme imperméables (Pascal, 1970 [77]).

*Le Jurassique inférieur et moyen (Lias et Dogger)* : cette période est caractérisée par une transgression marine modifiant ainsi l'environnement de dépôt. En effet, le passage d'une plateforme interne protégée pendant le Rhétien à une mer franche à approfondissement régulier à l'Hettangien, se caractérise par des complexes marno-calcaires à passé grésolo-dolomitique en base de série, et par des calcaires oolitiques en remontant dans la série (Elmi et al., 1989, [39]). Les roches liasiques sont minces et discontinues dans le pays des Vans et se retrouvent en lambeaux le long de la faille de Païolive. En revanche, il y a une lacune quasi généralisée du Callovien et du Bathonien.

Les niveaux marno-calcaires du Bathonien et du Bajocien, ainsi que les niveaux à calcaires argileux du Sinémurien et du Bajocien rendent la karstification de cette couche difficile.

*Le Jurassique supérieur (Malm)* : durant cette période, les conditions de mer franche sont stables et le domaine hémiplagique est relativement homogène. Le Malm se divise en trois sous étages (Elmi et al., 1989 [39]) :

- l'Oxfordien, dont l'épaisseur est comprise entre 105 et 115m, est caractérisé par des alternances marno-calcaires sombres et imperméables. En remontant dans la série, les bancs calcaires sont de plus en plus purs et de plus en plus massifs, tandis que les bancs marneux se font de plus en plus rares. C'est au sommet de cette série de l'Oxfordien que les premiers réseaux karstiques apparaissent, et que les figures de karstification se développent : lapiez de diaclases, dolines en assiettes et végétation d'arbustes (buis, genévrier) (Vinet, 1977 [96])
- Le Kimméridgien est constitué de bancs calcaires massifs et mouchetés, à patine blanchâtre. Sa puissance est comprise entre 85 et 105m. La karstification est intense et est facilitée par un intense diaclasage. Les figures de lapiez sont très développées et diversifiées : cannelures, rigoles et dolines sous forme d'auges. Le chêne vert est l'élément dominant de la forêt.
- La série se termine avec le Tithonique d'une épaisseur de 30m environ. Il est formé de calcaires blancs en bancs métriques et massifs. La karstification y est également intense et se caractérise par des lapiez en rigoles, des cannelures et des dolines sous formes d'auges. La végétation y est moins dense que sur les calcaires kimméridgiens supérieurs (Vinet, 1977 [96])

**Le Crétacé** : cette période est caractérisée par une régression progressive. En effet le début du Berriasien<sup>1</sup> correspond à un environnement profond, dont le niveau baisse durant le Berriasien moyen et supérieur et continu durant l'Hauterivien. Cet approfondissement est accompagné d'une intensification de l'arrivée du matériel terrigène fin. Ceci a eu pour conséquence la formation de bancs calcaires massifs à intercalations marneuses de plus en plus fréquentes vers le haut de la série (Elmi et al., 1989 [39]) :

- Le Berriasien inférieur est constitué de bancs calcaires gris et massifs. A mesure que l'on remonte dans la série, l'épaisseur des bancs calcaires diminue et les intercalations marneuses font leur apparition. La puissance du Berriasien est de 25m environ.
- Le Valanginien et l'Hauterivien sont formés de marnes alternant avec des bancs de calcaires marneux. Cette série imperméable est très épaisse : jusqu'à 700m pour l'Hauterivien (Elmi et al., 1989 [39]), et forme le toit des principaux aquifères karstiques de la région. Cependant l'Hauterivien est absent de la zone étudiée.

**Le Tertiaire** : Les sédiments tertiaires sont absents de la zone d'étude. Il est possible de les trouver au Sud-Est dans le fossé d'Alès. Ce sont des marnes, des grès, des calcaires grumeleux et des poudingues déposés durant l'Oligocène et d'une épaisseur de 700 à 800m (Elmi et al., 1989 [39]). Les dépôts volcaniques des Coirons situés au Nord-Est d'Aubenas sont également datés du Tertiaire et ont participé à la déviation de l'Ardèche vers le Sud (Bandet et al., 1974 [18]; Audra et al., 2001 [9]).

**Le Quaternaire** : les formations quaternaires sont des formations fluviales sous formes de terrasses alluviales. Ces terrasses sont des repères importants pour estimer le creusement progressif des cours d'eau. Cinq terrasses sont distinguables (Elmi et al., 1989 [39]) :

- Les alluvions « villafranchiens ». Ces terrasses sont perchées entre 60 et 100m au dessus des cours d'eau actuels (Baume et Chassezac). Il s'agit de matériel cévenol, constitués de granites, quartzites et schistes plus ou moins emballés dans une matrice argilo-sableuse rougeâtre. L'âge Villafranchien de ces alluvions est encore incertain.
- Les alluvions anciennes de la « haute terrasse » se situent 40 à 50m au dessus du Chassezac. Leur composition est globalement similaire à celle des très hautes terrasses.
- Les alluvions anciennes de la « moyenne terrasse » sont d'anciennes terrasses perchées de part et d'autres du Chassezac, entre 20 et 35m au dessus du cours d'eau. Le matériel d'origine Cévenole est emballé dans une matrice jaunâtre. Des âges rissiens sont évoqués.
- Les alluvions anciennes de la « basse terrasse » (Elmi et al. 1989) forment des terrasses de matériels Cévenols situés 5 à 15m au dessus du cours actuel du Chassezac. Une part croissante de matériel calcaire fait son apparition vers l'aval.
- Les alluvions actuelles ou récentes sont également du matériel Cévenol, avec une part croissante de sédiments calcaires vers l'aval.

Le karst de Bourbouillet est donc situé dans la bordure Cévenole et fait partie du plateau calcaire des Gras. Ce karst est composé des calcaires tabulaires et bien karstifiés du Jurassique supérieur et des calcaires marneux du Berriasien (figure 4). L'ensemble prend la

---

1. Le Berriasien doit son nom au village de Berrias qui en a fourni le stratotype

forme d'un monoclin à pendage de 5° à 10° vers le Sud-Est, et le karst se développe principalement des les terrains du Tithonique et du Kimméridgien, le Trias (dit imperméable) sert de substratum à cet aquifère. Cet ensemble karstique passe ensuite sous couverture au niveau du Chassezac : les marno-calcaires du Valanginien sont considérés comme imperméables (figure 5, le trait de coupe est représenté en rouge sur la figure 4). La faille de Païolive de direction Cévenole met en contact les terrains du Trias, avec les calcaires karstifiés du Jurassique. De cette manière la faille forme une limite, à priori, imperméable entre ces deux unités. Les rivières du Chassezac et de la Baume forment, quant à elles, des limites à charge imposée. Cependant la réalité de ses limites reste à vérifier avec les différentes données qui seront acquises durant le stage.

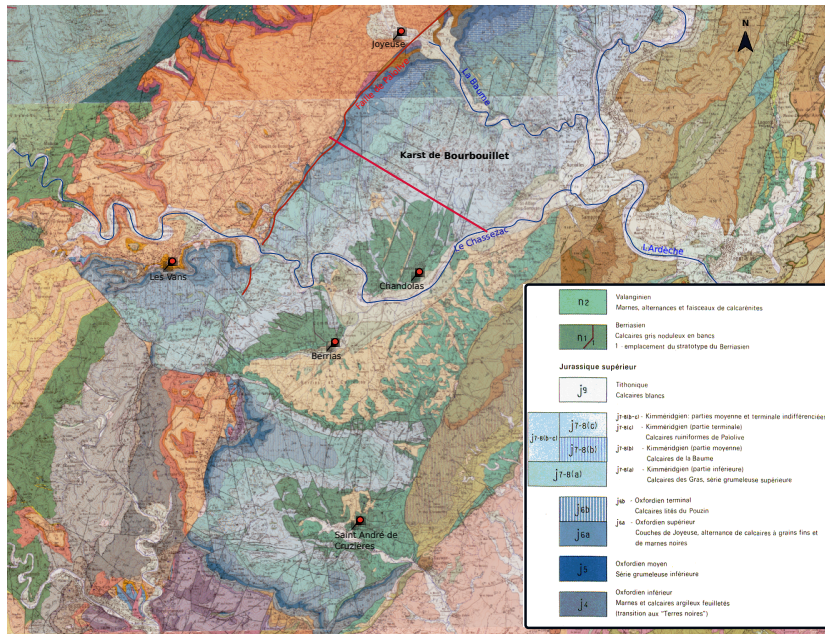


FIGURE 4 – Contexte géologique du karst de La Baume, la légende complète de la carte est en annexe A, figure A.1, (d'après BRGM et Elmi et al., 1989 [39], modifié)

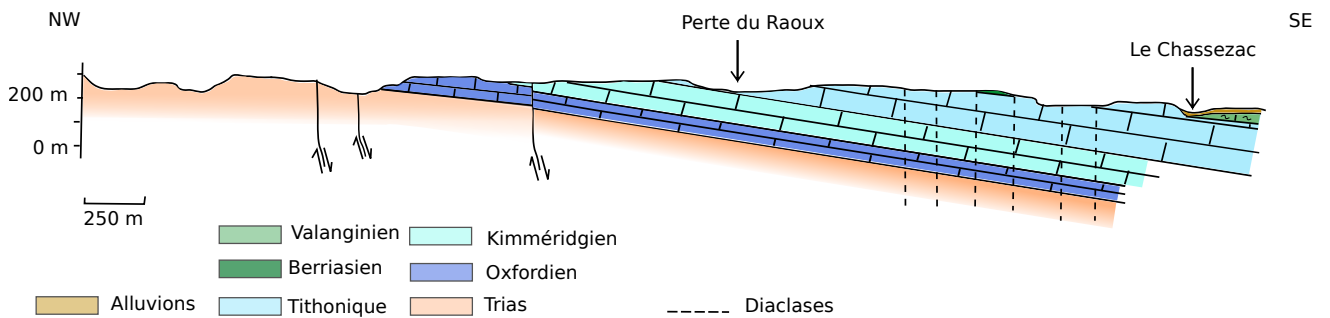


FIGURE 5 – Coupe géologique du karst de Bourbouillet

## 2.2.2 Histoire tectonique

L'histoire tectonique du secteur a permis la mise en place de grands accidents comme la faille de Païolive. Des phases d'extension alternées avec des phases de compression ont permis le jeu de certaines failles.

### 2.2.2.1 Phases extensives

**Période anté-Triassique** : Les grands décrochements tardi hercyniens sont responsables de l'apparition du réseau de failles des Cévennes orienté SW-NE (Arthaud et Matte, 1974 [5]). C'est donc à cette époque qu'apparaît la faille de Païolive.

Le Permien est caractérisé par une période de calme tectonique, excepté la formation de quelques failles normales locales (Bonijoly et al., 1989 [22]).

**Milieu du Trias** : c'est le premier épisode tectonique clairement identifié avec l'extension Thétysienne. Une extension WSW-ENE s'est produite avec la formation de failles normales synsédimentaires orientées NW-SE. La faille des Cévennes rejoue en faille normale (Seranne et al., 2002 [85]) .

**Hettangien - Sinémurien** : une extension N-S responsable de la formation de failles normales orientées E-W s'est produite durant cette période (Bonijoly et al., 1989 [22]).

**Oligocène** : cette phase d'extension, responsable du rifting oligocène, est à l'origine de la formation de nombreux bassins, comme le bassin d'Alès. Cette période est caractérisée par une tectonique cassante distensive de direction NW-SE, perpendiculaire aux fossés oligocènes (Seranne et al., 1995 [84]). Cette distension orientée N120 à N140 est à l'origine du jeu des fractures orientées N020 à N040 (direction cévenole) ainsi que pour les fractures orientées N095-115 (Gombert, 1988 [49]).

### 2.2.2.2 Phases compressives

Les microstructures montrent une compression NW-SE relative à la compression pyrénéenne durant l'Eocène ainsi qu'une compression ENE-WSW, correspondant à la compression alpine pendant le Miocène (Bonijoly et al., 1989 [22]). Les failles de direction cévenole N020 à N030 ont été réactivées en décrochement senestre lors de l'orogénèse pyrénéenne et plus modestement lors de la compression alpine (Arthaud et Séguret, 1981[6], Gombert, 1988 [49], Seranne et al., 2011 [86]). Les accidents N135 à N175 ont, quant à eux, été réactivés en décrochement dextre lors de la phase pyrénéenne (Gombert, 1988 [49]).

Plusieurs événements tectoniques ont ainsi affecté le karst de Bourbouillet. L'étude et l'analyse plus détaillée de ces fractures est présentée dans la partie résultats.

## 2.3 Hydrologie

Les deux rivières formant à priori des limites à charge imposée du karst de Bourbouillet sont les rivières de La Baume et du Chassezac. Ces deux rivières descendent des terrains cristallins et schisteux plus au Nord, dans les Cévennes, et se situent en contrebas du massif entre 100 et 130m NGF, alors que le massif culmine en moyenne autour de 200m NGF. Ces différences d'altitudes limitent la recharge du karst par ces rivières.

De nombreux ruisseaux temporaires parcourent également le secteur en période de hautes eaux. Ils prennent tous leur source sur le karst de Bourbouillet, et la majorité de ces ruisseaux temporaires se jettent dans le Chassezac, les autres alimentent La Baume et la rivière Salindre qui longe la faille de Païolive au Nord du secteur. Ces ruisseaux, associés

aux nombreuses sources présentes sur les rives du Chassezac et de La Baume, indique un soutien du karst à ces rivières en périodes de hautes eaux.

## 2.4 Hydrogéologie

Cette partie vise à présenter rapidement la géomorphologie du karst de Bourbouillet en surface et en profondeur.

### 2.4.1 L'exokarst

Les formes karstiques de surface sont importantes car elles conditionnent la recharge du karst. Le karst de Bourbouillet possède de nombreuses figures karstiques de surface sous formes de diaclases principalement. Quelques dolines sont également présentes, mais ne semblent pas être responsables de la majorité de l'infiltration. L'observation d'un champ de diaclases au nord de Chandolas (figure 6) a permis d'émettre des hypothèses sur l'infiltration : il semblerait que l'eau ruisselle sur les dalles calcaires avant de s'infiltrer très rapidement par les discontinuités de la roche représentées ici par les diaclases. En effet sur le bord des blocs calcaires il est possible d'apercevoir des cannelures (figure 6(a)), témoignage de l'infiltration de l'eau dans les diaclases. Cependant ces figures de karstification tendent à disparaître avec la profondeur (Pascal, 1970 [77]), l'eau passe ensuite par les discontinuités qu'elle rencontre : comme les interlits ou les fractures.



(a) diaclases et cannelures

(b) diaclases

FIGURE 6 – Champ de diaclase au Nord de Chandolas

De nombreuses pertes jalonnent également le secteur, et participent aussi à la recharge du karst. La plus importante est la perte des Raoux, dans laquelle vient se perdre une importante rivière de surface.

### 2.4.2 L'endokarst

Les études spéléologiques sur le karst de Bourbouillet sont très récentes, et chaque

année, de nouvelles parties de réseaux sont découvertes. Le massif est donc toujours en cours d'exploration. Cependant, de nombreux avens et cavités ont déjà pu être répertoriés : on en dénombre plus de 200 sur l'ensemble du massif (comm. pers. P.Serret 2013/2014). Ces réseaux semblent se développer particulièrement au centre de la zone. Au Sud-Ouest, leur absence est certainement liée à la couverture berriasienne, qui diminue le développement de la karstification de surface.

La profondeur des réseaux connus varie entre une dizaine de mètres à plus de 50m pour le réseau de la source de Bourbouillet. Le réseau souterrain du massif est ainsi compris entre 92m et 144m NGF. Cependant, le forage profond de Gerbial, situé au Sud de St Alban, a recoupé un drain karstique à -70m, prouvant ainsi l'existence d'un réseau à 30m NGF, sous le niveau du Chassezac (G.Rabin, 2012 [24]).

Il semblerait donc y avoir un réseau souterrain se développant assez profondément dans les terrains calcaires du Jurassique, cependant les explorations récentes ne permettent pas de confirmer la profondeur du réseau plus au Nord.

### 2.4.3 Synthèse des sources

De nombreuses sources ont été répertoriées sur le karst de La Baume lors de précédentes campagnes de terrain. Leur localisation sous SIG permet une étude plus approfondie de leur position. En effet, une grande partie des sources se situent sur les bords des rivières du Chassezac et de La Baume tandis que l'autre majorité est plutôt localisée au centre de la zone d'étude. Les parties Nord, Sud-Ouest, Est et Ouest ne semblent pas posséder de sources (figure A.2 en annexe A). Toutes ces sources semblent temporaires : en été aucunes d'elles ne coulent en visuel. Cependant elles possèdent toutes un sous écoulement : les nombreux pompages réalisés par les spéléologues, mais aussi par les particuliers abaissent le niveau d'eau durant un temps limité. Une fois le pompage stoppé, l'eau remonte à son état initial (comm. pers P.Serret, A.Deschanel, 2014). Le réseau semble donc être positionné à la limite entre l'épikarst et la zone noyée.

### 2.4.4 Synthèse des forages

Les seuls forages répertoriés officiellement à ce jour sont les forages de Gerbial au Sud de Saint Alban servant à l'AEP (figure A.2 en annexe A). Il y a en tout 5 forages, parmi ces 5 forages, 3 ne dépassent pas 5m de profondeur et sont localisés dans la nappe alluviale, le quatrième est profond de 20 m et semble obstrué à cette côte et le cinquième descend jusqu'à -70m et recoupe un drain karstique à cette profondeur (Rabin, 2012 [24], forages FG1 et FG2 figure A.2 en annexe A). Ce forage recoupe donc les deux ensembles aquifères superposés : la nappe alluviale qui s'arrête à -5m et l'aquifère karstique plus profond. Ces deux ensembles sont séparés par les marnes imperméables à alternance calcaire du Valanginien.

Ces deux aquifères semblent subir une double alimentation : une par les pertes du Chassezac situées sous le pont de Maisonneuve et prouvée par traçage, l'autre alimentation serait celle du karst de Bourbouillet, qui reste cependant à prouver (Rabin, 2012, [24]). Les essais de pompages réalisés sur les puits FG1 et FG2 laissent supposer des réserves d'eau non négligeables. En effet, les pompes installées en même temps, d'une centaine de mètres cubes heure chacune, ont provoqué un rabattement de moins d'un mètre et l'arrêt du pompage a entraîné la remontée quasi instantanée du niveau d'eau.

Ces nouvelles informations viennent apporter une nouvelle vision du système de recharge du karst de Bourbouillet : si l'épikarst se recharge principalement via les infiltrations de surface, le karst serait localement rechargé par l'eau du Chassezac. Le système de recharge serait donc binaire. De plus, l'infiltration rapide de surface, rend ce karst particulièrement sensible aux pollutions.

## 2.5 Karstogenèse

La karstogenèse du karst de Bourbouillet est encore mal connue car très peu étudiée. Pascal (1970, [77]), Gombert (1988, [49]) et Mocochain (2007, [74]) proposent des modèles de karstogenèse pour les plateaux de La Baume et du Bas Vivarais. C'est à partir de ces modèles et des relevés de terrain que nous allons essayer de dater la karstogenèse du karst de Bourbouillet.

### 2.5.1 Généralités

Pascal (1970, [77]) observe une forte karstification des diaclases orientées N000-N030 ouvertes lors de la distension Oligocène. Il en déduit ainsi une karstification post-Oligocène. De plus, les ossements datés du Pliocène retrouvés dans des marnes remplissant une cavité karstique à Mélias (commune de Berrias-Casteljau), ont permis de dater la karstification anté Pliocène (Pascal, 1970 [77], Lhomme, 2007 [66]). Cette datation de karstification est aussi reprise par Gombert (1988, [49]) : il propose un modèle basé sur les évolutions climatiques en lien avec les périodes de mise sous contraintes tectoniques et du niveau de base. L'essentiel de la phase de karstification se serait ainsi produite au début du Miocène lorsque les conditions climatiques étaient encore favorables. Le karst miocène peut donc être caractérisé par des directions préférentielles suivant la phase oligo-miocène avec des réutilisations de la phase pyrénéo-provençale, mais sans grande influence de la phase alpine. L'orientation de ses galeries témoignerait d'un drainage vers l'Ardèche ou le Rhône et son étagement suivrait leur enfouissement fini-miocène (Gombert, 1988, [49]). La crise messinienne serait ainsi responsable d'un surcreusement du karst et d'un enfouissement des réseaux.

Le surcreusement du karst a été mis en avant par les diverses explorations spéléologiques : le réseau des goules de Tournes (du côté de Bourg St Andéol) atteint -154m NGF. Or, la profondeur d'incision du Rhône durant la crise messinienne atteignant -236m NGF (du côté de Pierrelatte) suggère que la genèse de ces réseaux en est la conséquence directe (Mocochain, 2007 [74]). Cependant cet auteur explique la présence des réseaux karstiques actuels du plateau de St Remèze par une karstification ascendante lors de la transgression Pliocène et n'attribue pas un grand rôle à la période Miocène dans la karstification actuelle.

### 2.5.2 Karstogenèse du karst de Bourbouillet

Le plateau des Gras sur lequel est situé le karst de Bourbouillet résulte de l'aplanissement produit au Pliocène Inférieur (anciennement dit « villafranchien ») (Bakalowicz, 2007 [15]). Les galeries souterraines (présentées dans la partie 4.2, figure 9) sont orientées

selon 4 grandes directions :

- Une direction N000-N030 résultant de la distension Oligocène (Pascal, 1970 [77], Gombert, 1988 [49]).
- Une direction N050 ayant joué au pyrénéen et à l'Oligocène (Gombert, 1988 [49]).
- Une direction N100 résultant d'un rejeu lors de la distension Oligocène (Gombert, 1988 [49]).
- Une direction N130 plus faiblement représentée, issue de la compression alpine.

Les directions préférentielles suivent la phase oligocène avec des réutilisations de la phase pyrénéenne, la phase alpine n'est pas fortement représentée. De plus la direction d'utilisation des galeries indique un drainage vers le Chassezac. Ces arguments, associés à un climat favorable et à condition que le gradient hydraulique entre la zone de recharge et le niveau de base soit suffisant, vont dans le sens d'une karstification miocène avec un approfondissement karstique durant le messinien. Cependant pour essayer d'affirmer ou d'infirmer le creusement ascendant du karst durant le Pliocène, une étude plus approfondie des réseaux du karst de Bourbouillet est nécessaire (étude des puits cheminées et des coups de gouges), ainsi qu'une étude détaillée des différentes terrasses alluviales pour établir une chronologie.

## 3 Matériel et méthode

### 3.1 Méthode

Afin de caractériser l'hydrodynamisme du karst de Bourbouillet, nous avons essayé de combiner plusieurs approches. L'analyse de la fracturation par photos aériennes, le relevé de l'orientation des galeries souterraines, et l'application de la méthode Eraso pour identifier les plans de drainage, a permis, dans un premier temps, d'avoir une idée de l'orientation des écoulements. Pour essayer de valider ces premiers résultats deux traçages artificiels ont été réalisés.

L'analyse des paramètres physico chimiques en continu sur 6 sources du karst de Bourbouillet, a permis d'obtenir des informations sur les écoulements, mais aussi sur le système de recharge et de décharge du karst. Des campagnes de jaugeage ont également été effectuées pour mesurer le débit aux sources, mais aussi sur les rivières. La partie chimie, à quant à elle, permis d'établir des relations entre le karst et les eaux de surface ainsi que tracer les eaux souterraines pour essayer d'établir leur provenance.

La modélisation conceptuelle réalisée en fin de rapport a permis un aperçu des volumes mobilisables, ainsi qu'une prévision de la ressource.

Ces premières informations seront importantes dans le cadre de l'établissement d'un modèle conceptuel détaillé, qui servira de base à une future modélisation discrète à hybride.

### 3.2 Matériel

Pour la partie fracturation les images aériennes issues de google earth ont été assemblées puis projetées sous le logiciel SIG QGis. Les réseaux souterrains ont également été projetés sous ce logiciel. La méthode Eraso (Eraso, [40]) à nécessité le recours au logiciel GEODRE pour l'analyse des tectoglyphes.

Pour suivre les sources en continu, 6 sondes CTD (Pression, Température, Conductivité) de la société INW ont été mises en place. Pour les campagnes physico-chimiques ponc-

tuelles nous avons à disposition un pH-mètre et un conductimètre de terrain, ainsi qu'un GPS. Les données ont ensuite été analysées via les logiciels MATLAB et Excel.

Les campagnes de jaugeages sur la Baume et le Chassezac ont été réalisées avec l'ADCP, et les débits sur les sources ont été estimés grâce au radar SVR de la société DECATUR. Les éléments majeurs sont déterminés par chromatographie ionique DIONEX ICS 1000, et les éléments mineurs et traces sont mesurés par ICPMS X série 2 Thermo Scientific au laboratoire Hydrosiences Montpellier. Les analyses Strontium sont réalisées au laboratoire du CEREGE (Aix- Marseille).

Quant à la modélisation conceptuelle, elle a été réalisée en partie grâce au logiciel Karstmod (Mazzilli et al, 2011 [58])

## 4 Resultats-discussions

### 4.1 Fracturation, lien avec la karstification

Les relations entre la fracturation et la karstification sont, pour certains auteurs, étroitement liées selon plusieurs hypothèses : les réseaux se développent préférentiellement selon les directions de rejeu récent et en ouverture des structures tectoniques (Arthaud et Choukroune, 1972 [4], Guérin, 1973 [52], Grillot, 1979 [51], Eraso, 1988 [40]), et les grandes fractures, d'échelle régionale, jouent un rôle majeur dans le drainage du massif (Fenart et al., 1999 [42]).

Il ressort d'une première étude de terrain que beaucoup de cavités karstiques (avens, pertes, résurgences) sont positionnées sur des plans de failles. Il semblerait donc que les fractures soient des plans préférentiels de développement des réseaux karstiques. Pour préciser cette question, nous étudierons la fracturation à plusieurs échelles par photo aérienne et sur le terrain, puis nous comparerons les résultats obtenus à l'orientation des galeries souterraines. Enfin, nous comparerons ces résultats aux plans de drainage obtenus par la méthode Eraso (Eraso, 1988 [40]).

#### 4.1.1 Etude de la fracturation par photo aérienne

L'intérêt des photos aériennes réside dans leur pouvoir de résolution élevée : elles apportent ainsi des informations structurales de bonne qualité, lorsque les conditions d'affleurement et de lithologie sont favorables. Les calcaires jurassiques du karst de Païolive sont à l'affleurement, la végétation est clairsemée et l'anthropisation est assez faible et concentrée autour des villes. Cette répartition des éléments rend l'interprétation par photo aérienne pertinente : une étude de la fracturation multi échelle a pu être réalisée : la longueur des failles ainsi que leur orientation ont été mesurées, les résultats sont présentés sous forme de rosace directionnelle (figure 7).

L'étude de ces rosaces de fracturation montre deux familles principales de fracturation pour les fractures d'échelles kilométrique et hectométrique : une direction N000-N020 et une deuxième orientée N120-N130. Il existe également une direction secondaire pour les fractures d'échelle kilométrique orientée N040, bien représentée en longueur mais faiblement en intensité.

La direction principale de fracturation pour les fractures de taille décamétrique est orientée N170 et correspond à l'orientation principale des fractures de plus grande échelle, à savoir

N000-N020. L'orientation secondaire, pour ces fractures décimétriques est N120. Globalement, il ressort de cette observation générale deux directions principales de fracturation à toutes les échelles : une orientation N000-N020 et une deuxième N120, avec une orientation secondaire N040 représentée en longueur. Cette orientation secondaire correspond aux grandes structures qui recoupent le massif.

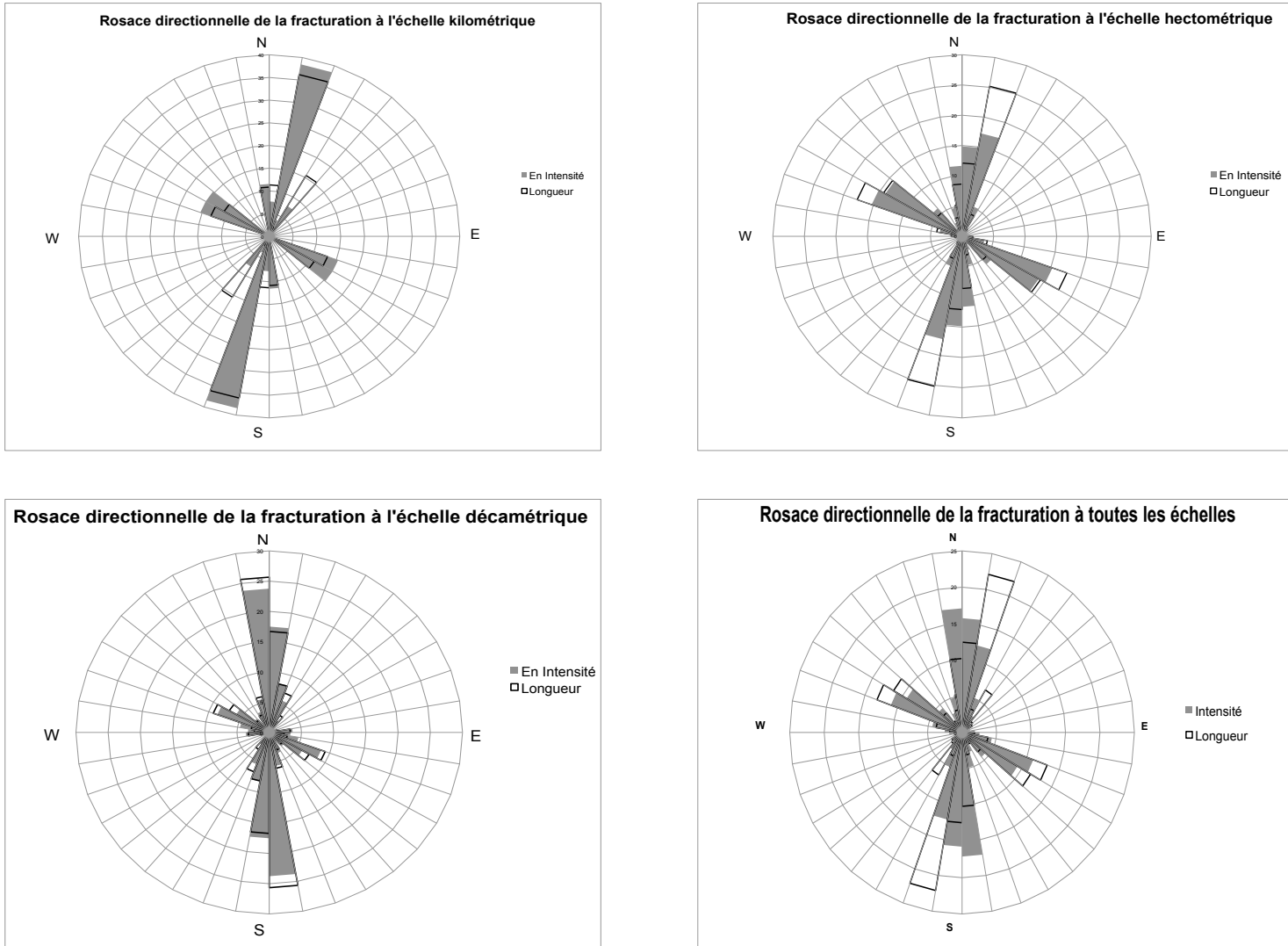


FIGURE 7 – Rosaces directionnelles de la fracturation à toutes les échelles (kilométrique, hectométrique et décimétrique)

Une observation plus détaillée montre qu'à l'échelle hectométrique, les fractures orientées N020 sont bien représentées en longueur mais faiblement en intensité. Comme cette orientation est majeure pour la fracturation à toutes les échelles, il est possible d'en déduire qu'une contrainte principale a affecté le secteur en créant de grands accidents de direction N020, mais faiblement représentés en nombre pour l'échelle hectométrique.

D'une manière générale, plus l'échelle est petite, plus il y a de dispersion de l'orientation des fractures autour des orientations principales : les contraintes à l'origine des failles majeures (échelle kilométrique et hectométrique) perturbent localement le champ de contrainte et favorise une intense fracturation secondaire.

De manière à être validés, ces résultats ont été comparés à différentes études portant sur l'interprétation des photos aériennes du secteur (le tableau B.1 placé en annexe résume les résultats de ces études, ainsi que les méthodes utilisées).

Bien que les méthodes et les supports utilisés pour l'interprétation des photos aériennes diffèrent, les directions principales et secondaires de fracturation se rejoignent :

- Deux directions principales de fracturation : N000-N030 et N110-N130.
- Une direction secondaire : N050-N070

Ces premiers résultats montrent ainsi une similitude de direction de fracturation à toute les échelles, avec deux tendances principales N000-N030 et N110-N130. Il existe donc un lien entre les différentes fractures à différentes échelles, les accidents tectoniques majeurs semblent avoir affectés le karst de Bourbouillet à toutes les échelles.

En reliant ces directions de fracturation, aux grands mouvements tectoniques ayant affectés le secteur (présentés dans la partie Histoire tectonique), il est possible de dater ces grandes directions de fracturation :

- L'orientation principale N020 retrouvée sur les fractures kilométriques et hectométriques correspondrait aux grands décrochements tardi-hercyniens. Ces fractures auraient été réactivées en décrochement sénestre lors de la compression pyrénéenne à l'Eocène et en failles normales lors de l'extension oligocène (Gombert, 1988 [49], Seranne et al., 1995 [84]).
- La deuxième orientation principale N120 serait due à la compression Pyrénéenne et certainement réactivée pendant le Miocène, lors de la compression Alpine.
- La direction secondaire N050-N070 pourrait également être rattachée à l'extension oligocène ou à la phase compressive éocène.

Afin de compléter cette étude de la fracturation par photo aérienne, une étude de la fracturation sur le terrain à petite échelle (métrique à inframétrique) a été réalisée.

#### **4.1.2 Analyse de la fracturation sur le terrain**

Une étude de la fracturation à l'échelle centimétrique a été réalisée de manière à voir si les résultats obtenus se retrouvent à petite échelle. Nous avons relevés les directions de fracturation sur 6 zones réparties dans différentes zones du secteur étudié. De manière à voir si toute la série Jurassique à réagit de la même façon aux diverses contraintes, nous avons fait des relevés de fracturation dans chaque sous étage (la carte est placée en annexe B.1) :

- Les zones 1 et 2 représentent le bas de la série Tithonique. Elle est positionnée entre une fracture majeure orientée N20 et la série du Berriasien à l'Est.
- La zone 3 a été choisie pour sa localisation dans le Berriasien.
- La zone 4 est entre 2 failles en remontant dans la série Tithonique, et à la limite entre Berriasien-Tithonique.
- La zone 5 a été choisie pour avoir le haut de la série Tithonique.
- La zone 6 est située dans la partie moyenne du Kimmeridgien.
- La zone 7 est située dans la partie terminale du Kimmeridgien.

D'un point de vu spatial, le relevés de la fracturation commence au Sud-Est, et remonte vers le Nord-Nord Ouest.

En tout, la direction d'une petite centaine de fractures a été relevée, les résultats sont présentés sous forme de rosace directionnelle (figure 8(a)).

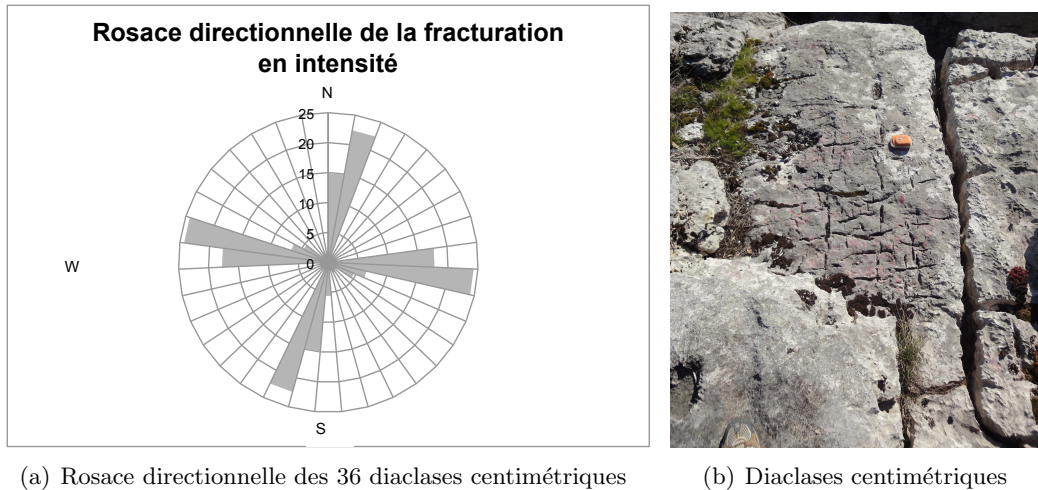


FIGURE 8 – Champ de diaclases au Nord de Chandolas

L'étude de ces microfractures, révèle deux orientations principales : N020 et N100, qui sont les orientations principales de fracturation à plus grande échelle (l'orientation N100 peut être rattachée à l'orientation N120 : les contraintes peuvent tourner de quelques degrés en affectant les roches à différentes échelles).

Ainsi le karst de Bourbouillet a été affecté par la tectonique à toute les échelles selon deux directions principales N000-N020 et N110-130. Malgré cette importante fracturation, le karst de Bourbouillet n'a pas subi de décalage tectonique particulier. A part la grande faille de Païolive qui a induit un décalage majeur entre le Trias et le Jurassique, les fractures ayant affectées le karst semblent être principalement des diaclases. Cette fracturation va contraindre l'infiltration mais aussi les écoulements. Pour mettre en avant une relation claire entre la direction de fracturation et la direction d'écoulement, nous allons étudier la direction des galeries souterraines.

## 4.2 Direction des galeries souterraines

Le secteur du karst de Bourbouillet fait l'objet, depuis quelques années, de nombreuses recherches spéléologiques. C'est grâce aux spéléologues et en particulier grâce à Patrick Serret (et son blog 1001 siphons [87]), que j'ai pu obtenir les plans des galeries répertoriées à ce jour. Leur orientation ainsi que leur longueur sont représentées sous forme de rosace directionnelle (figure 9).

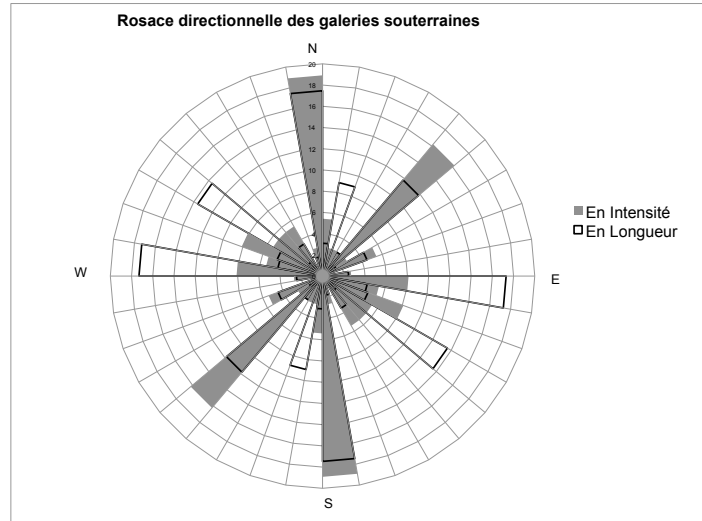


FIGURE 9 – Rosace directionnelle de l'orientation des galeries souterraines

Les résultats obtenus sont assez intéressants, en particulier lorsqu'ils sont comparés aux rosaces directionnelles de la fracturation. En effet, la direction principale des galeries en intensité et en longueur est orientée N170, ce qui correspond à la direction principale N00-N020. De plus l'orientation N100 des galeries, très bien représentée en longueur mais plus faiblement en intensité, correspond à la seconde orientation principale de la fracturation (figure 8(a)).

Trois directions secondaires concernant l'orientation des galeries sont également visibles :

- Les orientations N140 et N020 correspondent à l'orientation principale des fractures à toutes les échelles, elles sont faiblement représentées en intensité mais fortement en longueur.
- L'orientation N045 correspond à l'orientation secondaire de la fracturation.

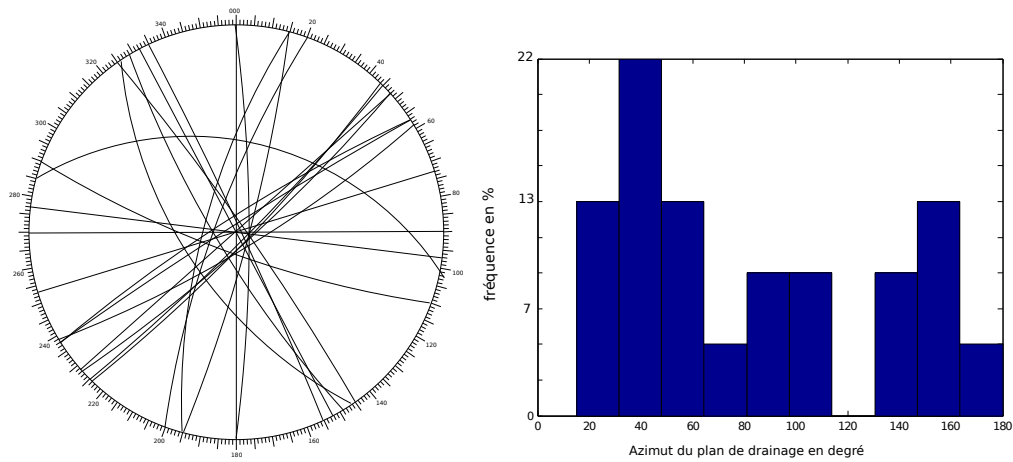
Il y a donc un lien clair entre les orientations de fracturation et la direction des galeries souterraines : l'eau a donc utilisé la fracturation pour s'infiltrer et s'écouler. Nous allons maintenant essayer de déterminer si il existe des plans préférentiels de drainage au sein de cette fracturation.

#### 4.2.1 Identification des plans de drainage, application de la méthode Eraso

La méthode Eraso (Eraso,1988 [40]) s'appuie sur le postulat d'Arthaud et Choukroune (1972 [4]) : seuls les plans en distension fournissent une perméabilité suffisante pour permettre un écoulement. La méthode consiste donc à déterminer les plans de drainage à partir des ellipsoïdes de contraintes : les plans de drainages correspondent toujours au plan  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  (plan distensif) perpendiculaire au plan  $\sigma_3$ . Pour trouver les ellipsoïdes de contraintes, il faut relever sur le terrain des conjugaisons de tectoglyphes, qui, reportées sur un diagramme de Wulff, permettent de définir les plans  $\sigma_1$ - $\sigma_2$ . Les plans de drainages sont les pôles de ces plans  $\sigma_1$ - $\sigma_2$ . La méthode se termine par une étude statistique de l'orientation de ces plans de drainage.

Des conjugaisons faille-faille et veine-faille ont été relevées sur le terrain selon la stratégie d'échantillonnage décrite dans la partie 4.1.2. Ces relevés de terrain consistent à mesurer l'orientation des tectoglyphes mais aussi leur inclinaison et la direction de leur inclinaison. Les résultats sont ensuite traités avec le logiciel GEODRE qui calcule directe-

ment les plans de drainage (Eraso, 1988 [40]). Les résultats sont présentés dans la figure 10 ci dessous.



(a) Diagramme de Wulff représentant les plans de drainage (b) Histogramme des directions de drainage du massif de Bourbouillet

FIGURE 10 – Représentation des plans de drainage du karst de Bourbouillet d’après la méthode Erasó

L’orientation N040 (représentative de l’extension oligocène) représente 22% des plans de drainage (figure 10(b)) et devient ainsi l’orientation principale de drainage. Trois orientations secondaires représentant chacune 13% de la totalité des plans de drainage calculés sont également présentes : ce sont les directions N020, N060 et N160.

En comparant ces résultats aux directions des galeries (figure 9), on s’aperçoit que l’orientation principale de drainage N040 correspond à une des orientations principales des galeries souterraines. Les orientations secondaires N020 et N160 correspondent aux directions principales de fracturation et des réseaux souterrains.

Cette méthode permet donc d’obtenir des plans de drainage dans le cas où les réseaux souterrains sont mal connus. Cependant, elle ne prend pas en compte le gradient hydraulique. En effet, les réseaux de galeries orientés N100 et N130 se développent en direction du Chassezac qui constitue le niveau de base du karst. Ces directions sont ainsi perpendiculaires aux directions de drainage, créant ainsi un réseau karstique complexe. Dans ce type de réseau, l’écoulement est difficile avec des fortes pertes de charge (Bakalowicz et al., 1999 [17]).

Ces premiers résultats permettent une meilleure compréhension des écoulements au sein du karst de Bourbouillet : les réseaux se sont bien développés selon des plans de fractures en extension. Cependant l’étude peut être complétée, en effet, seulement une vingtaine de conjugaisons de tectoglyphes a été relevée, et les résultats ne permettent pas d’expliquer l’important développement des réseaux souterrains selon l’orientation N170. Nous avons voulu essayer, pour confirmer ces résultats, de prouver par traçage le lien entre fracturation et écoulement.

## 4.3 Traçages artificiels

Nous avons voulu nous servir des traçages artificiels pour mettre en évidence des réseaux de galeries souterrains suspectés ou inconnus en nous servant du réseau de failles et montrer ainsi une relation entre le développement des réseaux et la fracturation de surface.

### 4.3.1 Matériel et méthode

#### 4.3.1.1 Méthode

Un inventaire des colorations déjà effectuées a été réalisé dans le but de ne pas refaire les mêmes colorations (tableau B.2 en annexe B).

Dans l'esprit d'identifier des écoulements le long de failles, nous aurions voulu recolorer la perte du Raoux qui se situe en plein sur une fracture longue de plusieurs centaines de mètres (figure 11) et suivre la partie amont du réseau de la Reinette ainsi que Font Quesako (pointillé bleu figure 11) pour voir si le développement du réseau suit le réseau de failles. Cependant les conditions météorologiques dont nous étions tributaires ne nous ont pas permis de réaliser cette coloration : la perte était sèche. Nous avons dû nous rabattre sur les rivières souterraines connues qui coulaient encore (com. pers. P. Serret, 2014). Nous avons ainsi coloré l'Event des Cascades à la fluorescéine (200g) le 19/03/14 à 13H10, ainsi que l'aval du lac souterrain de la Reinette à la sulforhodamine (500g) le 19/03/14 à 11H40.<sup>2</sup> Un traçage au sel a également été réalisé dans le siphon aval (aval du lac) (encadré bleu figure 11). Ce traçage au sel a été effectué (en plus de la rhodamine) car nous voulions suivre 4 sources simultanément, mais seulement 3 fluorimètres étaient disponibles. De cette manière, le traçage a pu être suivi via la conductivité au Ranc d'aven (car cette source est déjà équipée d'une sonde CTD, figure 11).

4 sources ont donc pu être suivies (jaune figure 11) :

- Puits Pelouse qui émerge en bout de faille.
- Le Tirbirou dont le siphon est actif toute l'année (1001siphonsardeche [87]), et qui se positionne à un endroit stratégique entre les deux colorations réalisées.
- La Douce qui fait partie des sources les plus importantes du secteur d'étude
- Le Ranc d'aven suivi par conductivité via la sonde CTD en place, et qui fait également partie des importantes sources du secteur.

---

2. Les colorations ont pu être réalisées grâce à Rémy Muller (HSM) et Judicaël Arnaud du comité départemental de spéléologie

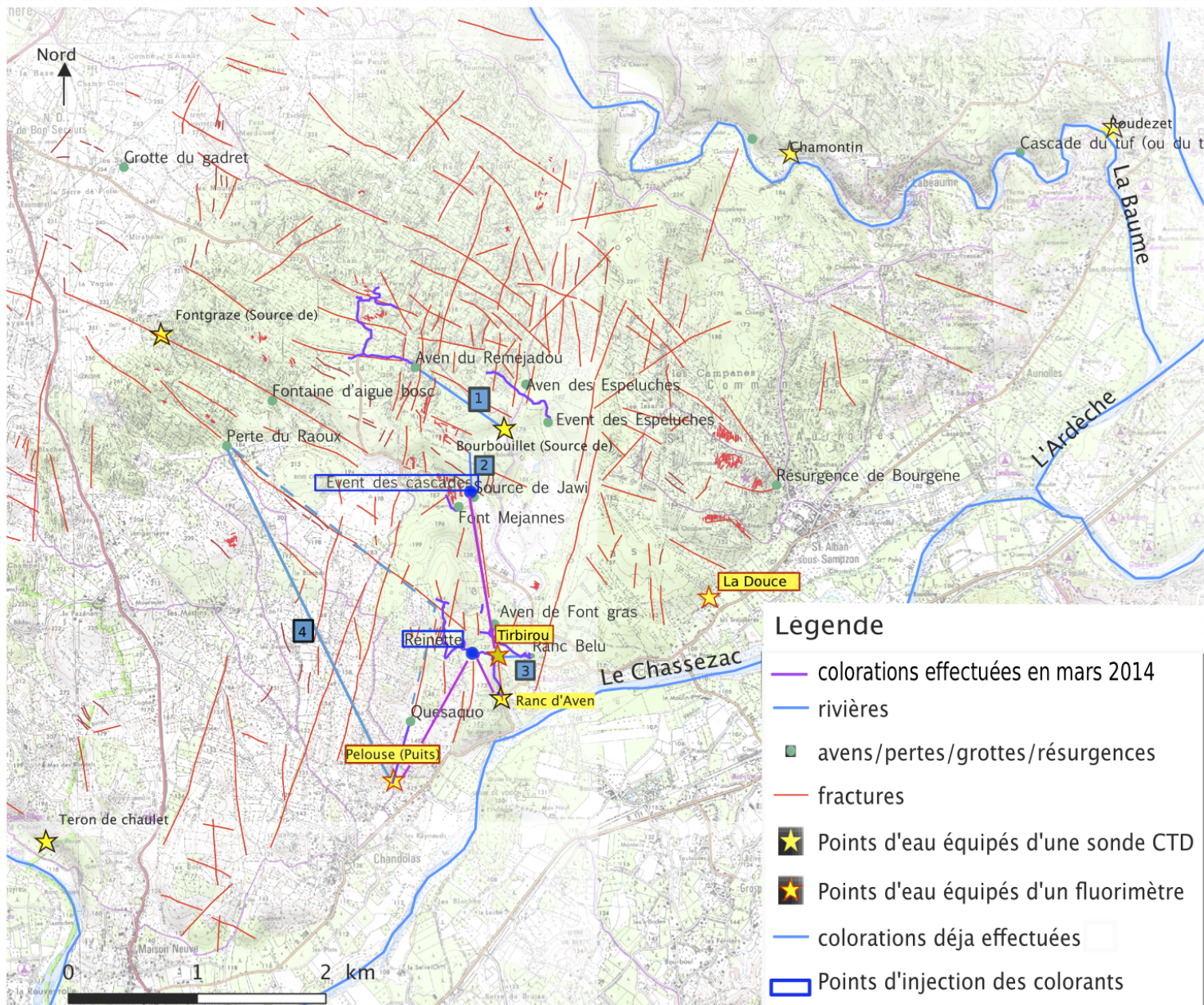


FIGURE 11 – Carte des colorations du secteur du karst de Païolive

#### 4.3.1.2 Matériel

Trois fluorimètres ont ainsi été installés :

- Sur le site de Puits Pelouse le fluorimètre FL530 dit « fluo enseignement ». L'appareil a fonctionné du 19/03/14 11h au 21/03/14 9h.
- A la source de La Douce, un fluorimètre d'ancienne génération avec une sonde analogique fl a été installé. L'appareil a fonctionné correctement et a été retiré le 30/03.
- Au Tirbirou, le fluorimètre fl620 a été placé puis retiré le 3/04.
- A la source du Ranc d'aven, une sonde CTD placée en septembre 2013 et retirée le 3/04/14 a permis de surveiller le traçage au sel.
- 500g de sulforhodamine et 200g de fluorescéine ont respectivement été injectés dans

le lac de la Reinette, et dans l'évent des Cascades.

- Un kilogramme de sel a été dilué dans le ruisseau coulant en aval du lac de la Reinette.

### 4.3.2 Résultats

Les traçages ont donc été réalisés le 19 mars après plusieurs semaines sans pluie : les niveaux d'eau sont très bas et les rivières souterraines possèdent un très faible débit. Le 22 mars, une pluie de 32 mm s'abat sur la zone, met en charge tout le réseau et fait passer les sources à leur niveau de crue. Cette pluie a ainsi pu lessiver les réseaux des colorations et accélérer leur temps de transit.

**Tirbirou :** Le fluorimètre a bien enregistré le passage de la crue : les enregistrements indiquent une diminution de la température de l'eau le 22 mars au matin, et un pic de turbidité le soir même à 21H30. Le pic de fluorescéine est détecté le 23 mars à 7H50 avec une concentration faible d'environ 0,5ppb (figure 12). Par contre aucune trace de sulforhodamine n'est détectée. La vitesse apparente est d'environ  $14 \text{ m h}^{-1}$ .

Une approximation grossière du débit du Tirbirou à environ  $100 \text{ L s}^{-1}$  pendant 3 jours, permet d'obtenir une restitution de 7g (soit 3%) de fluorescéine. Même si le débit (et donc la restitution) est multiplié par 5 (ce qui commence à faire beaucoup vu la taille de la grotte), il manque encore beaucoup de traceur. Il est donc possible de conclure que le Tirbirou n'est pas le principal exutoire de l'évent des Cascades.

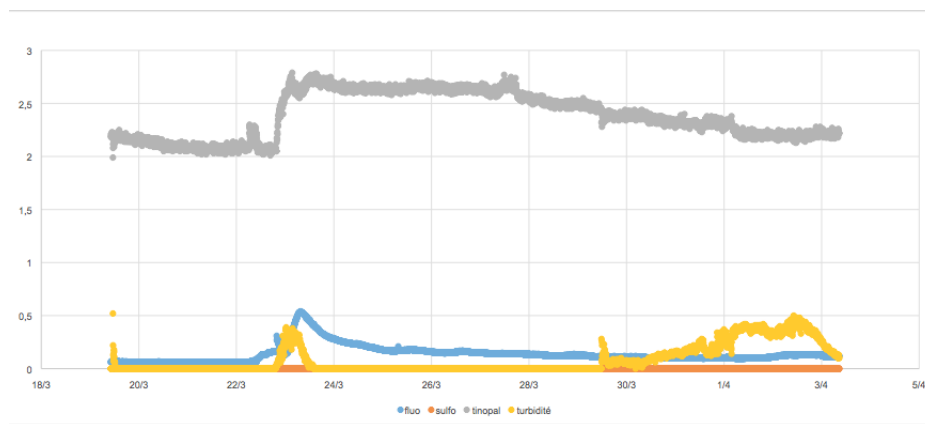


FIGURE 12 – Courbes illustrant les différents pics de traceurs à la source de Tirbirou

**Font de la Douce :** Les analyses au laboratoire ont montré un dysfonctionnement de l'appareil responsable d'un bruit de fond conséquent (50mV au lieu de 10mV). L'analyse des résultats ne laisse pas apparaître de restitution franche sur ce site : absence de pic de plusieurs dizaines de ppb. Il est par contre impossible de dire si il n'y a pas eu un petit pic comme celui observé à Tirbirou qui aurait pu être masqué par le bruit de fond conséquent.

**Puits Pelouse :** Durant la période de fonctionnement de l'appareil (19 au 21 mars), un pic de turbidité inexplicable a été enregistré, mais aucun signal pouvant être relié aux traceurs. Dans la mesure où l'appareil s'est éteint avant la crue, il est difficile de conclure sur ce site. En revanche la sonde CTD installée depuis septembre semble avoir enregistré

un pic de conductivité anormal sur cette crue (figure 13).

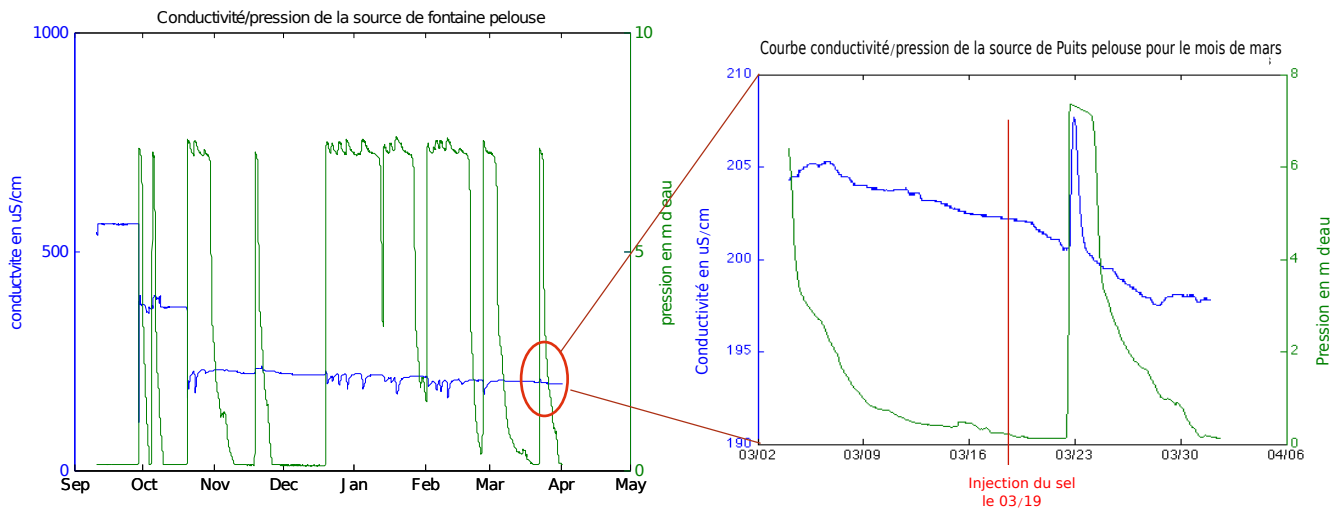


FIGURE 13 – Pic de crue associé à la conductivité lors de la crue du 22 et 23 mars 2014 sur la source de Puits Pelouse

L'analyse des enregistrements des sondes CTD de septembre 2013 à avril 2014, révèle un pic négatif net de conductivité à chaque crue (figure 13 et voir partie Analyse des enregistrements CTD des sondes), exception faite pour la crue de novembre. Cependant en zoomant sur cette crue (figure B.2 en annexe B), on s'aperçoit que le pic positif de conductivité est directement associé à un pic négatif, ce qui n'est pas le cas pour la crue du 23 mars.

Ces différences de conductivité pour la crue de novembre, pourraient s'expliquer par un effet piston, tandis que le pic de conductivité du 23 mars, qui ressemble à un pic de restitution, pourrait être associé à l'injection de sel. Cependant, ce dernier résultat ne peut être affirmé à 100%. Si ce pic est lié au traçage au sel, la vitesse apparente est de  $12 \text{ m h}^{-1}$ .

**Ranc d'aven :** Cette station n'est équipée que d'une sonde CTD mise en place en septembre 2013 pour le suivi continu de la source. Grâce à cette sonde, le traçage au sel a pu être suivi sur cette source.

L'analyse des données CTD montre que chaque crue est accompagnée d'un pic de conductivité (figure 14). Cependant, le pic de conductivité de la crue du 22 et 23 mars (entouré en rouge figure 14) est plus important que les autres pics de conductivité et s'étale un peu plus dans le temps. Ces particularités seraient dues à la contribution du traçage au sel réalisé dans le trou de la Reinette. En zoomant sur ce pic de conductivité, deux pics distincts de conductivité apparaissent : le premier à lieu le 22 mars entre 21h et minuit, le second se produit le 23 et le 24 mars entre 23h et 4h du matin (la vitesse apparente calculée est de  $5 \text{ m h}^{-1}$ ). Le premier pic serait sensiblement le même que celui de Puits Pelouse qui est visible de 21h à minuit, soit une heure après le premier pic de la source du Ranc d'aven. Cependant le deuxième pic qui arrive pratiquement 24h après le premier, n'est visible qu'au Ranc d'aven. Il pourrait traduire une seconde arrivée d'eau plus salée, qui a certainement emprunté un réseau secondaire plus petit causant ainsi le retard observé.

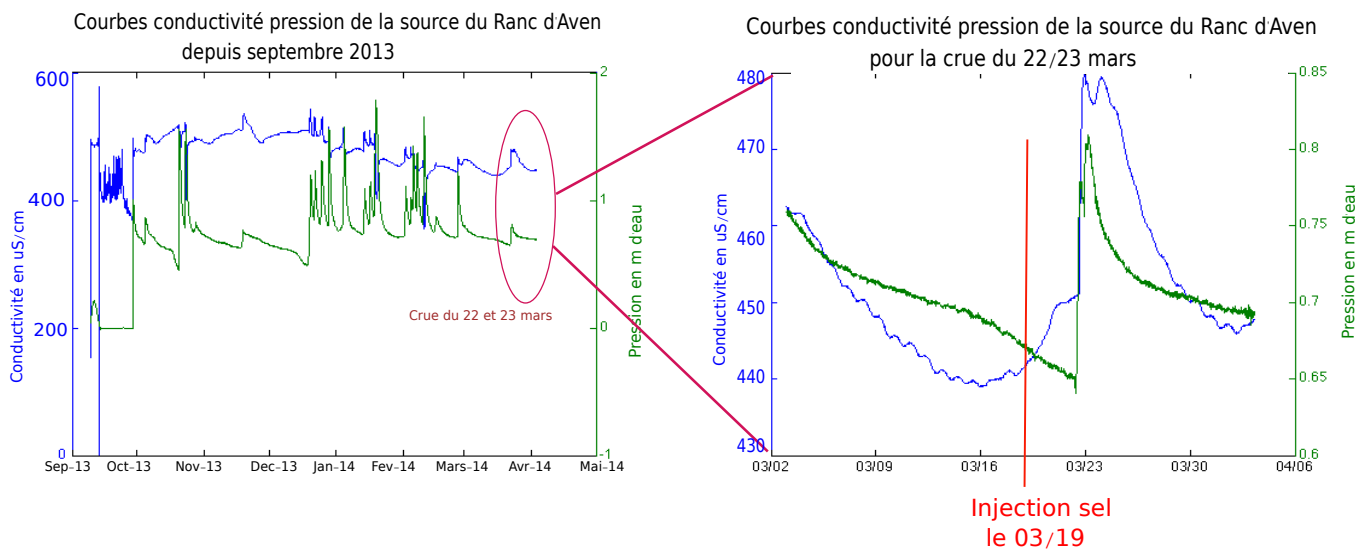


FIGURE 14 – Données pression/conductivité de la sonde CTD de septembre 2013 à avril 2014 et zoom sur la crue du 22 et 23 mars 2014

Nous venons ainsi de prouver par traçage les liaisons Event des Cascades-Tirbirou, Trou de la Reinette-Ranc d'aven et Puits Pelouse (en violet figure 11). La liaison Event des Cascades-Tirbirou est intéressante car elle suit directement une faille Nord-Sud, orientation principale des galeries souterraines. En ce qui concerne la liaison Reinette-Puits Pelouse, une hypothèse serait que le réseau de la Reinette continue jusqu'à Font Quesako et poursuit son développement le long de la faille N030 jusqu'à Puits Pelouse. Cette orientation fait aussi partie des plans préférentiels de drainage obtenu par la méthode ERASO, et fait partie des orientations principales de développement des galeries souterraines. Les vitesses d'écoulement apparentes sont assez faibles sachant que des vitesses apparentes de l'ordre de la centaine de mètres par heure ont pu être observées (Käss, 1998 [60]). Cependant ces valeurs sont à prendre avec précautions : les injections ont été réalisées en basses eaux et les débits étaient très faibles. Suite à la pluie, il a fallu environ 24h pour que les traceurs soient détectés. Ces indications laissent penser que les vitesses apparentes peuvent être beaucoup plus rapides, mais ne sont pas assez précises pour affirmer l'existence d'un drain majeur.

Les écoulements du massif de Bourbouillet se sont ainsi développés le long des fractures, qui ont ensuite été karstifiées créant les galeries souterraines actuelles. Cependant la direction de ces écoulements a également été contrainte par le niveau de base que représente le Chassezac (ou un paléo Chassezac) : les directions N100 à N130 bien représentées avec les galeries souterraines mais absentes des résultats issus de la méthode ERASO en témoignent.

## 4.4 Analyse des paramètres physico-chimiques

### 4.4.1 Sondes installées

Les sondes installées sont des sondes CTD aqua4Plus (entreprise Géotech) capables de mesurer la température, la pression et la conductivité. L'analyse de la température va permettre d'estimer l'influence de l'eau de pluie atmosphérique sur la recharge, mais également d'avoir une idée des profondeurs de circulation de l'eau souterraine. La pression va nous renseigner sur la hauteur d'eau de la nappe, et la conductivité permet de

différencier les parts d'eau météorique et d'eau stockée au sein de l'aquifère mais aussi son influence lithologique.

Les sondes ont été installées lors de la campagne de terrain du 9 et 10 septembre 2013, les données ont ensuite été récupérées entre fin mars et début avril 2014 pour les sondes du Creux de Bouchart, de Fontgraze, de Bourbouillet, du Ranc d'aven et de Puits Pelouse. Les sondes à la source du Font de la Douce et du Téron de Chaulet, n'ont pu être récupérées en raison de la hauteur d'eau encore importante.

#### 4.4.2 Sources équipées

Lors d'une première étude dans le cadre d'un stage de master 1 (Fontanel, 2013 [44]), 6 points d'eau ont été déterminés pour être équipés d'une sonde CTD (en jaune figure 15), 3 sondes avaient déjà été installées quelques années auparavant (orange figure 15).

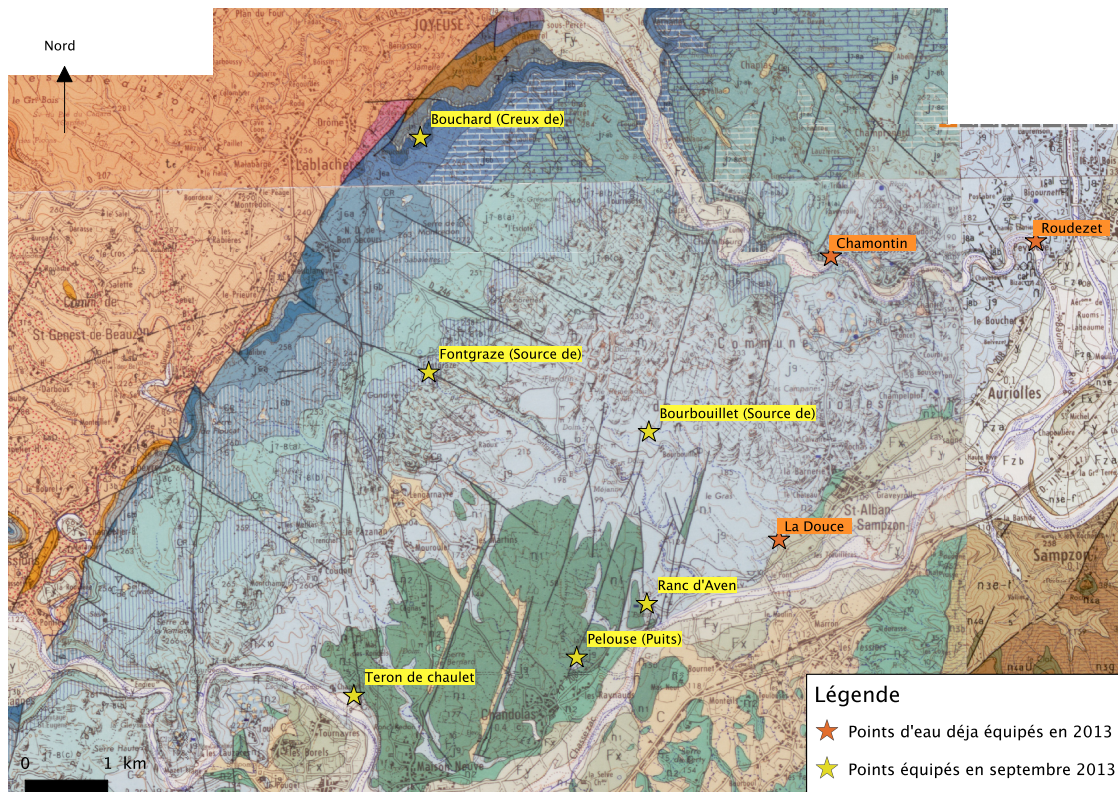


FIGURE 15 – Localisation des sources équipées d'une sonde CTD sur fond de carte géologique

Les sources semblent toutes posséder un comportement type vaclusien (comm. pers P.Serret, 2014), sauf la source du Creux de Bouchart qui émerge à une interface calcaire/marne et qui serait plutôt de type déversement. Ces sources ont été choisies pour leur position géographique stratégique : au nord du secteur pour la source du Creux de Bouchart, au centre pour les sources de Fontgraze et de Bourbouillet, et au sud pour les sources du Ranc d'aven, de Puits Pelouse et du Téron de Chaulet. En plus de leur position stratégique, certaines sources ont été retenues pour la spécificité de leur environnement géologique : la source du Creux de Bouchart se situe dans les calcaires marneux de l'Ox-

fordien, et les sources du Ranc d’aven, de Puits Pelouse et du Téron de Chaulet émergent dans la couverture marno calcaire du Berriasien (Fontanel, 2013 [44]).

Les sources de Chamontin et de Roudezet sont situées en rive gauche de La Baume, et drainent la partie karstique au Nord de la rivière. Ce karst ne fait pas parti du karst de Bourbouillet, nous n’étudierons donc pas ces deux sources.

#### 4.4.3 Analyse des enregistrements CTD

Une analyse globale des paramètres mesurés par les sondes CTD va permettre d’observer les grandes tendances comportementales des sources et d’effectuer un premier classement. Pour cela, les valeurs minimales, maximales, la moyenne et l’écart type des paramètres mesurés, ont été calculés pour chaque source (tableau 1). De façon à identifier plus rapidement des groupes de sources, des courbes présentant la moyenne en fonction de l’écart type pour chaque paramètre et pour chaque source ont été réalisées (figure 16).

Il est difficile de comparer les hauteurs d’eau entre elles car elles dépendent en grande partie de la forme des exutoires, et chaque source possède une forme d’exutoire différente. Cependant, la source de Puits Pelouse se dégage nettement des autres : son amplitude varie de 0 à 7m contre 1m maximum pour les autres sources (figure16(a)).

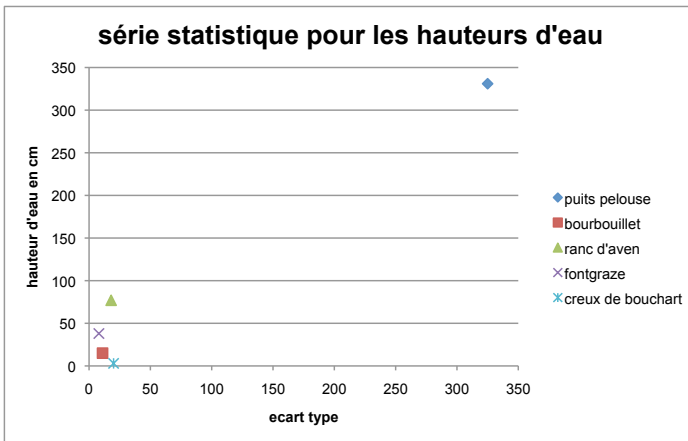
En ce qui concerne la température, la moyenne est de 13°C environ pour toutes les sources (tableau 1), ce qui correspond à la température atmosphérique moyenne annuelle. Ces valeurs sont donc cohérentes pour des eaux souterraines. Les températures minimales varient de quelques degrés suivant les sources, ceci est du au placement des sondes CTD : en effet pour Fontaine Pelouse et Fontgraze, les sondes sont respectivement placées au fond d’une grotte et dans un abri, ce qui les protège du froid l’hiver. Les températures maximales sont de 16°C. Seule la source du Creux de Bouchart se différencie par son écart type plus élevé (figure 16(b) ).

Paramètres	Sources	Min	Max	Moy	Ecart-type
Hauteur d’eau en cm	Fontgraze	0	79.65	38.83	8.00
	Ranc d’aven	0	178.1	77.34	18.61
	Fontaine pelouse	0	762.50	331.57	325
	Bourbouillet	0	59.80	15.14	10.94
	Creux de Bouchart	0	101.38	3.64	20.06
Température en °C	Fontgraze	10.7	16.3	13.9	0.46
	Ranc d’aven	9.5	16.2	13.5	0.52
	Fontaine pelouse	12.2	16.9	13.7	0.39
	Bourbouillet	9.9	16.9	13.1	0.39
	Creux de Bouchart	9	16	13.7	3.53
Conductivité en $\mu\text{S cm}^{-1}$	Fontgraze	310	633	538	60.90
	Ranc d’aven	310	577	479	25.82
	Fontaine pelouse	160	563	260	53.98
	Bourbouillet	360	611	525	29.75
	Creux de Bouchart	250	570	371	75.70

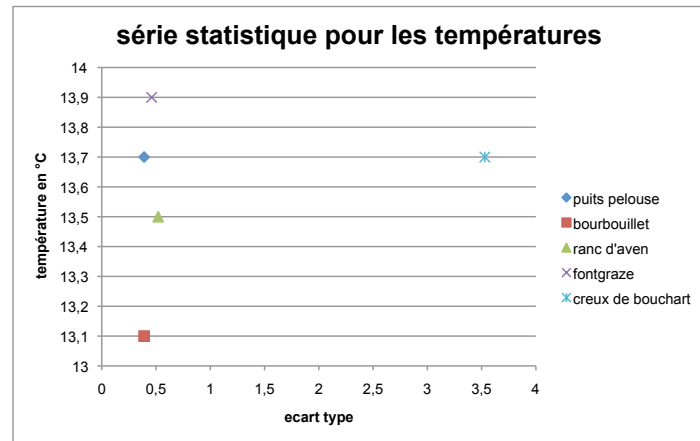
TABLE 1 – Valeurs maximales, minimales et moyennes des données enregistrées par les sondes CTD pour chaque source.

La conductivité moyenne est sensiblement la même d'une source à l'autre environ  $560 \mu\text{S cm}^{-1}$ , exception faite pour les sources de Fontaine Pelouse et du Creux de Bouchart qui possèdent une conductivité moyenne plus faible (respectivement  $260 \mu\text{S cm}^{-1}$  et  $371 \mu\text{S cm}^{-1}$ ). Ces deux sources ainsi que celle de Fontgraze, se différencient par un écart type plus élevé que pour les autres sources (figure 16(c)).

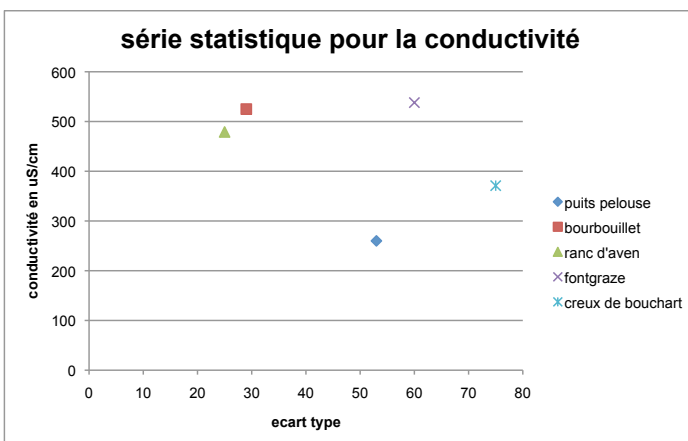
D'une manière générale, il n'y a pas de groupe de sources avec des particularités bien marquées qui se dégagent de ces premiers résultats. Les températures et les conductivités indiquent des écoulements souterrains en environnement calcaire. Sur ces 5 sources, 3 ont des comportements un peu particuliers : Puits Pelouse possède de fortes amplitudes de hauteur d'eau et un écart type de conductivité important, le Creux de Bouchart se distingue par ses forts écarts type de température et de conductivité et Fontgraze possède un écart type de conductivité un peu élevé par rapport à Bourbouillet et au Ranc d'Aven. Avec cette première analyse, deux groupes de sources se dégagent : les sources de Fontgraze, de Puits Pelouse et du Creux de Bouchart avec des particularités bien marquées, et le groupe Bourbouillet, Ranc d'Aven, qui ne possèdent pas de caractéristiques marquées.



(a) serie statistique pour les hauteurs d'eau



(b) serie statistique pour la température



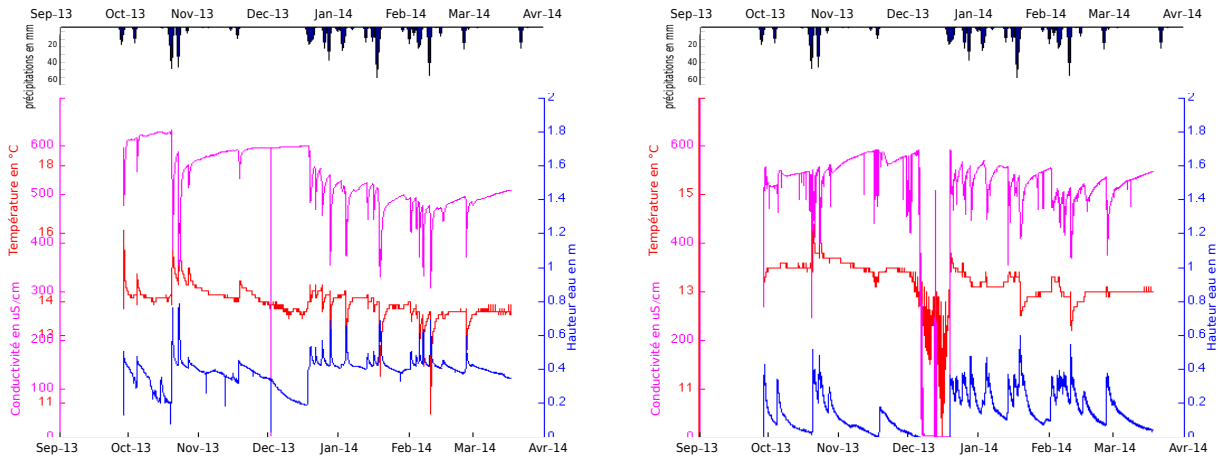
(c) serie statistique pour la conductivité

FIGURE 16 – Représentation graphique des paramètres physico-chimiques enregistrés par les sondes CTD en fonction de l'écart type

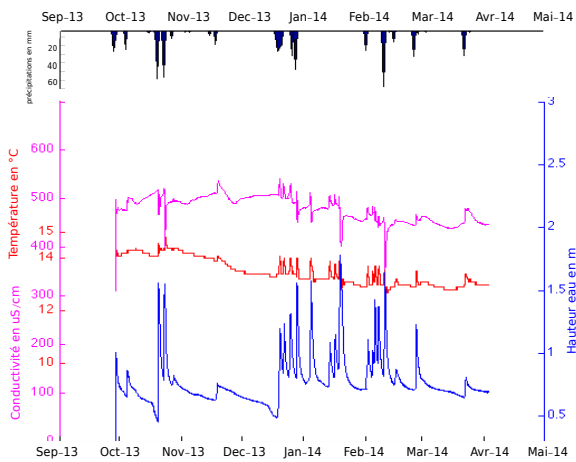
Nous allons maintenant étudier les résultats des sondes CTD en analysant les courbes des différents paramètres au cours du temps. Les sources de Bourbouillet, du Ranc d'aven et de Fontgraze ont été regroupées car elles possèdent un comportement similaire. Les sources du creux de Bouchart et de Puits Pelouse seront étudiées séparément.

### Source de Fontgraze, de Bourbouillet et du Ranc d'aven

Les données sont présentées sous forme de graphique dans la figure 17.



(a) Analyse des paramètres conductivité, pression, température de la sonde CTD placée à la source de Fontgraze (b) Analyse des paramètres conductivité, pression, température de la sonde CTD placée à la source de Bourbouillet



(c) Analyse des paramètres conductivité, pression, température de la sonde CTD placée à la source du Ranc d'aven

FIGURE 17 – Représentation des paramètres de conductivité, pression et température, enregistrés en continu par les sondes CTD sur les sources de Fontgraze, Bourbouillet et Ranc d'aven

L'étiage de l'année 2013 se termine avec les pluies d'octobre qui remettent en charge le réseau des sources : une pluie de 30 mm a suffi pour passer de l'étiage à un épisode de crue. Il est facile de remarquer que chaque pic de hauteur d'eau est associé à un pic

de conductivité et à un pic de température. Les pics de température sont positifs jusqu'à décembre puis deviennent négatifs. Cette variation est à relier avec la température atmosphérique : quand celle-ci est supérieure à la température de l'eau souterraine (environ 13°C), les pics de température sont positifs, quand elle est inférieure, les pics sont négatifs. Cette variation de température indique une alimentation de la source par les eaux de pluie et des temps de séjours de l'eau relativement rapides. Ceci est confirmé par les pics de conductivité négatifs associés à chaque pic de pression : l'eau de pluie, moins minéralisée fait chuter la conductivité par dilution des eaux souterraines. Ces pics de conductivité négatifs sont presque toujours précédés d'un pic de conductivité positif (cela est particulièrement visible pour la source du Ranc d'aven 17(c)). Ce comportement met en avant un effet piston : les eaux plus anciennes et plus minéralisées sont poussées par les eaux plus récentes moins minéralisées.

En ce qui concerne les temps de transferts, ils sont très rapides, il suffit de quelques heures au réseau pour se mettre en charge après une pluie.

L'étude de la décrue, montre deux régimes différents. Lorsque les pluies ne dépassent pas 30mm la décrue est plutôt lente (une dizaine de jour), alors qu'elle ne prend que quelques jours quand les pluies dépassent 30mm (voir les pics en bleus figure 17). Ces deux temps de décrue différents mettent en avant deux réseaux karstiques complémentaires : un plus profond dans lequel s'infiltre les premières pluies, et un deuxième, plus superficiel et plus conducteur, qui fonctionne comme trop plein du premier.

Ces premiers résultats montrent un système très réactif aux précipitations : la mise en charge du réseau est de quelques heures, avec une décrue assez lente (plusieurs semaines).

### Source de Fontaine Pelouse

Lors de la comparaison des valeurs moyennes de conductivité des sources entre elles (tableau 1), la source de Fontaine Pelouse se démarquait par sa conductivité très basse ( $260\mu\text{S cm}^{-1}$ ) et ses amplitudes de hauteurs d'eau importantes (7m). Nous allons maintenant étudier ses caractéristiques grâce aux données de la sonde CTD (figure 18).

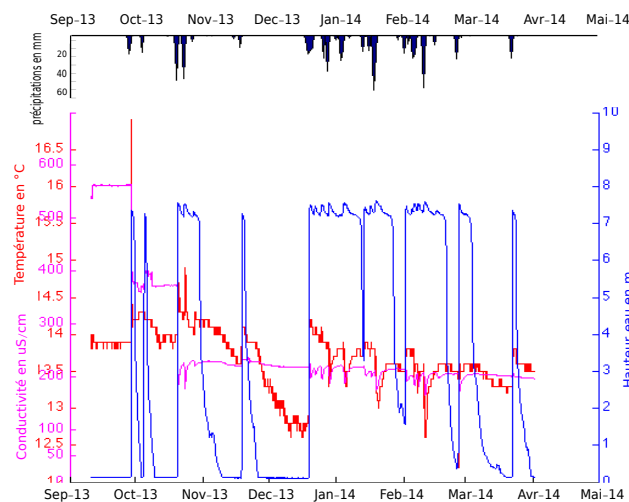


FIGURE 18 – Evolution des données de température, pluie, conductivité, pression pour la source de Fontaine Pelouse

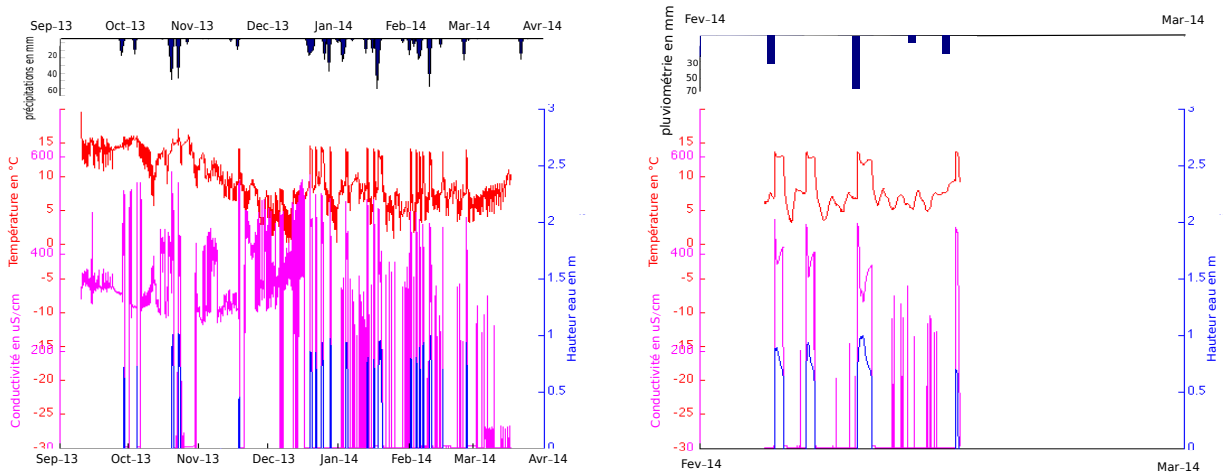
Comme pour les sources précédentes, les pics de crue sont accompagnés d'une dimi-

nution de la conductivité et de la température, sauf en été où la température augmente : la recharge est donc liée à l'eau de pluie. En regardant la conductivité plus en détail, on s'aperçoit que suite à la première pluie, la conductivité passe brutalement de  $550 \mu\text{S cm}^{-1}$  à environ  $350 \mu\text{S cm}^{-1}$  lors des deux premières crues, puis diminue à la troisième crue et se stabilise autour d'une valeur de  $200 \mu\text{S cm}^{-1}$  sur toute la période d'enregistrement. De plus les temps de transfert sont assez rapides : en quelques jours le niveau d'eau monte de 7m.

Ce comportement traduit une importante arrivée d'eau de surface. En effet, la première crue entraîne une diminution de la conductivité : les eaux souterraines fortement minéralisées sont diluées par une eau de surface beaucoup moins minéralisée, ce comportement ne semble pas être accompagné d'un effet piston. Il faut attendre la troisième crue pour lessiver le conduit des dernières eaux stockées durant l'étiage, puis la conductivité se stabilise autour  $200 \mu\text{S cm}^{-1}$  et diminue ponctuellement lors des crues. Cette faible conductivité associée aux fortes amplitudes de hauteur d'eau confirme le traçage de la perte du Raoux réalisé par Patrick Serret : la rivière de surface s'infiltre au travers de la perte et ressort à Fontaine Pelouse.

### Creux de Bouchart

La source du creux de Bouchart, présentait des particularités au niveau de son écart type de température et de conductivité. L'analyse en continu de ses paramètres (figure 19) apportera plus de précision. Les données brutes sont difficilement interprétables, le zoom (figure 19(b)) est présenté pour plus de clarté.



(a) Evolution des données de pluie, température, conductivité et pression sur toute la période de l'enregistrement (b) Evolution des données de pluie, température, conductivité et pression du 4 au 16 février 2014

FIGURE 19 – Représentation des données de pluie, température, conductivité et pression à la source du creux de Bouchart

Les hauteurs d'eau révèlent une mise en eau et un assèchement très rapide de la source après une pluie : les crues ne durent que quelques heures. Chaque pic de crue est associé à un pic de conductivité aux alentours des  $430 \mu\text{S cm}^{-1}$ . Lors de la décrue la conductivité diminue, puis un nouveau pic apparaît. Ce phénomène est aussi observé pour la température. Le premier pic peut être associé un effet piston, le second traduit plutôt la contribution d'un second réseau avec un temps de transfert plus lent : une rupture de pente indiquant

une arrivée d'eau est observable sur les courbes de hauteur d'eau, en même temps que ce second pic (figure 19(b)).

Ainsi, contrairement aux autres sources, la décrue de la source du Creux de Bouchart est aussi rapide que la crue : en quelques heures, la source se remplit, puis s'assèche. Ce comportement traduirait une petite zone de drainage, dans laquelle de l'eau peut être stockée.

Ces premiers résultats indiquent trois régimes de sources fonctionnant différemment. Les sources du Ranc d'aven, de Bourbouillet et de Fontgraze sont caractérisées par des crues éclairs (quelques heures) alimentées par des eaux de pluies, et par deux régimes de décrue différents. L'un rapide (quelques heures) mis en charge pour des pluies supérieures à 30mm, traduisant la mise en eau d'un karst plus superficiel, et l'autre plus lent (quelques jours à quelques semaines) mis en charge pour des pluies moins intenses et qui indique un karst un peu plus profond. La vidange assez lente de ce karst indique une grande zone de drainage des eaux pluviales.

La source de Fontaine Pelouse est particulière car elle est directement reliée à la perte des Raoux dans laquelle s'infiltré une rivière.

Enfin la source du Creux de Bouchart, est caractérisée par des crues et des décrues extrêmement rapides : de l'ordre de quelques heures. Ce comportement laisse supposer une faible zone de drainage.

## **4.5 Analyse de la conductivité**

### **4.5.1 Courbes conductivité-pression**

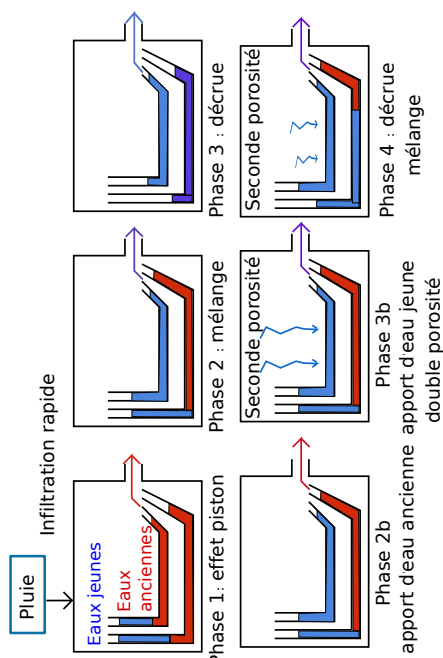
Pour aller plus loin dans l'interprétation du comportement des sources, nous avons étudié pour chaque source et pour chaque crue, la conductivité en fonction de la hauteur d'eau. De cette manière, il est possible de mettre en avant les différents compartiments qui contribuent à l'alimentation des sources après une pluie. Les résultats sont présentés sous forme de tableau dans lequel est indiqué les tendances des courbes conductivité-pression et les sources correspondantes, une explication/interprétation de ces courbes, et le modèle conceptuel associé.

Modèle conceptuel associé

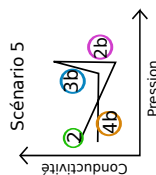
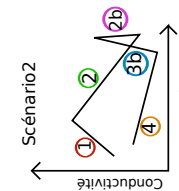
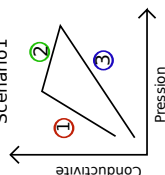
Explication

Scénario

Nom



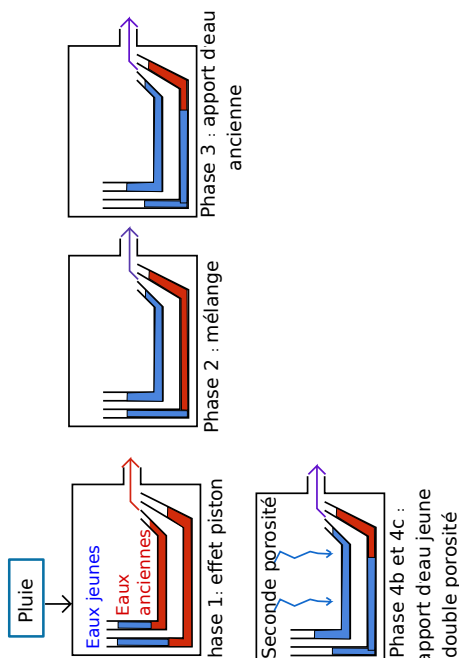
- 1 Augmentation de la conductivité en même temps que laugmentation de la pression : effet piston
- 2 Augmentation de la pression et baisse de la conductivité : arrivée des eaux jeunes (mélange entre eaux jeunes et plus anciennes)
- 3 Diminution de la pression et de la conductivité : la proportion des eaux plus anciennes diminue au profit des eaux plus jeunes.
- 2b Pression constante et pic de conductivité : la diminution de la pression est stoppée par un apport soudain d'eaux anciennes et par un arrêt des eaux jeunes
- 3b Diminution de la pression et de la conductivité : diminution de l'apport des eaux anciennes au profit des eaux plus jeunes.
- Signal d'une seconde porosité ?
- 4 Diminution de la pression et augmentation de la conductivité : la part des eaux plus jeunes diminue progressivement au profit des eaux anciennes
- 4b Diminution de la pression et conductivité constante : les quantités des différents apports deau sont constantes dans le temps



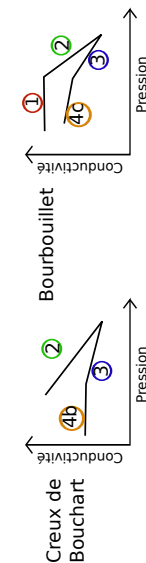
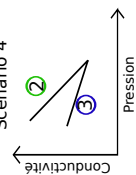
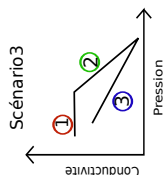
Ranc aven

Ranc aven

Fontaine Pelouse



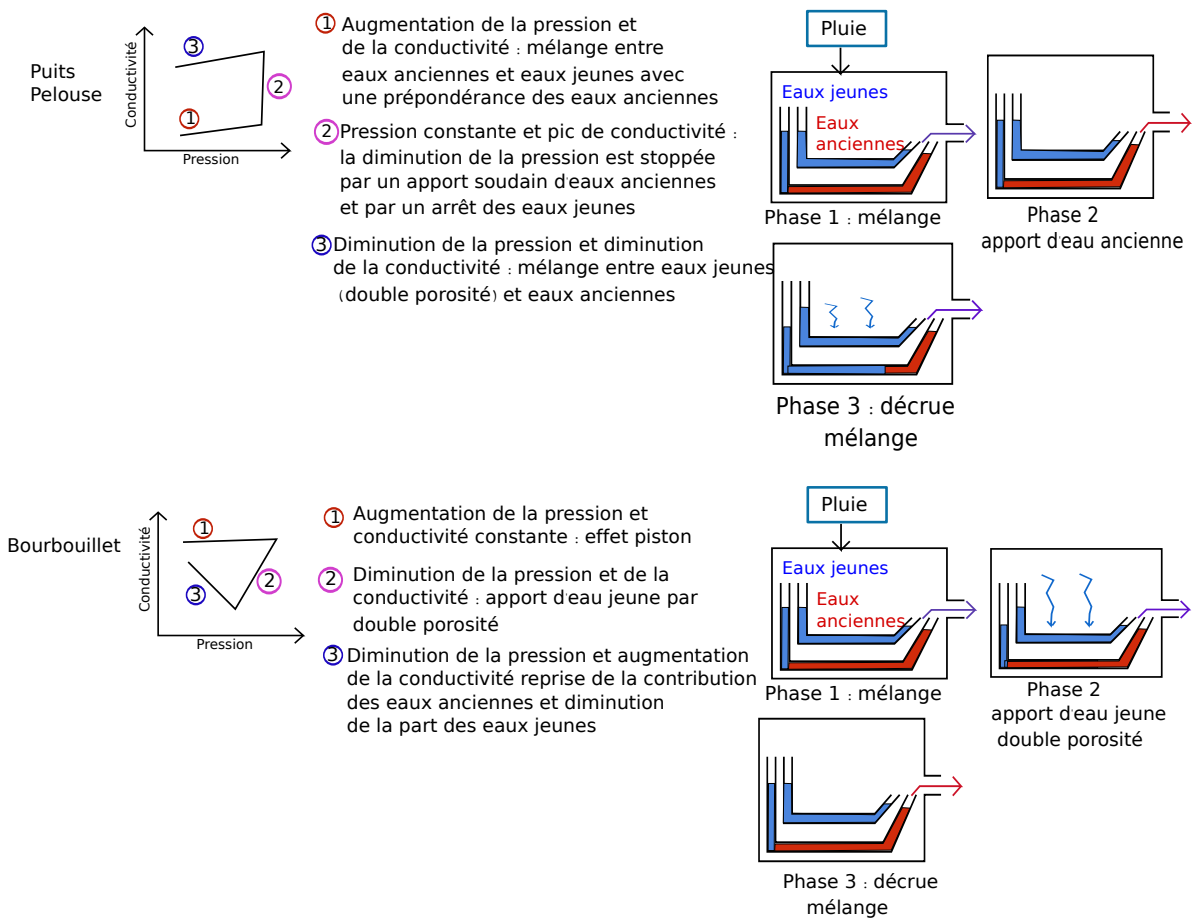
- 1 Augmentation de la pression et conductivité constante : effet piston
- 2 Augmentation de la pression et diminution de la conductivité : apport des eaux jeunes
- 3 Diminution de la pression et augmentation de la conductivité : mélange eaux jeunes et eaux anciennes avec apport plus important des eaux anciennes
- 4b Rupture de pente par rapport à la phase 3 : diminution de la conductivité, apport deau jeune (double porosité).
- 4c Idem 4b mais apport plus important deau ancienne



Fontaine Pelouse  
Fontgraze  
Bourbouillet

Fontgraze

Creux de Bouchart



Ces résultats mettent en avant la contribution d'un réseau plus profond, avec l'apport d'une eau qui a eu le temps de se minéraliser. Un apport d'eau issue d'une infiltration plus diffuse via les fractures et correspondant à une seconde porosité, à également pu être mis en avant grâce à l'observation de diminution de la conductivité.

Pour aller plus loin, un modèle statistique en fonction de la pluie et des différents scénarios pourrait être proposé. L'idée est de savoir en fonction de l'intensité de la pluie, quelle partie du karst va être sollicitée pour les écoulements. Une analyse plus mathématiques pourrait également être développée avec des méthodes de calculs de pente pour chaque scénario. Ces valeurs de pente, pourraient par exemple, être comparées à l'intensité des pluies pour chaque épisode. A partir de ces indications, un modèle plus générique pourrait être développé.

#### 4.5.2 Analyse fréquentielle de la conductivité électrique

Il existe un lien entre la forme de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique et l'écoulement dans l'aquifère (Mangin et Bakalowicz, 1980 [16]). Ainsi, une distribution uni modale sera représentative d'un aquifère qui s'homogénéise, alors qu'une distribution multi modale sera caractéristique des aquifères hétérogènes.

Nous avons voulu tester cette méthode sur les différentes sources, pour essayer de classer les types d'écoulements et avoir un aperçu de l'impact de la karstification sur les écoulements. Les distributions fréquentielles de la conductivité pour chaque source sont présentées dans la figure 20 ci dessous :

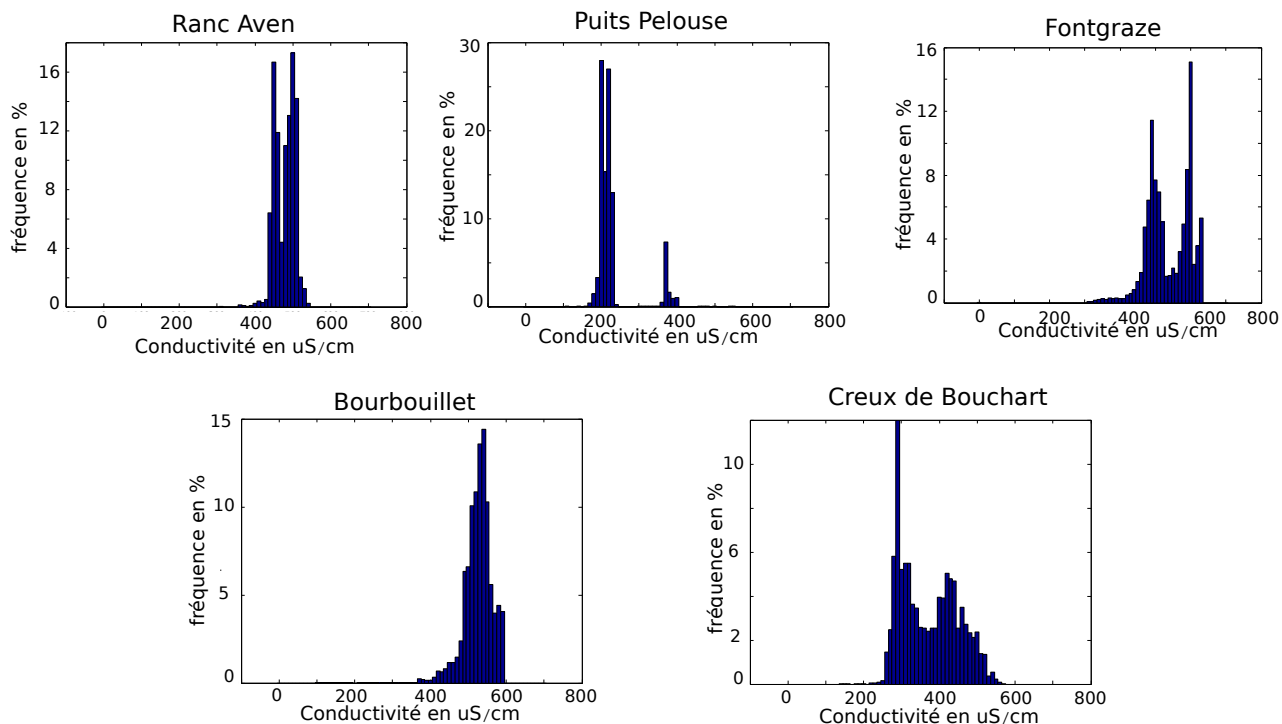


FIGURE 20 – Distribution fréquentielle de la conductivité pour les enregistrements de chaque source de fin septembre 2013 à mars 2014

Les sources de Fontgraze et du Creux de Bouchart ont une distribution bi-modale avec une variabilité plus importante que celle des autres sources. Cette variabilité indique un aquifère hétérogène.

La source de Bourbouillet possède une distribution uni-modale avec une variabilité moyenne. Cette distribution est caractéristique d'un aquifère capable d'homogénéiser l'eau : la porosité et les fractures jouent un rôle important.

Les sources du Ranc d'Aven et de Puits Pelouse possèdent une distribution bi-modale avec une faible variabilité. Cette distribution indique un aquifère dans lequel les drains jouent un rôle important.

L'hétérogénéité mise en avant pour les sources de Fontgraze et du Creux de Bouchart est due à leur position dans les calcaires marneux de l'Oxfordien. Ces résultats confirment leur comportement particulier remarqué lors de l'analyse des paramètres physico-chimiques (partie 4.4.3). Les trois autres sources sont caractéristiques des aquifères karstiques. Le pic de conductivité autour de  $400 \mu\text{S cm}^{-1}$  observé à la source de Puits Pelouse est dû à la stagnation des eaux durant l'étiage qui sont poussées hors du système par effet piston.

## 4.6 Bilans hydriques

Afin d'avoir une idée des entrées et des sorties d'eau se produisant sur le karst de Bourbouillet un bilan hydrique a été effectué.

#### 4.6.1 Matériels et méthodes

Les débits ont été mesurés lors des différentes campagnes de jaugeage à l'aide du radar SVR de la société Decatur, qui prend des mesures de vitesse de surface. La section et la profondeur des rivières ont été mesurées à l'aide d'un mètre. Pour chaque source des courbes de tarage ont ensuite été réalisées (voir figure B.3 en annexe B). Cependant, chaque source possède au maximum trois points de débits, dans la majorité des cas il y'a seulement deux points. Les courbes de tarage et les formules associées sont donc données ici à titre indicatif, les marges d'erreur peuvent être très grandes.

L'ETP a été calculé grâce à la formule de Thornthwaite (1948, [93]) car seules les données de température étaient disponibles : aucune station météo n'a été installée sur le site.

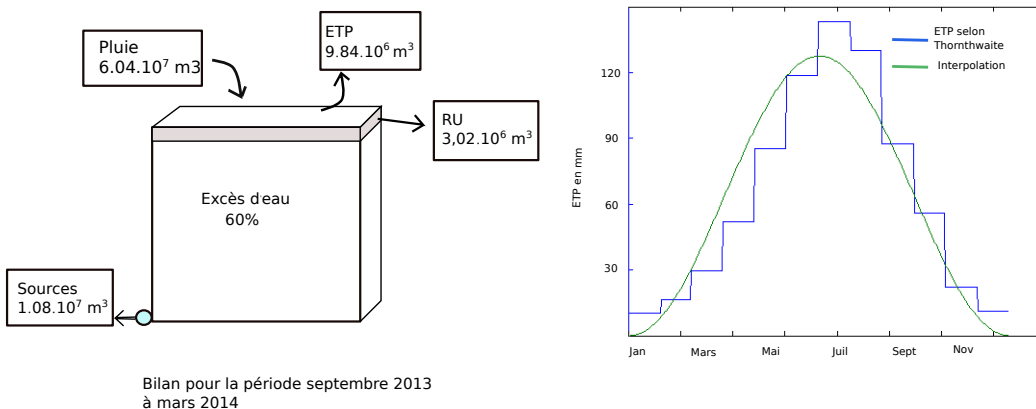
L'ETP a ensuite été interpolé suivant une fonction sinus (Mazzilli et al., 2012 [73]) :

$$ETP_{fit} = [1 - a \cos(2\pi(\frac{t-t_{min}}{T}))]ETP_{moy}$$

$a$  est un paramètre à ajuster avec la courbe,  $t$  est le temps à interpoler,  $t_{min}$  est le temps ou l'ETP est minimale,  $T$  est le temps pour une période (ici 1 an) et  $ETP_{moy}$  est l'ETP moyenne sur une période (ici 1 an). Les données de température acquises sur le site ne représentent pas une année complète, nous avons donc utilisé la moyenne des températures mensuelles mesurées en Basse Ardèche entre 1961 et 1990 ([32]). La réserve utile (RU) a été prise à 50 mm, hauteur mesurée sur le causse Méjean (Cohen, 1985 [28]). Et le ruissellement a été négligé du fait des nombreuses figures karstiques de surface observées qui permettent une infiltration directe.

#### 4.6.2 Résultats provisoires

Un bilan hydrique a pu être effectué sur l'année 2013 grâce aux données de pluie fournies par A.Deschanel (com. pers. 2013/2014). Sur cette année, les mois de juin, juillet, août et septembre sont déficitaires avec un déficit cumulé de 185 mm pour ces 4 mois. L'infiltration totalisée sur cette année 2013 est de 797 mm pour un total de pluie de 1201 mm. Rapportée à la surface du karst, la quantité infiltrée est de  $4,81.10^7 m^3$  pour l'année 2013. Nous avons pu faire un bilan des entrées et des sorties d'eau pour la période d'octobre 2013 à mars 2014. Les résultats sont présentés dans la figure 21 ci après.



(a) Bilan hydrique entre septembre 2013-mars 2014 (b) Ajustement de l'ETP mensuel sur l'année 2013

FIGURE 21 – Schéma conceptuel du bilan hydrique de la période septembre 2013-mars 2014 et ajustement de l'ETP pour l'année 2013

Le bilan est positif pour la période septembre 2013 à mars 2014 : 60% de l'eau tombée n'est pas ressortie par les sources. Si on fait l'approximation grossière d'estimer les quantités d'eau sortant des sources secondaires étant égales à la quantité d'eau sortant des sources principales (les sources secondaires sont plus nombreuses mais possèdent des débits plus faibles ce qui compense leur nombre : d'où l'approximation des débits identiques) le bilan tombe à 40%. Les courbes de tarage linéaires ont tendances à surestimer le débit pour des hauteurs d'eau importantes et l'ETP selon Thornthwaite a tendance à être sous estimée en milieu méditerranéen, malgré ces surestimations que l'on peut évaluer en prenant large à 20%, il reste toujours de l'eau en excès qui peut alimenter le karst plus profond. Pour une modélisation future, il faudra penser qu'une partie du débit des sources alimente le Chassezac.

Ces calculs de bilans hydriques ont permis classer les sources en fonction de leur débit pour la période septembre 2013-mars 2014. Les résultats sont indiqués dans le tableau 2 suivant :

Sources	Bourbouillet	Ranc d'aven	Fontgraze	Puits Pelouse	Creux de Bouchart
Septembre 2013 à mars 2014	69%	13%	10%	8%	Inf à 1%

TABLE 2 – Contribution de chaque source en pourcentage.

La source de Bourbouillet est donc bien la source la plus importante du secteur avec 69% de l'eau tombée qui en sort. D'un point de vue spéléologique, le réseau de Bourbouillet est également le réseau karstique majeur du massif (exploré jusqu'à ce jour). Les résultats de ce bilan hydrologique sont à prendre avec précautions car les approximations sont grossières : le ruissellement a été négligé ainsi que les échanges karst-rivières (une partie de l'eau du karst alimente le Chassezac, mais une partie du Chassezac soutient le karst via les pertes). Pour détailler les échanges d'eau du karst vers la rivière, une étude de terrain plus approfondie en hautes eaux permettrait d'estimer la quantité d'eau issue du karst qui alimente le Chassezac.

## 4.7 Hydrochimie

### 4.7.1 Méthodologie

Une première campagne de terrain a été réalisée le 15/05/14 pour prélever les échantillons destinés à l'analyse du Strontium et ceux pour les analyses des éléments majeurs et traces. Pour l'analyse des éléments majeurs, nous avons prélevé des échantillons sur les sources équipées d'une sonde CTD : Bourbouillet, Fontgraze, Ranc d'aven, Puits Pelouse et Teron de Chaulet (la source du Creux de Bouchart étant sèche). Ces résultats pourront être complétés par une seconde campagne de terrain (pour le positionnement des sources se référer à la figure A.2 de l'annexe A).

Pour de meilleurs résultats nous avons pris en compte les résultats issus des campagnes précédentes (Biesbrouck, 2009 [21] et Fontanel, 2013 [44]).

## 4.7.2 Résultats-Interprétations

### 4.7.2.1 Analyses des éléments majeurs

Nous avons vu avec les analyses des sondes CTD que la conductivité des eaux du massif de Bourbouillet, autour de  $400 \mu\text{S cm}^{-1}$ , était caractéristique d'un environnement calcaire. La classification selon le diagramme de Piper révèle deux pôles : un pôle bicarbonaté calcique et un pôle hyper chloruré sulfaté calcique pour la source du moulin de Boissin uniquement (figure 22 ci dessous).

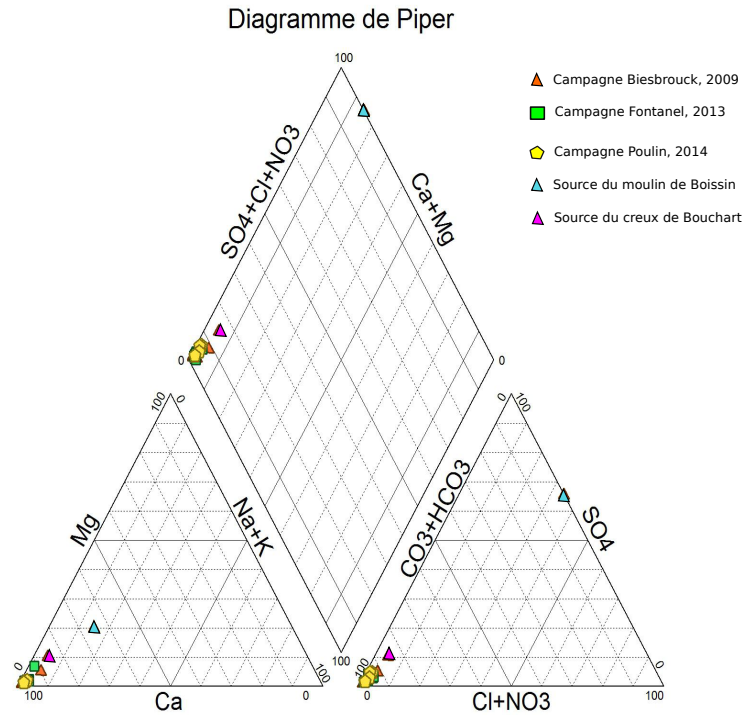


FIGURE 22 – Diagramme de Piper pour les différentes sources du karst de Bourbouillet

Cependant la source du moulin de Boissin par sa très faible conductivité ( $78 \mu\text{S cm}^{-1}$ ), sa forte concentration en Barium, et sa position géographique semble être la résurgence d'une perte de La Baume, nous n'étudierons donc pas son cas ici. Nous retiendrons donc uniquement le pôle bicarbonaté calcique, faciès très répandu dans les milieux carbonatés, en accord avec les conductivités trouvées. Sur le diagramme de Piper, seule la source du Creux de Bouchart se démarque des autres par des concentrations un peu plus élevée en sulfates.

L'ensemble des sources possède un rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$  inférieur à 1, le calcium est donc issu de la dissolution de la calcite, et n'a pas d'origine évaporitique ou marno calcaire supplémentaire (Chenini et Ben Mammou, 2009 [27]). Ces premiers résultats sont confirmés par la figure 23 représentant le calcium en fonction des bicarbonates :

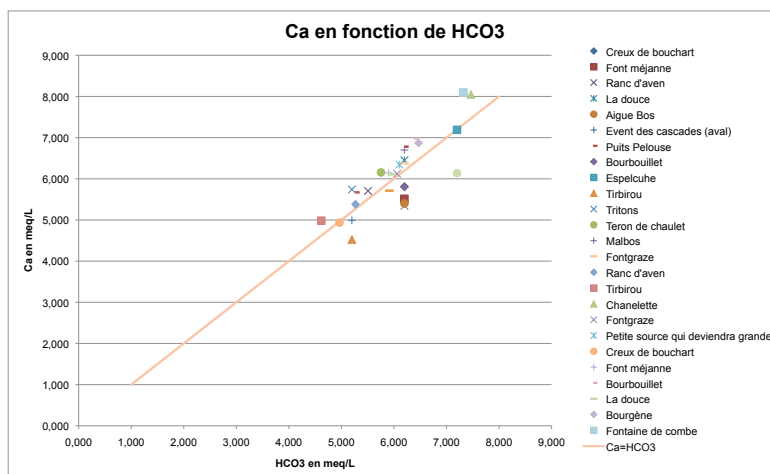
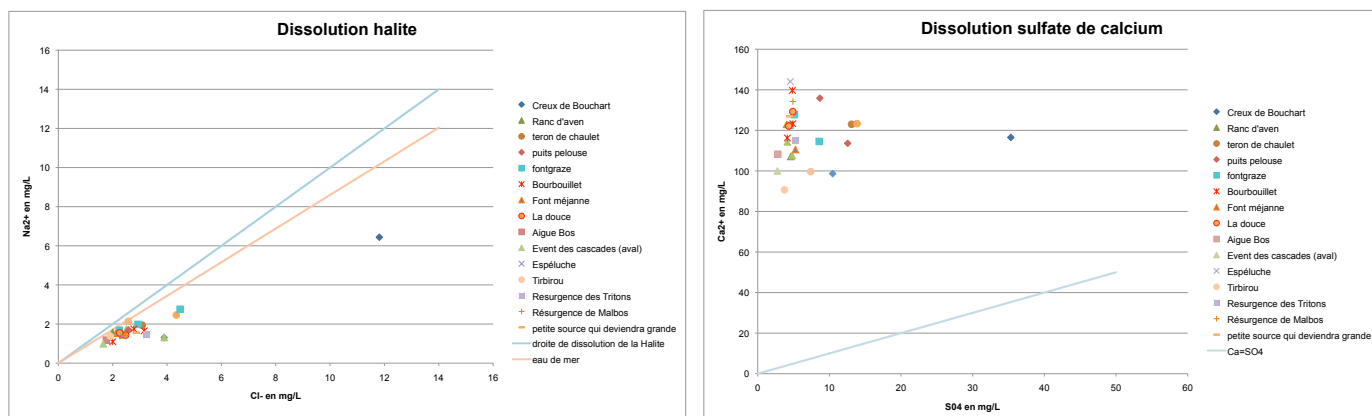


FIGURE 23 –  $Ca^{2+}$  en fonction du  $HCO_3^-$

Les points sont tous alignés suivant la droite  $[Ca^{2+}] = [HCO_3^-]$ , il n'y a pas d'enrichissement important en calcium ce qui permet d'écarter l'hypothèse d'une dissolution du gypse  $CaSO_4(2H_2O)$ , le calcium dans l'eau est donc issu de la dissolution de la calcite. Les sources de Fontgraze et du Creux de Bouchart possèdent une concentration un peu plus élevée que les autres en  $Na^+$  et  $Cl^-$  et en  $SO_4^{2-}$ , une source évaporitique de type Halite (NaCl) ou sulfate de calcium  $CaSO_4$ , serait possible, d'autant plus que ces sources sont placées dans les marnes de l'Oxfordien. Ces points ont donc été placés avec la droite de dissolution de la Halite, de l'eau de mer et de la dissolution du sulfate de calcium sur la figure 24 :



(a) Représentation des droites de dissolution de la halite et de l'eau de mer (b) Représentation de la droite de dissolution du sulfate de calcium

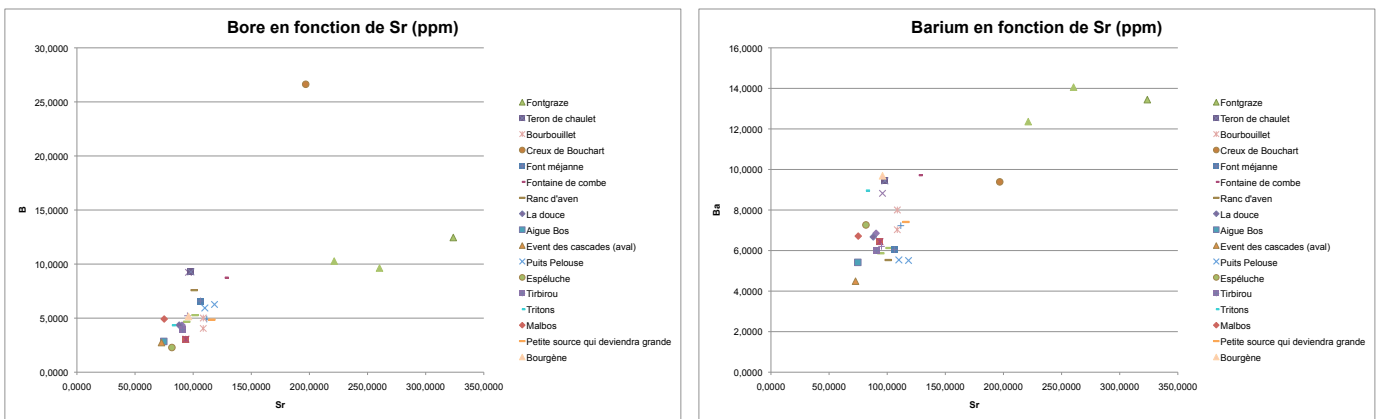
FIGURE 24 – Représentation des droites de dissolution de la halite et du sulfate de calcium, ainsi que les points des différentes sources

Les points sont placés en dessous des droites de dilution de la halite et de l'eau de mer : les concentrations un peu plus élevées en  $Na^+$  et  $Cl^-$  observées sur les sources de Fontgraze et du Creux de Bouchart (figure 24(a)) ne sont donc pas dues à la dissolution de la halite. Il en est de même pour les concentrations plus élevées en sulfates : elles ne sont pas dues à la dissolution du sulfate de calcium (figure 24(b)). Cependant la source du Creux de Bouchart se démarque des autres sources par son enrichissement en  $Cl^-$  et en

$SO_4^{2-}$ . Les sulfates peuvent provenir de l'oxydation des nodules pyriteux retrouvés dans les marnes de l'Oxfordien (Elmi et al., 1989 [39]), tandis que la forte concentration en  $Cl^-$  est certainement liée à un apport anthropique. Comme il n'y a pas d'origine évaporitique, ces fortes concentrations peuvent être liées à des échanges avec les marnes.

#### 4.7.2.2 Analyses des éléments traces

L'analyse des éléments traces, va permettre de déterminer si il y a des échanges entre l'eau et les marnes de l'Oxfordien. En effet, les argiles constituant les marnes peuvent contenir du Barium (adsorption par les argiles) et du Bore en quantités importantes (Wedepohl, 1978 [98], Dematteis, 1995 [31]). Les diagrammes ci dessous (figure 25) représentent les concentrations en Barium et en Bore en fonction du Strontium pour les différentes sources du karst de Bourbouillet :



(a) Représentation du Bore en fonction du Strontium

(b) Représentation du Barium en fonction du Strontium

FIGURE 25 – Représentation des éléments du Bore et du Barium en fonction du Strontium

Le Creux de Bouchart se démarque par sa forte concentration en Bore et en Strontium, tandis que la source de Fontgraze possède de fortes concentrations en Strontium mais aussi en Barium (figure 25). Ces fortes concentrations trouvées pour les sources de Fontgraze et du Creux de Bouchart situées dans les marnes, traduisent des interactions entre l'eau et les argiles. Dans ce cas l'infiltration doit être assez lente pour laisser le temps à l'eau de se minéraliser.

L'analyse de la chimie de l'eau a permis de confirmer les résultats issus de l'analyse des paramètres physico-chimiques enregistrés par les sondes CTD : l'eau est de type bicarbonatée-calcique, caractéristique des aquifères carbonatés et il n'y a pas de remontées thermominérales. Ces résultats excluent un ruissellement de l'eau sur les grès du Trias avant infiltration par la faille de Païolive dans le karst de Bourbouillet : l'eau s'infiltré au travers du karst et circule dans le karst uniquement.

#### 4.8 Modélisation du karst de Bourbouillet

Afin d'essayer de caractériser l'hydrodynamisme du karst de Bourbouillet, nous avons utilisé des modèles conceptuels dans le but de réaliser un modèle quantitatif. Cependant nous ne disposons que de quelques mois de données : certaines approches ne pourront donc pas être utilisées ici.

#### 4.8.1 Analyses des courbes de récession d'après le modèle de Mangin (1975)

L'analyse des courbes de récession a été proposée par Mangin(1975, [69]) dans le but d'estimer l'importance des ressources en eau d'un système karstique et d'évaluer certaines de ses caractéristiques. Cette analyse se base sur la reconstitution des courbes de récession en différenciant la phase de décrue de la phase de tarissement. Le modèle s'exprime de la manière suivante :  $Q(t) = \varphi(t) + \Psi(t)$

$\varphi(t)$  correspond au tarissement et s'exprime par  $\varphi(t) = Q_{R0} \cdot e^{-\alpha \cdot t}$

- $\alpha$  correspond au coefficient de tarissement et rend compte de l'inertie du système.
- $Q_{R0}$  est le débit fictif obtenu par l'extrapolation de la courbe de tarissement au moment de la pointe de crue.

$\Psi(t)$  représente le débit d'infiltration et s'exprime par  $\Psi(t) = q_0 \cdot \frac{1-\eta t}{1-\epsilon t}$

- $q_0$  est le débit d'infiltration à la pointe de la crue, moins le débit  $Q_{R0}$
- $\eta$  est le coefficient d'infiltration, il varie théoriquement entre 0 et 1. L'infiltration est d'autant plus rapide que le système tend vers 1.
- $\epsilon$  est le coefficient d'hétérogénéité de l'écoulement. Lorsqu'il est élevé il caractérise un système où l'infiltration est rapide, lorsqu'il est faible, il caractérise un système dans lequel l'infiltration est faible et/ou l'influence d'un aquifère épikarstique.

Il est également possible de calculer le volume dynamique qui correspond aux réserves du karst noyé :  $V_{dyn} = \frac{Q_i}{\alpha} \cdot c$  où  $c = 86400 \text{ jour}^{-1}$

En plus de ces indications, les systèmes karstiques peuvent être classés en fonction des caractéristiques de leur zone d'infiltration et de leur zone noyée. Les paramètres utilisés sont :

- $k$  est le pouvoir régulateur de l'aquifère, il correspond à la capacité d'un aquifère à stocker les précipitations et à les restituer au cours du temps. En domaine karstique,  $k$  est généralement inférieur à 0.5, lorsqu'il tend vers 0, le pouvoir régulateur est faible.
- $i$  est un coefficient traduisant les retards d'infiltration : il donne une idée du degré de karstification d'un aquifère. Il est d'autant plus faible que le système est bien drainé et la karstification importante. Il est égal à  $\varphi(t)$  pour  $t=2$  jours.

Les données n'allant pas jusqu'à l'étiage, une courbe de récession après les premières pluies d'octobre a été choisie, les résultats sont présentés en figure 26 et tableau 3 :

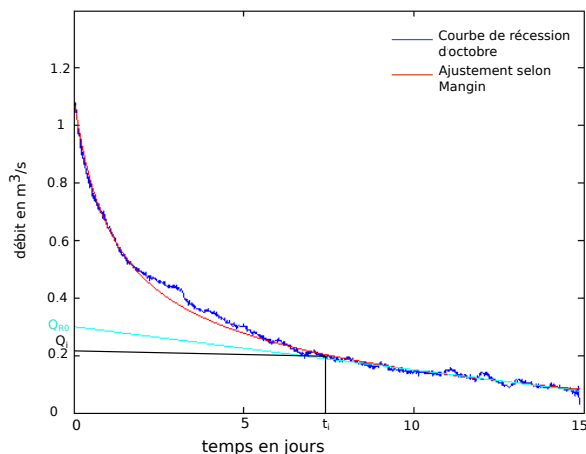


FIGURE 26 – Courbe de récession et ajustement selon Mangin (1975)

$\eta$ ( $\text{jour}^{-1}$ )	0.14
$\epsilon$ ( $\text{jour}^{-1}$ )	0.9
$\alpha$ ( $\text{jour}^{-1}$ )	0.05
$V_{dyn}$ ( $\text{m}^3$ )	$3.97 \cdot 10^5$
$k$	0.05
$i$	0.25

TABLE 3 – Paramètres obtenus à partir des courbes de récession

Le coefficient de tarissement  $\alpha$  assez élevé et le coefficient d'infiltration  $\eta$  plutôt faible, traduisent un système bien drainé. Le coefficient d'hétérogénéité  $\epsilon$  est plutôt faible, il serait donc caractéristique d'une infiltration faible ou d'un système épikarstique. Vu la configuration du massif et la localisation de la source de Bourbouillet, ce résultat serait plutôt caractéristique d'un système épikarstique. Le pouvoir régulateur  $k$ , très faible, associé à une faible valeur du coefficient du retard d'infiltration  $i$ , indiquent d'après le diagramme de Mangin (1975 [69]) un système karstique possédant un réseau de drainage bien développé avec une zone noyée peu importante.

Ces résultats traduisent donc un système épikarstique bien drainé, sous lequel une faible zone noyée est présente. Le volume dynamique de 400 000 mètres cubes représente des réserves modérées. Cependant, cette méthode s'applique normalement à l'exutoire d'un système karstique et sur les courbes de récession avant l'étiage. Les résultats sont donc à prendre avec du recul et pourront être modifiés avec l'apport de nouvelles informations. De plus, les limites de ce type de modélisation, viennent du fait que la partie non exponentielle de la courbe de récession ne donne pas toujours d'informations sur les processus d'infiltration (Eisenlohr, 1997 [37]).

#### 4.8.2 Prévision de la ressource avec le logiciel Karstmod

Le logiciel karstmod est un logiciel de modélisation conceptuelle utilisé à des fins prévisionnelles de la ressource par simulation des débits en réponse à une pluie. C'est un modèle ajustable à 3 réservoirs dans sa forme la plus complète : un réservoir correspondant à l'épikarst, un réservoir matriciel et un réservoir représentant la zone saturée (Mazzilli et al. 2011, [58]). Ces réservoirs sont liés entre eux par des fonctions linéaires et par une fonction à hystérésis. Nous avons choisi, pour modéliser les débits de la source de Bourbouillet un modèle à deux réservoirs : la zone épikarstique (E) et la zone saturée (C) (figure 27).

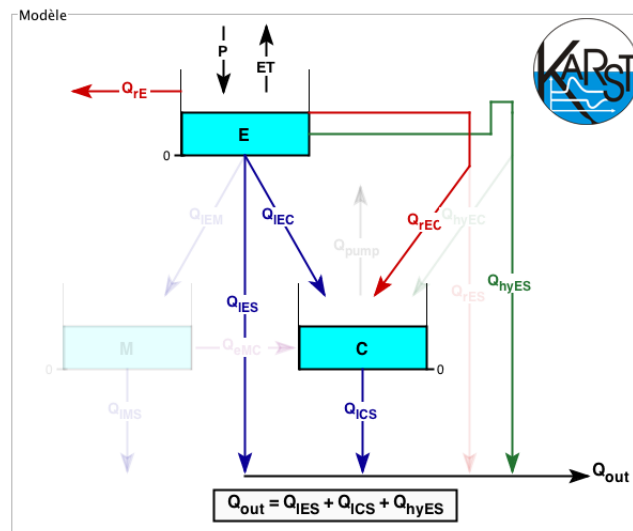


FIGURE 27 – Modèle conceptuel utilisé pour la simulation des débits sur la source de Bourbouillet

- Le réservoir E est affecté par les précipitations P et l'évapotranspiration ET. Une partie de l'eau contenue dans ce réservoir s'évacue par la fonction  $Q_{re}$ , qui

représente les sources temporaires. Les flux  $Q_{IES}$  et  $Q_{IEC}$  sont activés lorsque le niveau d'eau atteint un certain seuil, ils sont respectivement connectés au drain collecteur et au réservoir C. Le flux  $Q_{rEC}$  est une relation linéaire de décharge entre le réservoir E et le réservoir C.

- Le réservoir C correspond à la zone noyée, il est relié au drain collecteur par une fonction  $Q_{ICS}$  activée pour un certain seuil d'eau.
- La fonction  $Q_{hyES}$  est une fonction non linéaire à hystérésis : une partie de l'eau contenue dans l'épikarst coule directement dans le drain collecteur par le réseau de fractures. Ce comportement est responsable de la forte réactivité de la source face aux évènements pluvieux (Tritz et al., 2011 [94]).

Les données s'étendent d'octobre 2013 à mars 2014, nous ne disposons donc pas d'un cycle hydrologique complet. Ce faible pas de temps de données nous a contraint de choisir une période d'initialisation (pour s'affranchir des conditions initiales) de 22 jours, une période de calibration de 84 jours et une période de validation de 163 jours. Avec cette configuration, nous obtenons des critères de Nash de 0,62 et 0,67 pour les périodes de calibration et de validation (le modèle est parfaitement validé lorsque le critère de Nash est égal à 1, Nash et Sutcliffe 1970 [75]). Lorsque la période de calibration est augmentée à 125 jours et que la période de validation est diminuée à 21 jours, les critères de Nash sont respectivement de 0,66 et 0,71 pour ces deux périodes. Même si les critères de Nash sont un peu meilleurs, la simulation des débits suite à une pluie reste quasiment les mêmes.

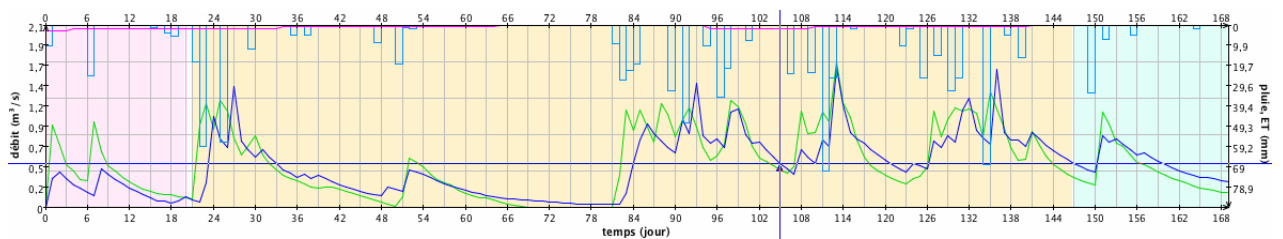


FIGURE 28 – Modélisation des débits à la source de Bourbouillet. En vert, débits mesurés à la sortie de la source, en bleu débits simulés. Le fond rose correspond à la période de chauffe, le jaune à la période calibration, et le bleu à la période de validation

La simulation des débits (figure 28) n'est pas excellente, mais les courbes de décrue sont assez bien représentées. Les débits suite aux pluies supérieures à 40mm sont surestimés, les autres sous estimés. Cette surestimation des débits par rapport à la réalité provient peut être du fait que les échanges karst-rivière n'ont pas été pris en compte : cette relation pourrait permettre à l'eau de s'écouler plus facilement et de tamponner les pics de crues lors de forts épisodes pluvieux. Ces résultats peuvent cependant être affinés en travaillant sur plusieurs cycles hydrologiques.

Les modélisations effectuées se font normalement avec les données de l'exutoire du karst. Or la source de Bourbouillet, bien que ce soit la plus importante du massif, n'est pas l'exutoire de ce karst. Les résultats sont donc à prendre avec du recul, d'autant plus qu'ils ne représentent pas un cycle hydrologique complet.

# Conclusion-Perspectives

Le karst de Bourbouillet, situé dans la bordure sous Cévenole entre les rivières de La Baume et du Chassezac, est constitué des terrains affleurants du Jurassique supérieur. Il prend la forme d'un monoclin à pendage 5-10° vers le Sud-Est, et passe sous couverture valanginienne au niveau du Chassezac.

La tectonique a affecté l'ensemble du massif, à toutes les échelles et sous forme de grandes fractures correspondant souvent à des diaclases, sans créer de grands décalages majeurs dans les terrains (hormis la faille de Païolive qui met en contact les grès du Trias et les calcaires du Jurassique). L'analyse des photos aériennes et de la microtectonique sur le terrain, a révélé deux orientations principales de fracturation N000-N020, N100-N130 et une direction secondaire N030-N040. L'étude de l'orientation des galeries souterraines a montré que les galeries se développaient suivant l'orientation des ces fractures, prouvant ainsi un lien clair entre direction de fracturation et de karstification. En complément des ces résultats, l'application de la méthode Eraso (Eraso, 1988 [40]) basée sur le postulat d'Arthaud et Choukroune (1972 [4]) a mis en évidence une direction de drainage orientée N040 selon la direction d'extension oligocène. Cette orientation préférentielle associée au niveau de base responsable de la formation d'un deuxième axe de drainage perpendiculaire au premier, a entraîné la formation d'un réseau karstique complexe. Les traçages effectués dans le but de révéler de nouveaux conduits karstiques le long de diverses fractures majeures ont apporté quelques avancées : la liaison Event des Cascades-Tirbirou, suivant une faille Nord-Sud en direction du Chassezac confirme l'importance du niveau de base, tandis que la liaison Trou de la Reinettes-Puits Pelouse suit un réseau de failles N030 confirmant ainsi le plan préférentiel de drainage N040 selon la méthode Eraso.

L'analyse des paramètres physico-chimiques enregistrés en continu par les sondes CTD, a montré une forte réactivité du karst et une alimentation directement par les eaux de pluies, excepté la source de Puits Pelouse reliée directement à une perte. Les courbes conductivité-pression réalisées pour chaque source et pour chaque crue ont permis de mettre en avant les différentes contributions du karst suite à un épisode pluvieux, ainsi, la contribution d'une eau plus ancienne issue d'un réseau plus profond et celle d'une eau plus jeune arrivée vraisemblablement par une seconde porosité (porosité de fracture) ont pu être mises en avant. Les résultats du bilan hydrique, à prendre avec précaution car les hypothèses sont très larges, indiquent qu'une alimentation d'un karst plus profond par les pluies est possible.

L'étude hydrochimique a révélé un faciès bicarbonaté calcique des eaux, typique des aquifères carbonatés. L'analyse plus détaillée des éléments majeurs et traces a montré l'influence de la lithologie marneuse sur la chimie des eaux : les sources de Fontgraze et du Creux de Bouchart situées dans les marnes de l'Oxfordien possèdent des concentrations plus élevées en sulfates, Strontium, Bore et Barium que les autres sources. Cependant cette étude n'a pas révélé l'existence d'une eau thermominérale résultant d'un pôle profond.

La modélisation conceptuelle, a montré d'après l'analyse des courbes de récession selon Mangin, que les volumes mobilisables étaient modérés. Cependant, cette modélisation, ainsi que la modélisation prévisionnelle, n'ont pu être réalisées sur un cycle hydrologique et les données ne sont pas issues de l'exutoire de l'aquifère, mais de la source principale temporaire, qui est celle de Bourbouillet.

Le premier objectif sera donc d'affiner cette modélisation conceptuelle avec l'apport de nouvelles données qui s'étendent jusqu'au mois de juin. Il est prévu que les sondes restent place, les études futures disposeront donc de plusieurs cycles hydrologiques ce qui permettra de développer des modélisations plus robustes.

Le deuxième objectif est de caractériser les échanges karst-rivières. Les mesures de débits prises sur La Baume et le Chassezac révèlent des pertes importantes dans le lit de la rivière (notamment pour le Chassezac). De plus, le profil de conductivité réalisé sur le Chassezac montre une augmentation continue de la conductivité de l'amont vers l'aval. Ces premiers résultats semblent indiquer une double connexion : un soutien du karst au Chassezac, et un soutien du Chassezac au karst par les pertes. L'analyse des isotopes du Strontium, utilisés ici car les rivières descendent des terrains cristallins et n'auront pas la même signature isotopique que l'eau sortant des terrains calcaires, devrait apporter des informations fiables et complémentaires dans le cadre de ces échanges. Les analyses seront réalisées au CEREGE, dans le cadre de l'inauguration de la nouvelle salle blanche, qui devrait ouvrir dans les prochaines semaines.

Le troisième objectif sera d'essayer de développer une modélisation hybride en tenant compte de ces premiers résultats. Cette modélisation s'inscrit dans une volonté de caractériser les drains karstiques, afin de modéliser au mieux les sens d'écoulements, mais aussi de prendre en compte les phénomènes internes comme l'apport des eaux plus anciennes couplée à l'apport des eaux plus jeunes.

Enfin, il serait intéressant de développer la notion de courbes de conductivité-pression pour chaque crue. Le développement d'un modèle mathématiques qui prendrait en compte les types de réponses possibles suite à une pluie, pourrait permettre le développement d'un modèle plus générique qui mettrait en avant la contribution des différentes parties du réservoir karstique. De plus cette approche pourrait être étendue à la température et permettrait ainsi d'obtenir des informations supplémentaires.

Pour terminer, afin d'avoir une vision globale de ce système karstique, une étude du karst sous couverture pourrait être envisagée. La prolongation de la coupe géologique donnerait des informations sur la structure du réservoir, et permettrait de trouver l'exutoire du système qu'il serait intéressant d'instrumentaliser.

# Annexe A

# 1 Légende détaillée de la carte géologique

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000 BESSÈGES

La coordination de la maquette a été assurée par **Guy Berger**, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières, et **Serge Elmi**, professeur à l'université Claude Bernard - Lyon 1.

Les topographies et les notes géologiques ont été effectuées pour les terrains cristallins et cristallophyliens par **Paul Brouder**, maître de conférence à l'université Pierre et Marie Curie - Paris VI (1967) pour les terrains houillers par **Henri Ozas**, chef géologue aux Houilleries du Bassin des Cévennes (1964-1970), des conglomérats ont été ajoutés par **Jean Adams**, **Guy Berger**, **Michel Bigot**, ingénieur géologue au B.R.G.M. (1967), et par **Ivan Frère**, ingénieur à la Compagnie Total (1983) pour les terrains sédimentaires triasiques et jurassiques par **Serge Elmi** (1967-1982), avec la participation de **François Lucie-Spy-Andersen**, ingénieur à la Société minière El Aquitaine pour les terrains massifs (1979-1983), et par **Brune Alabourette**, **Marcel Brière**, **Serge Debrard-Passard**, ingénieurs géologues au B.R.G.M. et **Cyrille Bollenhagen**, ingénieur géologue à la S.R.E.A. (1967) pour les terrains crétacés par **Yves Ferret**, ingénieur géologue au B.R.G.M. (1967) pour les formations tertiaires par **Michel Bigot** (1967) pour les formations grès quaternaires par **François Méillet**, ingénieur géologue au B.R.G.M. (1964).

Cette feuille a été publiée en 1988.

### TERRAINS SÉDIMENTAIRES

#### Formations superficielles plio-quaternaires

- Dépôts alluviaux (terris, marnes, galets, débris)
- Eboulis
- Eboulis anciens consolidés
- Lameaux de glissement (marnes riches en argiles et fluviatiles)
- Colluvions récentes indifférenciées sablo-limoneuses

#### Formations fluviales

- Alluvions récentes ou actuelles (argiles, graviers, sables et limons)
- Alluvions anciennes (argiles, graviers et sables plus ou moins rubellés)
- Basse terrasse
- Moyenne terrasse
- Haute terrasse
- Alluvions "vitafanochènes", très haute terrasse

#### TERTIAIRE

- Gliques
- Marnes jaunâtres ou rosâtres, grès, calcaires grumeaux
- Micaschistes, quartzites
- Lutien supérieur
- Lutien inférieur
- Calcaires faucilles, calcaires pseudo-oolithiques

#### SECONDAIRE

##### Crétacé supérieur

- Concans
- Calcaires à Hippurites de Besas

##### Crétacé inférieur

- Sarrémén, fauces végétales
- Calcaires, Madières et Rudas
- Hauterive supérieur - zones 6 et 7
- Hauterive inférieur - zones 3 et 4
- Hauterive inférieur - zone 2
- Hauterive inférieur - zone 1
- Vallangien
- Marnes, alternances et bancs de calciprénés
- Berriacois

##### Jurassique supérieur

- Tithonique
- Calcaires blancs
- Kiméridgien (parties moyenne et terminale indifférenciées)
- Calcaires uniformes de Poitiers
- Calcaires de la Barne
- Calcaires des Grès, série grumeuleuse supérieure
- Oxfordien terminal
- Oxfordien moyen
- Oxfordien inférieur
- Marnes et calcaires argileux feuilletés

##### Liàs et Jurassique moyen

- Calcaires inférieurs (lias) et Calvaux moyen
- Calcaires inférieurs
- Bathonien supérieur et Calvaux basal
- Bathonien inférieur et moyen
- Calcaires à éléments du Margard
- Calcaires à éléments des Buisseries
- Tarcon supérieur - Aillères - Bapçous inférieur et moyen
- Tarcon - Aillères inférieur
- Marnes micacées, calcaires gréseux
- Sinemurien supérieur (Lithangien) - Carvain
- Hettangien indifférencié
- Hettangien basal

### TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ANTE-STÉPHANIENS

- Unité 5 de la série cévenole
- Unité 3 de la série cévenole
- Unité 2 de la série cévenole
- Unité 1 de la série cévenole
- Zone de métamorphisme "massifs noirs"

### ROCHES ÉRUPTIVES ET ROCES FILOINIENNES

- Lamprophyre
- Granite massif de la Barne
- Microrhyolite en filons
- Quartz en filons avec ou sans barytine

### Symboles structuraux dans les terrains métamorphiques

- Pente de la surface SO 1 (SO = lithologie généralement continue avec SI = rotation inhabituelle avec indication de la pente en degrés)
- Limitation d'insertion, assez exceptionnelle, des surfaces SO et SI
- Limitation d'orientation de mouton sur SI
- Limitation de déformation (cristallin)
- 1 à 5 = indication (chronologique relative) de l'épisode de déformation (après anti-stéphaniens)

### Symboles structuraux dans les terrains sédimentaires

- Pente ou plongement avec valeur en degrés
- Altitude horizontale

### Gisements fossillifères

- Mollusques
- Mammifères
- Palynologie

### Sources et hydrogéologie karstique

- Source
- Source captive
- Source
- Source
- Source

### Sondages

- Sondage de reconnaissance
- Sondage pénétromètre avec indicatif
- Numéro d'archivage au Service géologique national

### Exploitations

- Puits d'extraction ou d'usage abandonné ou remblayé
- Carrière ou exploitation souterraine abandonnée
- Carrière ou exploitation à ciel ouvert: 1 = en activité 2 = abandonnée

### Minéralisations

- Charbon
- Lignite
- Burme, asphalté
- Barytine
- Fluor
- Plomb
- Zinc
- Argent
- Fluor
- Antimoine
- Or
- Argent
- Antimoine
- Tungstène

### Formes des gîtes

- Gîte ou indice de morphologie non précisée
- Façon orane d'extension réduite
- Façon sans orientation connue
- Placer
- Numéro d'archivage des gîtes minéraux au Service géologique national
- Gîte stratiforme
- Stockwork
- Amas minéralisé

### Sondage St-André-de-Cruzières 1 (C.E.P.)

x = 750.15 y = 228.15 Échelle 1:3200 z = 250

Profondeur (m)	Description	Stratigraphie
0	Calcaires blancs	LIÉGEOIS
60	Calcaires de la Barne	LIÉGEOIS
185	Calcaires de la Barne	LIÉGEOIS
188	Calcaires de la Barne	LIÉGEOIS
206	Calcaires de la Barne	LIÉGEOIS
310	Calcaires de la Barne	LIÉGEOIS
327	Calcaires de la Barne	LIÉGEOIS
373	Marnes noires grises micacées à encroûtements de bancs calcaires	LIÉGEOIS
388	Calcaire gréseux à entailles	LIÉGEOIS
408	Calcaire schisteux gris foncé	LIÉGEOIS
425	Calcaire compact gris noir	LIÉGEOIS
450	Calcaire et schistes noirs à plans micacés	LIÉGEOIS
500	Calcaires gréseux et siliceux noirs	LIÉGEOIS
510	Calcaire gris foncé gréseux	LIÉGEOIS
630	Calcaire rouilleux argileux avec marnes à schistes	LIÉGEOIS
700	Calcaire rouilleux gris clair en petits bancs indolés	LIÉGEOIS
780	Sable dolomique	LIÉGEOIS
863	Calcaire argileux	LIÉGEOIS
863	Dolomite beige	LIÉGEOIS
863	Calcaire gris micacéolithé	LIÉGEOIS
863	Dolomite capotée	LIÉGEOIS
863	Calcaire moussu gris beige	LIÉGEOIS
863	Marnes noires dolomiques	LIÉGEOIS
863	Dolomite grise et calcaires mureux	LIÉGEOIS
942	Calcaire oolithique	LIÉGEOIS
942	Dolomite gréseuse et marnes dolomiques à grains de quartz	LIÉGEOIS
942	Marnes noires et rouges	LIÉGEOIS
942	Dolomite grise	LIÉGEOIS
1038	Calcaires oolithiques	LIÉGEOIS
1103	Gypse, marnes à gypse	LIÉGEOIS
1103	Dolomite granoblaste	LIÉGEOIS
1103	Gris moyen et grossier	LIÉGEOIS
1103	Anthypite	LIÉGEOIS
1218	Gris conglomératique	LIÉGEOIS
1218	Gris fins, micacés	LIÉGEOIS
1218	Grès fins charbonneux	LIÉGEOIS
1218	Schistes charbonneux et gréseux	LIÉGEOIS

## 2 Inventaire des sources du karst de Bourbouillet

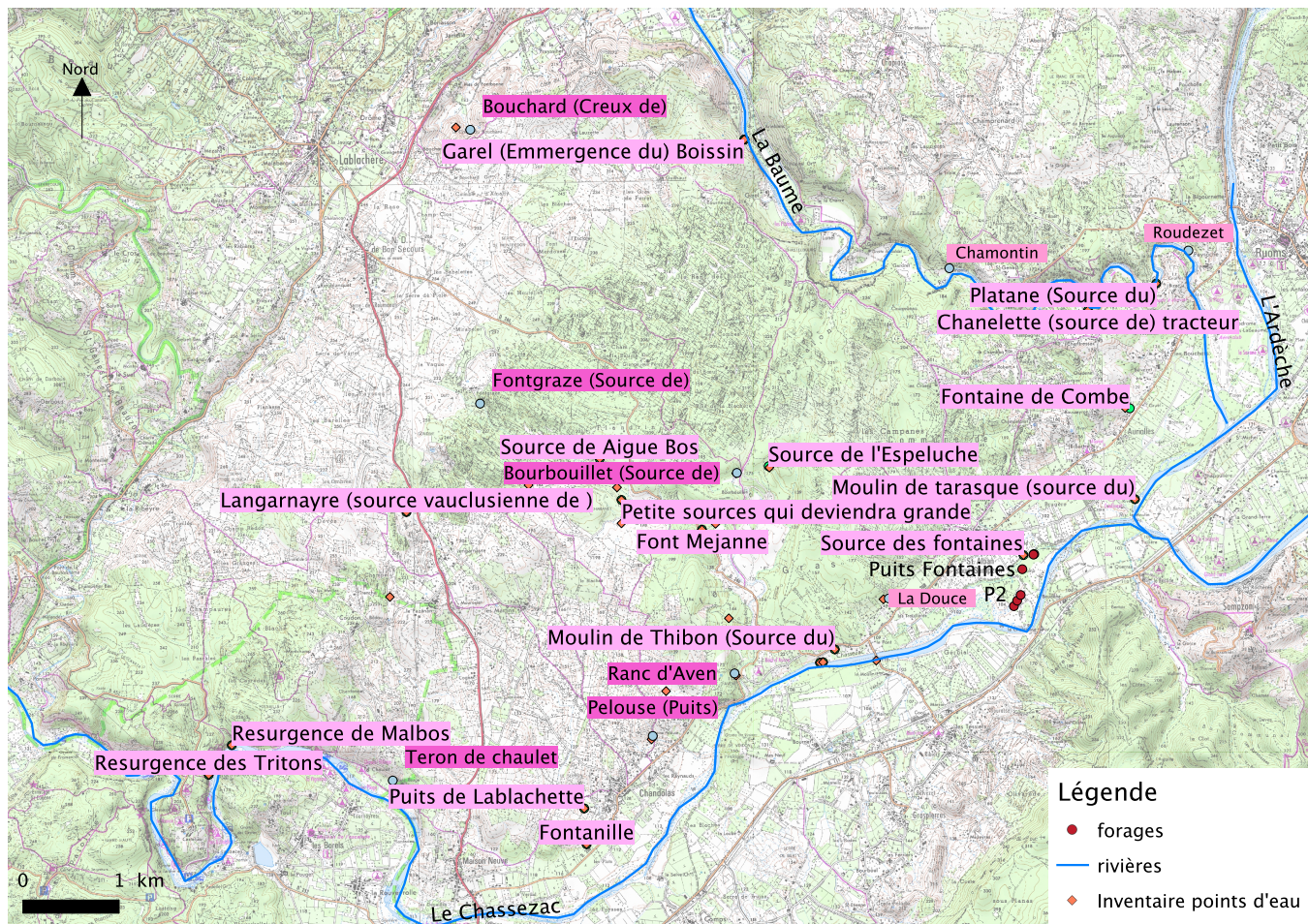


FIGURE A.2 – Inventaire des sources repertoriées à ce jour par Biesbrouck, 2009 [21] et Fontanel, 2013 [44]. Les sources en rose plus foncées sont les sources équipées d'une sonde CTD.

# Annexe B

## 1 Tableau récapitulatif des différentes études de la fracturation par photos aériennes

Etude	Orientation principale	Orientation secondaire	Nombre de failles	Support et méthodes	Zone d'étude
Vergely et Zadeh-Kabir, 1988 [95]	N020-N040 N110-N130 N060-N070	N160-N170	Sup 100	Photos aériennes 1/30 000, comptage manuel et automatique (analyseur d'images)	toute la zone d'étude
Brouard et Guillot, 2006 [23]	N010-N030 N110-N130	N050-N070	Non Indiqué	Photos aériennes 1/15 000, comptage manuel (stéréoscopie et calque de la fracturation)	Partie sud de la zone d'étude
Alahyane et Autran, 2012 [1]	N010-N020 N140-N150	N120	22	Carte géologique 1/50 000 de Bessèges, comptage manuel[39]	Plateau de La Baume
Fontanel, 2013 [44]	N000-N030 N110-N150	N060-N070 N160-N170	Sup 200	Photos aériennes, comptage manuel	Karst de Païolive
Poulin, 2014	N000-N020 N120-N130	N050-N060	Sup 550	Photos aériennes, 1/13000 géoréférencées, calcul de la longueur et de la direction via Qgis	Karst de Païolive

TABLE B.1 – Récapitulatif des différents résultats obtenus par plusieurs études de la fracturation à grande échelle (d'après Fontanel, 2013, [44], modifié)

## 2 Localisation des stations microtectoniques

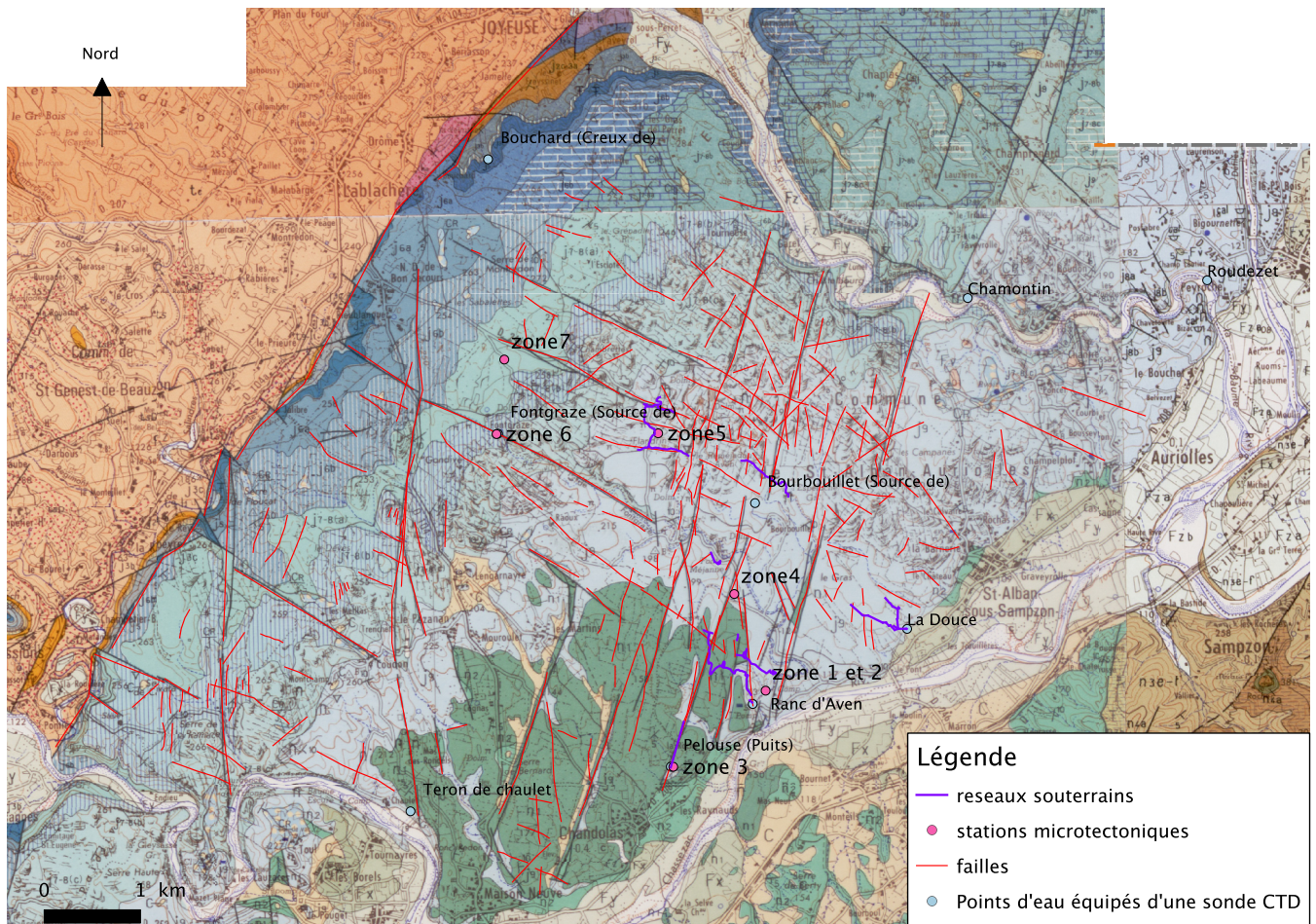


FIGURE B.1 – Localisation des stations d'étude de la microtectonique

### 3 Tableau récapitulatif des colorations déjà effectuées sur le karst de Bourbouillet

Date	Acteurs	Source	Commentaires
1969	Convention d'étude sur les traceurs DGRST	Pascal, 1970 [77]	400 gr de fluorescéine introduit au Réméjadou, ressort 12h après l'injection à la source de Bourbouillet (vitesse environ 70m/h) (n°1 figure 11)
1970	Non indiqué	Pascal, 1970 [77]	100 g de fluorescéine ont été injecté dans une perte du ruisseau de la Blachère et ressort à la résurgence située à 450m plus au sud (à coté de la source de Jawi) (n°2 figure 11).
21/12/08	P. Serret, M.Degianpetro et M.Holt	1001siphonsardeche [87]	Coloration à la fluorescéine à l'Event des cascades qui met en relation les deux orifices au bout de quelques minutes (non représenté sur la carte distance de quelques mètres).
16/04/09	P. Serret	1001siphonsardeche [87]	Coloration de Font gras, ne ressort pas en visuel aux résurgences supposées qui sont le Tirbirou et le Ranc d'aven.
03/04/10	P.Serret et M.Degianpetro	1001siphonsardeche [87]	Coloration à la fluorésceine du siphon (S1) du Tirbirou, ressort quelques minutes plus tard à l'aven du Ranc Belu (n°3 figure 11).
Non indiqué	P.Serret	Comm. pers. P.Serret	Coloration à la fluorésceine de la perte du Raoux, ressort à Puits Pelouse.

TABLE B.2 – Récapitulatif des différentes colorations effectuées sur le secteur du karst de Païolive

#### 4 Crue avec pic de conductivité positif pour la source de Puits Pelouse

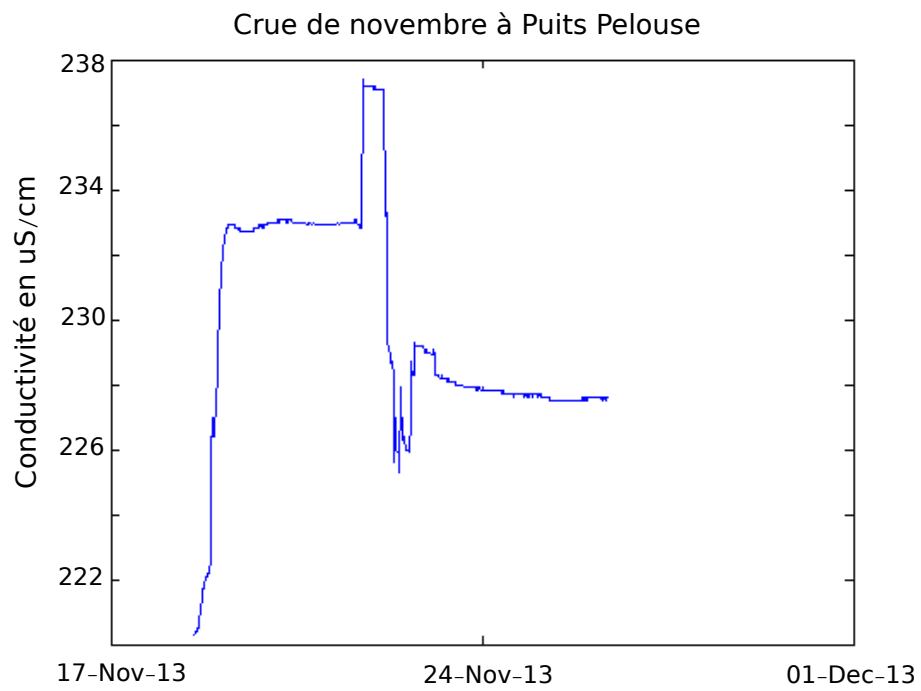
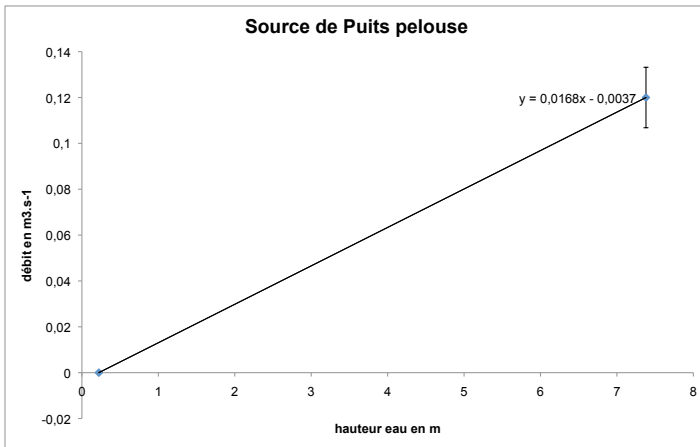
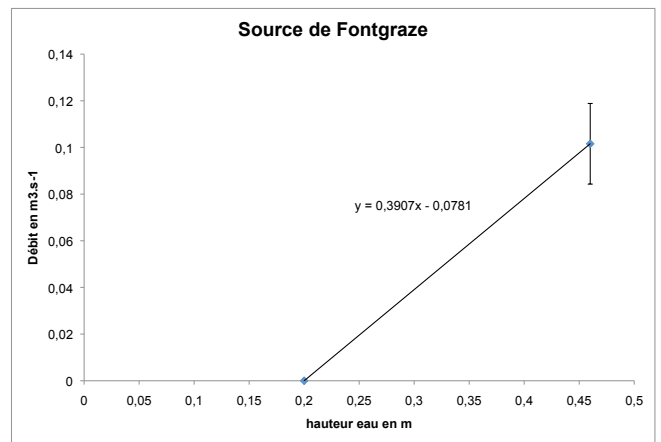


FIGURE B.2 – Crue de novembre 2013 à la source de Puits Pelouse

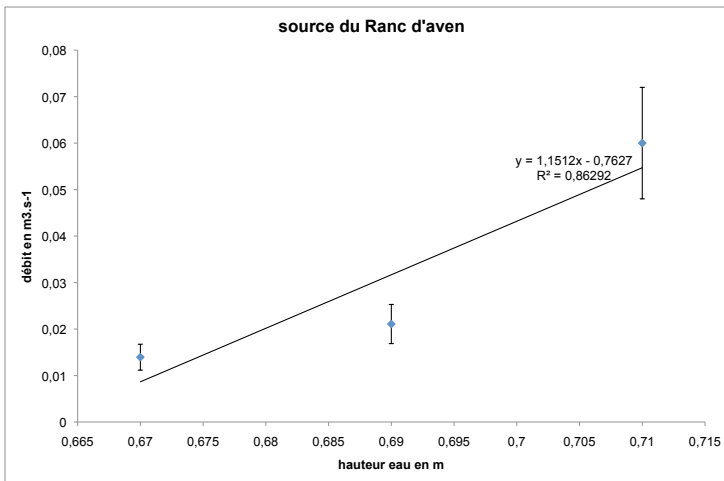
## 5 Courbes de tarage



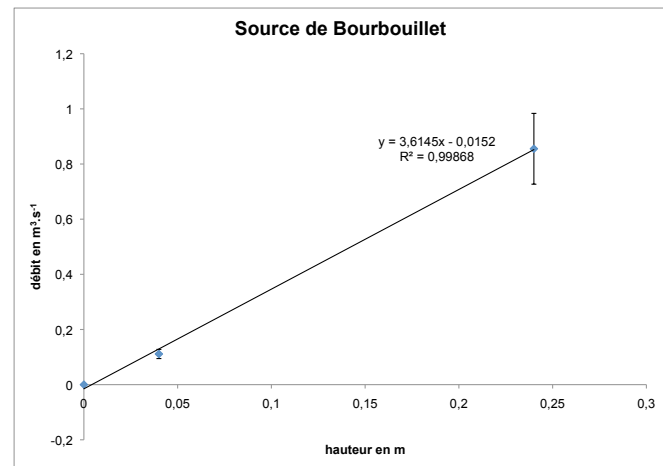
(a) Courbe de tarage pour la source de Puits Pelouse



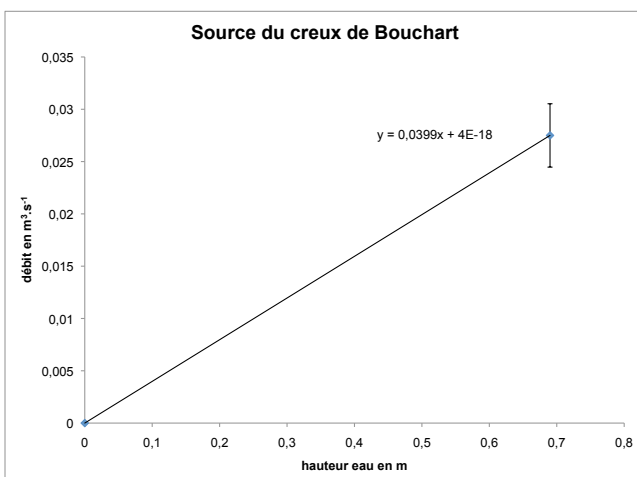
(b) Courbe de tarage pour la source de Fontgraze



(c) Courbe de tarage pour la source du Ranc d'aven



(d) Courbe de tarage pour la source de Bourbouillet



(e) Courbe de tarage pour la source du Creux de Bouchart

FIGURE B.3 – Courbe de tarage des différentes sources du secteur

# Bibliographie

- [1] Y. Alahyane and S. Autran. Etude du karst du plateau de la baume, fonctionnement hydrogéologique et qualité physico-chimique des eaux. *Master 1, université montpellier 2, Hydrosociences Montpellier*, 2012.
- [2] J. Andersson, A. M. Shapiro, and J. Bear. A stochastic model of a fractured rock conditioned by measured information. *Water Resources Research*, 20(1) :79–88, 1984.
- [3] J. Andersson and R. Thunvik. Predicting mass transport in discrete fracture networks with the aid of geometrical field data. *Water Resources Research*, 22(13) :1941–1950, 1986.
- [4] F. Arthaud and P. Choukroune. Methode d’analyse de la tectonique cassante à l’aide des microstructures dans les zones peu déformées. exemple de la plateforme nord-aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pet*, 27(5) :715–732, 1972.
- [5] F. Arthaud and Ph. Matte. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l’europe. geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25(1–2) :139–171, January 1975.
- [6] F. Arthaud and M. Séguret. Les structures pyrénéennes du languedoc et du golfe du lion (sud de la france). *Bulletin de la société géologique de France*, (1) :51–63, 1981.
- [7] T. C. Atkinson, R. S. Harmon, P. L. Smart, and A. C. Waltham. Palaeoclimatic and geomorphic implications of  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates on speleothems from britain. *Nature*, 272(5648) :24–28, March 1978.
- [8] T. C. Atkinson and D. I. Smith. *The erosion of limestones*. Academic Press : London, 1976.
- [9] P. Audra, H. Camus, and P. Rochette. Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l’Ardèche ; datation par paleomagnetisme des phases d’évolution plio-quaternaires (aven de la combe rajeau). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 172(1) :121–129, January 2001.
- [10] V. Bailly-Comte, H. Jourde, A. Roesch, S. Pistre, and C. Batiot-Guilhe. Time series analyses for Karst/River interactions assessment : Case of the coulazou river (southern france). *Journal of Hydrology*, 349(1–2) :98–114, January 2008.
- [11] 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 -*. PhD thesis, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, June 2008.
- [12] M Bakalowicz. Géochimie des eaux karstiques et karstification. In *Annales de Spéléologie*, volume 30, pages 581–589, 1975.

- [13] M. Bakalowicz. Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. l'approche objective du rôle du climat dans la karstogénèse. *Karst et évolutions climatiques*. Ed. JN Salomon ; R. Maire, Presses Universitaires de Bordeaux, pages 61–74, 1992.
- [14] M. Bakalowicz. Karst groundwater : a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1) :148–160, March 2005.
- [15] M. Bakalowicz. Réflexions sur la genèse du karst du bois de paiolive. *cahiers de Paiolive*, 1, 2008.
- [16] M. Bakalowicz and A. Mangin. L'aquifère karstique sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Memoire L. Sr. Societe Geol. France*, 11 :71–79, 1980.
- [17] M. Bakalowicz, R. Schoen, B. Ladouche, L. Aquilina, and E. Petelet. Caractéristique des fonctionnements des systèmes karstiques nord montpellierains. *BRGM, document publique*, 1999.
- [18] Y. Bandet, B. Donville, and Y. Gourinard. Premières datations potassium-argon du coiron (ardèche, france). *CR Acad. Sci*, 278 :2869–2872, 1974.
- [19] G. I. Barenblatt, Iu P. Zheltov, and I. N. Kochina. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks [strata]. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 24(5) :1286–1303, 1960.
- [20] bassin versant de l'Ardèche. Présentation du territoire et du réseau hydrographique. <http://www.ardeche-eau.fr>, consulté le 04/03/14.
- [21] M. Biesbrouck. Etude du karst situé entre la rive droite de la baume et la rive gauche du chassezac. *stage master 1 université Montpellier 2*, 2008/2009.
- [22] D. Bonijoly, J. Perrin, F. Roure, F. Bergerat, L. Courel, S. Elmi, and A. Mignot. The ardèche palaeomargin of the south-east basin of france : Mesozoic evolution of a part of the tethyan continental margin (géologie profonde de la france programme). *Marine and Petroleum Geology*, 13(6) :607–623, September 1996.
- [23] T. Brouard and T. Guillot. La basse vallée du chassezac, étude du karst de paiolive. *master 1, université montpellier 2*, 2006.
- [24] cabinet Gilles Rabin. Mobilisation et sécurisation des ressources en eau potable du seba. pompage d'essai sur les forages de gerbial. Technical report, Bureau d'études hydrogéologiques Gilles RABIN, été 2012.
- [25] S. Carrière, K. Chalikakis, C. Danquigny, C. Emblanch, and A. Chapelet. Caractérisation hydrogéophysique de la zone non saturée du karst. application de la tomographie électrique au droit du laboratoire souterrain à bas bruit. *Etudes vauchusiennes*, (79) :23–28, 2012.
- [26] National Research Council (US) Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow. *Rock fractures and fluid flow : contemporary understanding and applications*. Natl Academy Pr, 1996.
- [27] I. Chenini and A. Mammou. Hydrochimie et caractérisation qualitative des ressources en eaux d'un système aquifère multicouche en zone aride : application au bassin de maknassy (tunisie centrale). *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 20(2) :217–222, April 2009.
- [28] M. Cohen. Les horizons superficiels des sols du causse méjean : nature et comportement hydrique. *Méditerranée*, 56(4) :37–45, 1985.
- [29] Jovan Cvijić. *Das Karstphänomen : Versuch einer morphologischen Monographie*. Hölzel, 1893.

- [30] A. Dassargues. Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation. *Annales de la Société géologique de Belgique*, May 2009.
- [31] A. Dematteis. *Typologie géochimique des eaux des aquifères carbonatés des chaînes alpines d'Europe centrale et méridionale*. PhD thesis, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, 1995.
- [32] données météo France. Températures moyennes mensuelles (normales 1961-1990). <http://www.meteo01.fr/>.
- [33] archives DREAL. Plateau des gras. [http://www.rdbrmc-travaux.com/spge/site\\_v2/ORP/fiche\\_pdf.php?id\\_unite=296&photo=1](http://www.rdbrmc-travaux.com/spge/site_v2/ORP/fiche_pdf.php?id_unite=296&photo=1), consulté le 5 mars 2014.
- [34] J.R. Dreuzy. *Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures Discussion des modèles d'écoulement compatibles avec les principales propriétés géométriques*. PhD thesis, Université Rennes 1, December 1999.
- [35] W. Dreybrodt. *Processes in karst systems : physics, chemistry, and geology*. Springer-Verlag New York, 1988.
- [36] C. Drogue. Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages. *Comptes Rendus al'Académie des Sciences, Paris*, 278 :2621–2624, 1974.
- [37] L. Eisenlohr, L. Király, M. Bouzelboudjen, and Y. Rossier. Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 193(1–4) :306–315, 1997.
- [38] S. Elmi. Notice explicative de la feuille d'alès (n°209 ; 3eme éd.) de la carte géologique de la france à 1/80000. *Service Carte Géologique, Paris*, pages 2–116, 1967.
- [39] S. Elmi, P. Brouder, G. Berger, H. Gras, R. Busnardo, P. Bérard, and C. Vautrelle. Carte géologique france (1/50000), feuille bessèges (888). *Orléans : Bureau de recherche géologiques et minières, notice explicative*, pages 1–115, 1989.
- [40] A Eraso. *metodo de prediccion de la direcciones principales de drenaje en el karst*. PhD thesis, KOBIE (Serie Ciencias Naturales) Bilbao, 1982.
- [41] G. Faure. Principles of isotope geology. January 1977.
- [42] P. Fenart, N. N. Cat, C. Drogue, D. Van Canh, and S. Pistre. Influence of tectonics and neotectonics on the morphogenesis of the peak karst of halong bay, vietnam. *Geodinamica Acta*, 12(3) :193–200, 1999.
- [43] P. Fleury, V. Plagnes, and M. Bakalowicz. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model : Application to fontaine de vaucluse (south of france). *Journal of Hydrology*, 345(1–2) :38–49, October 2007.
- [44] M Fontanel. Etude du secteur karstique compris entre les rivières de la baume et du chassezac. *Master 1, université montpellier 2, Hydrosociences Montpellier*, 2013.
- [45] D. Ford and P. D. Williams. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons, April 2007.
- [46] J. J. Fried. Geographically based models, surface and estuarine waters, including river/aquifer interface considerations. *SGOMSEC 5 (Mexico,)*, 1991.
- [47] N. Goldscheider and D. Drew. *Methods in Karst Hydrogeology : IAH : International Contributions to Hydrogeology*, 26. CRC Press, September 2007.
- [48] P. Gombert. *Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire*. PhD thesis, Ph. D. Thesis, Montpellier Univ., France, 1988.

- [49] P. Gombert. *Hydrogéologie et karstogenèse du Bas Vivarais calcaire*. PhD thesis, Ph. D. Thesis, Montpellier Univ., France, 1988.
- [50] P. Gombert. Etude des aquifères patrimoniaux karstiques de drôme-ardèche. rapport final n°7. Technical report, GINGER Environnement, 2006.
- [51] J. C. Grillot. *Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré : contribution méthodologique à cette connaissance*. PhD thesis, 1979.
- [52] R. Guérin. *Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire*. PhD thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 1973.
- [53] V. Hakoun. *Développement d'une sonde aquatique autonome pour la cartographie des drains karstiques noyés. Simulations des écoulements par une approche couplée drains discrets-double porosité*. PhD thesis, Université de Montpellier 2, 2013.
- [54] N. James. Facies models 9. introduction to carbonate facies models. *Geoscience Canada Reprint Series 1*,, pages p. 105–107., 1979.
- [55] G. M. Jenkins and D. G. Watts. Spectral analysis and its applications. 1968.
- [56] J.Y. Josnin, S. Pistre, and C. Drogue. 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, October 2000.
- [57] H. Jourde. *Simulation d'essais de puits en milieu fracturé à partir d'un modèle discret basé sur des lois mécaniques de fracturation. Validation sur sites expérimentaux*. PhD thesis, 1999.
- [58] H. Jourde, N. Mazzilli, N. Lecoq, B. Arfib, and D. Bertin. Karstmod-a generic reservoir model dedicated to spring discharge modelling and hydrodynamic analysis in karst. In *International symposium on karst, Malaga*, 17 octobre, 2014.
- [59] H. Jourde, S. Pistre, P. Perrochet, and C. Drogue. Origin of fractional flow dimension to a partially penetrating well in stratified fractured reservoirs. new results based on the study of synthetic fracture networks. *Advances in Water Resources*, 25(4) :371–387, 2002.
- [60] W. Käss, H. Behrens, T. Himmelsbach, and H. Hötzl. *Tracing technique in geohydrology*. Balkema Rotterdam, 1998.
- [61] B. G. Katz, T. B. Coplen, T. D. Bullen, and J. Hal Davis. Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interactions between ground water and surface water in mantled karst. *Ground Water*, 35(6) :1014–1028, November 1997.
- [62] L. Kiraly. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains*, (3) :53–67, 1975.
- [63] L. Kiraly. Karstification and groundwater flow. *Evolution of Karst : Prekarst to Cessation : Postojna-Ljubljana, Zalozba ZRC*, pages 155–190, 2002.
- [64] L. A. Knochenmus and J. L. Robinson. Descriptions of anisotropy and heterogeneity and their effect on ground-water flow and areas of contribution to public supply wells in a karst carbonate aquifer system : U.s. geological survey. *Water supply*, paper 2475 :pages :1–47, 1996.
- [65] E. Ledoux and S. Rouquet. Etat des lieux sur la modélisation hydrologique et hydrogéologique et applicabilité dans le cadre de projets européens. Technical Report Rapport R100705ELED, Ecole des mines de Paris et Société des Eaux de Volvic, 2010.

- [66] M. Lhomme. Le gisement de mammifères du pliocène ancien à mélias (commune de berrias-casteljau). *Les cahiers de Païolive*, 1, 2007.
- [67] J. C. S. Long, J. S. Remer, C. R. Wilson, and P. A. Witherspoon. Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. *Water Resources Research*, 18(3) :645–658, 1982.
- [68] E. T. Mailliet. *Essais d'hydraulique souterraine & fluviale*. Hermann, 1905.
- [69] A. Mangin. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. PhD thesis, Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique, 1975.
- [70] A. Mangin. Le karst, entité physique, abordée par l'étude du système karstique. In *Karst as a physical unit, from the study of the karst system*). *Le karst, colloque de Tarbes*, pages 17–18, 1978.
- [71] J. Margat. L'eau des méditerranéens : situation et perspectives. Technical Report n° 158 de la série des rapports techniques du PAM, PNUE/PAM, PNUE/PAM/Plan Bleu, Athènes, 2004.
- [72] B. Marsaud. *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*. PhD thesis, 1997.
- [73] N. Mazzilli, V. Guinot, and H. Jourde. Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. application to karst spring discharge models. *Advances in Water Resources*, 42 :1–16, 2012.
- [74] L. Mocochain. *Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate forme carbonatée peri mediterraneenne : la karst de la basse Ardèche (moyenne vallée du Rhône, France)*. PhD thesis, U.F.R des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Centre Européen de Recherches et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (UMR 6635-CNRS) Université Aix Marseille 1, 2007.
- [75] J. E. Nash and J. V. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models part i — a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3) :282–290, 1970.
- [76] S. P. Neuman. Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. *Water resources research*, 26(8) :1749–1758, 1990.
- [77] H. Pascal. *Contribution à l'étude hydrogéologique de la bordure karstique sous-cévenole : de St-Paul-le-Jeune au plateau des Coirons*. PhD thesis, Centre d'études et de recherches hydrogéologiques [de la Faculté des Sciences], 1970.
- [78] J. Perrin and M. Luetscher. Inference of the structure of karst conduits using quantitative tracer tests and geological information : example of the swiss jura. *Hydrogeology Journal*, 16(5) :951–967, August 2008.
- [79] A. Rimmer and A. Hartmann. Simplified conceptual structures and analytical solutions for groundwater discharge using reservoir equations. *Water Resources Management and Modeling*, edited by DPC Nayak, *InTech, Kakinada, India*, 2012.
- [80] A. Rimmer and Y. Salinger. Modelling precipitation-streamflow processes in karst basin : The case of the jordan river sources, israel. *Journal of Hydrology*, 331(3–4) :524–542, 2006.
- [81] B. R. Scanlon, R. E. Mace, M. E. Barrett, and B. Smith. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models ? case study, barton springs edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276(1–4) :137–158, 2003.
- [82] P.-A. Schnegg. A new field fluorometer for multi-tracer tests and turbidity measurement applied to hydrogeological problems. In *8th International Congress of the Brazilian Geophysical society*, September 2003.

- [83] E. F. Schulz and V. M. Yevjevich. *Theory and Experiments in the Prediction of Small Watershed Response*. Colorado State University, Environmental Resources Center, Colorado Water Resources Research Institute, 1972.
- [84] M. Séranne, A. Benedicto, P. Labaum, C. Truffert, and G. Pascal. Structural style and evolution of the gulf of lion oligo-miocene rifting : role of the pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8) :809–820, 1995.
- [85] M. Séranne, H. Camus, F. Lucazeau, J. Barbarand, and Y. Quinif. Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. un exemple de morphogenèse lente. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173(2) :97–112, 2002.
- [86] M. Serrane, H. Camus, and J.Y. Reynaud. Evolution post rift de la marge du golfe du lion en languedoc : Une marge pas si passive que ça ! livret guide d’excursion evolution post-rift de la marge du golfe du lion en languedoc : une marge pas si passive que ça ! livret guide d’excursion. *unpublished document, Géosciences Montpellier*, pages 1–49, 2011.
- [87] P. Serret. ardèche 1001 siphons. <http://ardeche1001siphons.kazeo.com>, consulté le 25 mars 2014.
- [88] V. P. Singh. Hydrologic systems, vol. 1. *Rainfall-runoff modeling* Prentice-Hall, Englewood Cliffs (NJ, USA), 1988.
- [89] P. L. Smart and S. L. Hobbs. Characterization of carbonate aquifers : A conceptual base. In *Environmental problems in karst terranes and their solutions conference (1st, Bowling Green, Kentucky) : Dublin, Ohio, National Water Well Association*, pages 1–14, 1986.
- [90] D. I. Smith and T. C. Atkinson. Process, landforms and climate in limestone regions. *Geomorphology and Climate : London, John Wiley*, pages 367–409, 1976.
- [91] G. Teutsch. An extended double-porosity concept as a practical modelling approach for a karstified terrain. *IAHS PUBLICATION*, pages 281–281, 1990.
- [92] G. Teutsch and M. Sauter. Groundwater modeling in karst terranes : Scale effects, data acquisition and field validation. In *Proc. Third Conf. Hydrogeology, Ecology, Monitoring, and Management of Ground Water in Karst Terranes, Nashville, TN*, pages 17–35, 1991.
- [93] C. W. Thornthwaite. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1) :55–94, January 1948.
- [94] S. Tritz, V. Guinot, and H. Jourde. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *Journal of Hydrology*, 397(3–4) :250–262, 2011.
- [95] P. Vergely and H. Zadeh-Kabir. Etude par photo-interpretation comparee de la region de l’argentiere les vans (languedoc septentrional, france) ; utilisation des photographies aeriennes, des images par satellites et des images radar. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 4(2) :303–314, 1988.
- [96] L. Vinet. Etude géodynamique externe du synclinal de saint andré de cruzières (ardèche). *Dipl. ét. approfondies, Lyon, inédit*, pages 1–55, 1977.
- [97] J. E. Warren and P. Jj Root. *The behavior of naturally fractured reservoirs*. SPE Journal, 1963.
- [98] K. H. Wedepohl. Manganese : abundance in common sediments and sedimentary rocks. *Handbook of geochemistry, Springer*, pages 2/3 pp1–17, 1978.
- [99] P. W. Williams. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61(1–3) :45–67, 1983.