



HAL
open science

Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie

Sabrina Deville

► **To cite this version:**

Sabrina Deville. Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2013. Français. NNT: . tel-00829346

HAL Id: tel-00829346

<https://theses.hal.science/tel-00829346>

Submitted on 3 Jun 2013

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

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

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre et de L'univers

Ecole Doctorale : SIBAGHE

présentée et soutenue publiquement par

SABRINA DEVILLE

Le 24 Janvier 2013

Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie

JURY

Roger Bayer	GM	Invité
Cédric Champollion	GM	Co-Directeur de Thèse
Jean Chéry	GM	Directeur de Thèse
Nathalie Dörfliger	BRGM	Rapporteur
Stéphane Jaillet	EDYTEM-Savoie	Examineur
Hervé Jourde	HSM	Invité
Stéphane Mazzotti	GM	Examineur
Michel Van Camp	ORB	Rapporteur

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre et de L'univers

Ecole Doctorale : SIBAGHE

présentée et soutenue publiquement par

SABRINA DEVILLE

Le 24 Janvier 2013

Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie

JURY

Roger Bayer	GM	Invité
Cédric Champollion	GM	Co-Directeur de Thèse
Jean Chéry	GM	Directeur de Thèse
Nathalie Dörfliger	BRGM	Rapporteur
Stéphane Jaillet	EDYTEM-Savoie	Examineur
Hervé Jourde	HSM	Invité
Stéphane Mazzotti	GM	Examineur
Michel Van Camp	ORB	Rapporteur

RESUME

Les aquifères karstiques constituent l'essentiel des ressources en eau du pourtour Méditerranéen. Au-delà de la zone saturée de ces systèmes, la zone non saturée constitue une entité importante quant au transfert et au stockage temporaire de l'eau. La structure et le fonctionnement de cette entité du karst sont complexes et mal connus à cause du processus de karstification qui hiérarchise la circulation hydrodynamique en son sein. Dans cette étude nous utilisons des méthodes géodésiques et hydrogéologiques afin d'observer de façon directe et de quantifier les processus de transfert et de stockage de la zone non saturée. Les mesures gravimétriques en surface et profondeur sur différents systèmes karstiques ont permis de quantifier les variations du stockage en eau saisonnier dans la zone non saturée. La gravimétrie différentielle montre que ces variations sont réparties dans les quelques premiers mètres de la zone non saturée. Il semble, de plus, que la capacité de stockage de la zone non saturée soit fonction de la lithologie de l'encaissant (calcaire et dolomie). Enfin, des observations directes du flux d'eau en zone non saturée ont été effectuées par le biais de mesures dans différentes cavités. Nous montrons que certaines caractéristiques du flux d'eau en zone non saturée, comme la présence d'un flux bipolaire lent-rapide, peuvent être généralisées quelque soit la profondeur de mesure et la surface d'impluvium. La modélisation de ce flux, à partir d'un schéma simple, a montré la complexité des processus de transfert engendrés au sein de la zone non saturée.

ABSTRACT

Karst systems are the most important groundwater reservoirs in Mediterranean area. Beyond saturated zone, unsaturated zone constitute an entity where water storage and transfer play a major role in a global behavior of spring water. This structure and functioning are complex and not well known because of the high heterogeneity created and organized by groundwater flow. In this study, we used gravimetric and hydrogeologic method to directly observe and quantify water storage and transfer processes in unsaturated zone of karst system. Surface to depth gravity measurements on several karst system allow quantifying seasonal water storage changes in unsaturated zone. We show that these variations occur in the first tens meters of unsaturated zone. Furthermore, water storage capacity of unsaturated zone seems to be influenced by lithology (limestone or dolomite). Finally, direct observations of water flow in unsaturated zone are done using caves access. We show that some characteristics of unsaturated water flow such as bipolar slow-fast flow can be widespread for whatever depth of measurement and recharge area. Model of this flow, using a simple modeling scheme, show the complexity of water transfer processes in unsaturated zone of karst system.

DISCIPLINE : Sciences de la Terre

MOTS-CLES

Gravimétrie, karst, zone non saturée, flux d'eau, modèle hydrologique
Gravity, karst, unsaturated zone, water flow, hydrologic modeling

Laboratoire Géoscience Montpellier, UMR CNRS/UM2 5243
CC60, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon 34095 Montpellier cedex 5

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier les rapporteurs de cette thèse, Michel Van Camp et Nathalie Dörfliger pour l'attention et le temps qu'ils ont consacré à l'évaluation de ce travail. Merci à Stéphane Jaillet, Stéphane Mazzotti et Hervé Jourde d'avoir accepté le rôle d'examineur.

Mes pensées vont ensuite à mes directeurs de thèse : Jean Chéry et Cédric Champollion. Messieurs, je vous remercie d'avoir été présents, disponibles et de bon conseil pendant ces trois ans et demi. À Jean, je dois l'intérêt pour le karst et son exploration souterraine ainsi que l'aptitude à modéliser tous les phénomènes géologiques modélisables ou non. Jean, sans toi je crois que je n'aurais jamais tenté le P60 de l'aven de la Beaumelle. À Cédric je dois le goût pour les mesures géophysiques au sens large et le pragmatisme quant à l'utilisation de celles-ci sur un karst. Nos discussions m'ont permis d'y voir plus clair dans ce travail de thèse et de pouvoir le synthétiser. Enfin, tu m'as montré que l'on pouvait concilier une vie professionnelle riche avec une vie de famille riche, chose qui a contribué de façon majeure dans mes choix ces trois dernières années.

Je tiens aussi à remercier Roger Bayer, parti à la retraite avant la fin de cette thèse mais qui a été d'une grande aide sur tout ce qui concerne la gravimétrie : sa mesure, son traitement et son interprétation. Tu as été le premier à me parler de cette foutue attraction et tu es celui qui, par le biais de tes cours, me l'a faite aimer.

Ce travail n'aurait pas été possible sans Nicolas Le Moigne et Philippe Collard. Nico, toi qui es le gardien des gravimètres à Montpellier, tu nous as permis d'obtenir des mesures de g fiables. Merci sincèrement pour ton aide, ta rigueur, ta droiture et tes conseils sur le montage des instruments.

Philippe, j'ai pris du plaisir à discuter avec toi de science et d'autres devant nos portes de bureau. Tu m'as fait beaucoup rire avec ta mémoire de poisson rouge. Je te remercie d'avoir fabriqué un pluviomètre sur mesure pour l'aven de la Beaumelle, pluviomètre qui fonctionne à la perfection et qui donne des mesures précises du débit dans n'importe quelle situation.

Je tiens à remercier les personnes suivantes qui m'ont bien aidée pour ces mesures gravimétriques : Marc Daignières, Philippe Vernant, Frédéric Boudin, Erik Doerflinger, Rémi Vallois et Simon Carrière.

Merci à Philippe Vernant pour ses nombreuses interventions souterraines. Merci aussi à Marc Daignières pour m'avoir guidée au début de mon monitorat d'enseignement.

L'accès au site du LSBB n'aurait pas été possible sans l'aide de Christophe Sudre, Daniel Boyer et Alain Cavaillou. Tous trois ont mis à disposition leurs savoirs et compétences pour nous permettre d'effectuer des mesures dans les meilleures conditions. Les discussions avec Konstantinos Chalikakis et Simon Carrière sur les caractéristiques du LSBB ont été très constructives. Merci à eux d'avoir pris le temps de discuter des résultats gravimétriques. Jean-Paul Boy a toujours été disponible et m'a aidée en nous fournissant les effets gravimétriques 'lointains'. Merci à Didier Loggia et surtout Steve Peuble pour leurs conseils

sur la mesure de densité et de porosité de plugs et à Erik Doerflinger pour le traitement des levées de GPS cinématiques.

Le Parc Naturel Régional des Grands Causses a été d'une grande aide. Je remercie Christophe Apolit pour la mise à disposition des données du Durzon. Je remercie aussi Brice Boudevillain et toute l'équipe d'OHMCV pour la mise à disposition de données météo en tous genres. Les instruments de mesure gravimétriques utilisés sont issus du parc gravimétrique national de l'INSU. Ces travaux ont été financés par l'ANR, et les observatoires OSU OREME et ORE H+.

Un remerciement spécial à Céline Fabrégat, Marie-France Roch, Bernadette Marie, Dominique Arnaud et Françoise Gil qui ont toujours géré mes nombreuses missions et questions administratives avec professionnalisme et bonne humeur. Je tiens aussi à remercier toute l'équipe informatique sans qui le laboratoire aurait du mal à fonctionner aussi bien.

Toute cette étude a été possible grâce aux habitants du Larzac. Je remercie donc les différents résidents de la Salvetat pour la mise à disposition d'un coin de leur cave pour les mesures absolues. Je tiens aussi à remercier les résidents de la ferme de la Jasse pour leurs très bons accueils.

Mes camarades de bureaux Karen, Claire, Elsa, Marina et Gianluca ainsi que les autres doctorants de GM ont su créer de l'ambiance durant ces trois dernières années.

J'ai gardé pour la fin, non pas par volonté mais par nécessité conventionnelle, ceux qui me sont les plus chers : ma famille. Je remercie très chaleureusement mes parents et mon frère pour m'avoir toujours soutenue dans mes choix de vie et même encore aujourd'hui. Sans vous et votre amour je n'en serais pas là où j'en suis aujourd'hui. Enfin c'est avec une profonde émotion que je voudrais saluer ceux sans qui ce travail ne vaudrait rien. Je remercie donc Yoann qui m'a accompagnée au gré des hauts et des bas de ces années de thèse, en me soutenant sans relâche et en croyant en moi avec ardeur. Je te remercie pour ton abnégation toutes ces années pour m'avoir permis de réaliser cette thèse. Enfin, je tiens à remercier mon petit bonhomme pour sa présence parmi nous et sa bonne humeur. Ton sourire charmeur me rend tellement heureuse. Sangye, mon fils, tu es ma lumière.

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION	15
2. GEODESIE POUR L'HYDROGEOLOGIE	19
1 <i>Influence de l'hydrologie sur les observables géodésiques</i>	19
1.1. Modélisation de l'effet Newtonien	20
1.2. Effet de déformation élastique et anélastique	21
2 <i>Etudes gravimétriques des hydro systèmes</i>	21
3 <i>Intérêt de la gravimétrie terrestre dans l'étude des systèmes hydrologiques de taille réduite</i>	23
4 <i>Relation entre gravimétrie et quantité hydrologique</i>	26
3. LE KARST	29
1 <i>Paysage karstique et karstification</i>	29
2 <i>Typologie karstique</i>	31
3 <i>Structure hydrogéologique et spécificités d'un système karstique</i>	32
3.1. Hétérogénéité du système	32
3.2. Fonctionnement non linéaire	33
3.3. Des stocks en eau importants.....	33
4 <i>Modèles hydrologiques conceptuels du fonctionnement karstique</i>	34
4.1. Le modèle de Drogue	34
4.2. Le modèle de Mangin	35
4.3. Le modèle d'Emblanch.....	35
5 <i>Définition et propriétés de la zone non saturée.....</i>	35
5.1. Définition.....	36
5.2. Propriété de stockage dans la zone non saturée.....	36
5.3. Propriété de transfert de l'eau dans la zone non saturée.....	37
5.4. Flux d'eau en zone non saturée	38
6 <i>Moyens d'étude du fonctionnement karstique</i>	41
6.1. Les méthodes hydrogéologiques.....	41
6.1.1. Analyse de l'hydrogramme de source	41
6.1.2. Utilisation de la chimie des eaux.....	42
6.1.3. Modélisation du comportement de la source.....	43
6.1.3.1. Modèles physiques discrétisés.....	43
6.1.3.2. Modèles à réservoirs.....	43
6.1.3.3. Modèle type boîte noire ou fonction de transfert.....	44

6.1.	Modélisation du flux en zone non saturée	45
4.	LES ZONES D'ETUDES.....	47
1	<i>Contexte et histoire géologique régionale.....</i>	47
1.1.	La région Nord Montpellieraine et le Larzac	47
1.2.	La région du Vaucluse	48
2	<i>Le système karstique du Lamalou (Causse de l'Hortus).....</i>	49
2.1.	Lithologie et stratigraphie.....	50
2.2.	Structure et Fracturation	51
2.3.	Hydrologie du système karstique de l'Hortus	52
2.3.1.	Topographie	52
2.3.2.	Formation superficielle	53
2.3.3.	Organisation du système karstique.....	53
2.3.4.	Rôle de la fracturation dans le fonctionnement du système karstique.....	53
2.3.5.	Propriétés de la zone non saturée	56
3	<i>Le système karstique du Durzon (Larzac).....</i>	57
3.1.	Lithologie et stratigraphie.....	57
3.2.	Structure et fracturation	58
3.3.	Hydrologie du système karstique du Durzon.....	59
3.3.1.	Topographie	59
3.3.2.	Formations superficielles	60
3.3.3.	Organisation du système karstique.....	60
3.3.4.	Hétérogénéité spatiale du stockage de l'eau.....	61
3.3.5.	Un épikarst au fonctionnement complexe	62
4	<i>Le système karstique de Gourneyras (Larzac).....</i>	63
4.1.	Lithologie et stratigraphie.....	64
4.2.	Structure et Fracturation	64
4.3.	Hydrologie du système karstique de Gourneyras	65
4.3.1.	Topographie	65
4.3.2.	Formations superficielles	66
4.3.3.	Organisation du système karstique.....	66
5	<i>Le système karstique du Vaucluse.....</i>	67
5.1.	Lithologie et stratigraphie.....	68
5.2.	Structure et Fracturation	68
5.3.	Hydrologie du système karstique du Vaucluse.....	69
5.3.1.	Organisation du système karstique.....	70

5.3.2. Schéma de fonctionnement du système karstique de la Fontaine de Vaucluse	71
5.3.3. La zone non saturée : une réserve d'eau importante	72
5.4. Le laboratoire souterrain à bas bruit (LSBB)	73
6 Contexte climatique	74
6.1. Précipitation.....	74
6.2. Evapotranspiration.....	75
5. LES INSTRUMENTS DE MESURES DE LA GRAVITE	79
1 <i>Le gravimètre absolu FG5</i>	81
1.1. Fonctionnement	81
1.2. Précision et source d'erreur	82
2 <i>Le gravimètre relatif CG5</i>	84
2.1. Fonctionnement du Scintrex CG5 :	84
2.2. Précision et erreur du gravimètre.....	85
2.3. Correction des données.....	85
2.3.1. Correction des effets de marée terrestres et surcharge océanique	85
2.3.2. Correction des effets de surcharge atmosphérique :	86
2.3.3. Effet de mouvement des pôles :	88
2.4. Calibration	88
2.5. Ajustement par moindres carrés	90
2.6. Comportement du CG5#167.....	91
2.6.1. Relaxation	91
2.6.2. Influence du transport.....	92
2.6.3. Influence de la température	95
2.7. Nouvelle méthodologie de mesure	95
2.8. Validation de la stratégie de mesure « 1h ».....	96
6. MESURES DIFFERENTIELLES DE LA PESANTEUR ET PROPRIETES DU STOCKAGE	
EPIKARSTIQUE.....	99
1 <i>Motivation</i>	99
2 <i>Publication: "Studying the unsaturated epikarst water storage properties by time lapse surface to depth gravity measurements"</i>	101
3 <i>Synthèse des résultats et discussion complémentaire</i>	126
3.1. Synthèse de la publication	126
3.2. Mise en évidence du stock total avec la RMP	126
3.3. Porosité sur échantillon de roche : intégration de la macroporosité	128
4 <i>Mesure S2D sur le karst du Vaucluse</i>	131

4.1.	Introduction	131
4.2.	Résultats	134
4.3.	Estimation de la densité apparente à partir des mesures S2D.....	136
4.4.	Propriétés de stockage du sous-sol	138
4.5.	Où se situent les variations du stock ?.....	142
4.6.	Modélisation de la distribution du stock en eau au LSBB.....	145
4.6.1.	Variation de densité pour une répartition homogène de l'eau dans le cône	145
4.6.1.1.	Comportement de stockage du site.....	147
4.6.1.2.	Comportement transmissif du site	148
4.6.2.	Modélisation de la répartition discrète du stock en eau.....	150
4.6.2.1.	Interprétation gravimétrique et hydrogéologique combinée pour un modèle de distribution du stock.	153
5	<i>Conclusion partielle</i>	154
7.	EFFETS DE SURFACE ET INTERPRETATION HYDROGEOLOGIQUE DE LA GRAVIMETRIE	157
1	<i>Introduction</i>	157
2	<i>Publication: "On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology"</i>	159
3	<i>Synthèse de la publication et discussion complémentaire</i>	176
3.1.	Synthèse de la publication	176
3.2.	Chronique complète à SALV et modèle associé	176
3.3.	Influence de la taille du jeu de données sur la précision du modèle.....	179
3.4.	Effet de site et interprétation hydrogéologique post-traitement	179
3.5.	Estimation des propriétés hydrauliques du sous-sol de la Salvetat à partir de la modélisation d'une cuve de rétention d'eau.	181
3.5.1.	Chronique de hauteur d'eau de la cuve de rétention	181
3.5.2.	Inversion des propriétés du sol à partir de la modélisation de la hauteur d'eau	182
3.6.	Apport d'un réservoir connu sur la simulation	184
4	<i>Conclusion partielle</i>	187
8.	FLUX D'EAU EN ZONE NON SATUREE	189
1	<i>Introduction</i>	189
2	<i>Sites de mesure du flux en zone non saturée</i>	190
2.1.	La grotte de Canalettes	191
2.2.	L'aven Titou (TITOU).....	192
2.3.	L'aven de la Beaumelle	192

3	<i>Observations des flux</i>	193
3.1.	La grotte des Canalettes	194
3.2.	L'aven Titou	196
3.3.	L'aven de la Beaumelle	197
3.3.1.	Comportement de second ordre au site BEAU	199
4	<i>Caractérisation du fonctionnement transmissif de la zone non saturée</i>	200
5	<i>Modélisation hydrogéologique du flux à BEAU</i>	201
5.1.	Schéma de modélisation	202
5.2.	Résultat	205
5.3.	Interprétation et discussion	209
5.3.1.	Validité du modèle	209
5.3.2.	Phénomène d'hystérésis	210
5.3.3.	Complexité du flux en ZNS	210
5.3.4.	Correspondance avec la gravimétrie	211
6	<i>Analyse de la corrélation avec la pression atmosphérique</i>	212
6.1.	Corrélation pression-débit	212
6.2.	Analyse de la chronique entière	214
6.3.	Interprétation phénoménologique de l'anti-corrélation	215
6.4.	Interprétation structurale de l'anti-corrélation	217
6.5.	Nouvelle estimation des surfaces à partir de la prise en compte des effets de pression	218
7	<i>Conclusion</i>	221
9.	SYNTHESE ET PERSPECTIVES	223
1	<i>Apport et limite de la gravimétrie pour les études hydrogéologiques</i>	223
2	<i>Apport et limites des mesures de flux en ZNS</i>	224
3	<i>Propriétés hydrogéologiques de la zone non saturée</i>	225
3.1.	Propriétés de stockage de la zone non saturée	225
3.2.	Propriétés transmissives de la zone non saturée	226
4	<i>Perspectives</i>	226
10.	BIBLIOGRAPHIE	229

1.Introduction

Les aquifères karstiques renferment des volumes d'eau probablement très importants et méconnus. Ils constituent l'essentiel des ressources en eau souterraines dans certains pays (Bakalowicz, 2005). Ces aquifères sont extrêmement répandus sur le pourtour Méditerranéen. Dans le contexte actuel, où la population de la zone Méditerranéenne augmente et où l'eau est une ressource vitale, la connaissance du fonctionnement des aquifères karstiques est un enjeu sociétal et politique majeur.

La structure et le fonctionnement des systèmes karstiques sont complexes et mal connus en raison des processus de karstification qui hiérarchisent la circulation hydrodynamique. La localisation du stock en eau varie en fonction des systèmes étudiés et fait l'objet de débats soutenus dans la communauté scientifique. De plus en plus, les experts dans ce domaine tendent à attribuer à la zone non saturée une fonction importante dans le processus de stockage et de transfert de l'eau.

Les systèmes karstiques étant historiquement étudiés par le débit à l'exutoire, les informations acquises ne concernent qu'indirectement le fonctionnement de la zone non saturée. Le débit de source représente une intégration des comportements à la fois de la zone saturée et non saturée. La présence de cavités explorables, issue de la dissolution des carbonates permettent une exploration de l'intérieur du karst. Elles donnent accès aux processus émanant de la zone non saturée principalement. Elles constituent donc une alternative intéressante pour l'observation des processus de transfert dans cette entité karstique. On obtient une observation directe du comportement du transfert de l'eau dans la zone non saturée. Malgré le caractère local de cette mesure, le bassin d'alimentation n'est pas ponctuel et l'observation intègre de nombreux phénomènes. Le flux récolté est une intégration des différents modes de transferts de l'eau au travers de structures variées comme, les fractures, les vides macroscopiques et la matrice altérée ou saine. Ces observations représentent donc tous les types de transferts d'eau rencontrés en zone non saturée karstique. Nous utilisons, dans ces travaux, les accès directs aux parties internes du karst pour étudier les processus de transfert de l'eau en zone non saturée.

L'analyse du débit à l'exutoire des systèmes karstiques conduit souvent à une interprétation globale du fonctionnement des aquifères karstiques. Les caractéristiques des systèmes karstiques mises en évidence dans ces études sont des caractéristiques sommées sur toute la surface du système et donc moyennées. Elles sont néanmoins intéressantes, d'un point de vue sociétal, pour prédire le débit des sources karstiques et ainsi prévenir les crues ou sécheresses de celles-ci. L'étude du karst par les observations en forage donne des résultats intéressants mais très locaux sur le fonctionnement hydrogéologique des karsts. L'extrapolation de ces informations à une échelle pluri-métrique reste limitée du fait de l'hétérogénéité même des systèmes karstiques. Les méthodes intégrant des volumes d'échelles moyennes comme la

géodésie et la géophysique se sont développées ces dernières années pour l'étude des systèmes karstiques. Deux approches se sont succédées :

- Une première approche à caractère plutôt structural, où les méthodes géophysiques étaient déployées afin d'identifier la structure des systèmes karstiques. Malgré de beaux exemples comme celui d'Al-Fares (2002) sur le karst de l'Hortus, cette approche s'est très vite heurtée à deux difficultés majeures : l'hétérogénéité très forte des structures et la faible résolution en profondeur des méthodes géophysiques.
- Une seconde approche, plus récente, s'est recentrée sur le fonctionnement des hydrosystèmes karstiques. Le suivi temporel géophysique et géodésique permet de s'affranchir en partie de l'hétérogénéité structurale des systèmes. Les phénomènes de dissolution karstiques étant longs, les variations temporelles des propriétés géophysiques et géodésiques permettent d'enregistrer les caractéristiques hydrodynamiques temporelles de ces entités karstiques. Ces méthodes permettent une observation directe du stockage de l'eau et de ces variations. On en déduit, a posteriori, des caractéristiques structurales du karst.

C'est cette dernière approche, par la géodésie, que nous avons suivie afin de mieux comprendre le fonctionnement de la zone non saturée en termes de processus de stockage et de transfert de l'eau. L'approche par la géodésie couplée aux mesures in situ d'écoulements non saturés nous permet ainsi d'étudier toutes les fonctions de la zone non saturée (transmissive et capacitive).

L'eau sous ses formes solides et liquides interagit avec la Terre et modifie le potentiel de gravité sur des périodes de temps variables (horaire à interannuelle). Par exemple, la présence de calottes glaciaires épaisses de plusieurs kilomètres induit une déformation viscoélastique de la lithosphère sur plusieurs dizaines de milliers d'années. D'autre part, les marées océaniques ou le cycle saisonnier de l'eau provoquent des déformations terrestres pour de plus courtes périodes. L'eau liquide et ses variations de stock induisent des variations temporelles de gravité et des déformations verticales sur une échelle locale à continentale.

La communauté des géodésiens a, dans un premier temps, considéré les effets hydrologiques comme une source de bruit. Pour l'étude de la dynamique interne de la terre, ce point de vue est justifié. Ce n'est que depuis les années 2000, que des études géodésiques spécifiquement dédiées à l'étude de systèmes hydrologiques ont débuté. Le lancement du satellite GRACE en 2002 a montré l'intérêt des méthodes géodésiques pour l'étude de l'hydrologie. Grâce au développement instrumental de la gravimétrie terrestre ces quinze dernières années, le suivi temporel de l'eau au sein d'un système karstique peut être appréhendé par cette méthode.

La gravimétrie est une science qui mesure le champ de pesanteur terrestre. En fonction de la précision de chaque instrument, les variations de pesanteur ne sont pas forcées par les mêmes processus aux échelles spatiales très différentes. À échelle locale, avec un gravimètre terrestre, la mesure gravimétrique sera influencée par des variations de masse intégrées dans un rayon inférieur au kilomètre. Avec les satellites la donnée est représentative des variations hydrologiques à échelle continentale. Les gravimètres terrestres, apparaissent donc comme un moyen d'étude privilégié des systèmes hydrologiques inférieurs à la centaine de kilomètres carrés.

Il n'existe que peu d'études couplant les méthodes géodésiques, géophysiques et hydrogéologiques en vue de l'étude du fonctionnement d'un système karstique. Ce travail de thèse a été initié dans le cadre de l'ANR 'Hydrokarst G2' coordonnée par Roger Bayer puis par Cédric Champollion. Ce projet vise à une meilleure compréhension du fonctionnement karstique par couplage de méthodes de mesure en suivi temporel aux visions différentes. Ainsi des mesures géophysiques comme la RMP, la sismique et l'électrique 3D sont couplées aux mesures temporelles de gravité et au suivi hydrogéologique en forage sur le système karstique du Durzon. L'observatoire GEK 'Géodésie des Eaux Karstiques' est né de cette collaboration pluridisciplinaire.

La zone non saturée est l'objet de l'étude et l'on cherche à caractériser son fonctionnement capacitif et transmissif. Dans cette thèse, l'étude de la zone non saturée des systèmes karstiques s'est structurée autour d'approches impliquant des outils géodésiques terrestres et hydrogéologiques. Sur le plan général les objectifs de cette thèse sont les suivants :

- D'un point de vue hydrologique, le but est d'apporter de nouvelles informations quant au fonctionnement capacitif et transmissif de la zone non saturée en fonction des propriétés lithologiques et pétrophysiques propres à chaque système karstique.
- Sur le plan méthodologique, il s'agit de démontrer que l'interprétation de données géodésiques brutes en termes de propriété de stockage d'un système karstique doit être effectuée avec rigueur afin de différencier les processus de transfert des processus de stockage de l'eau.
- Enfin sur le plan de la physique du phénomène, ces différentes approches doivent permettre de réévaluer ou valider les modèles de fonctionnement karstique en vigueur.

Les approches proposées dans cette thèse ont été mises en place sur différents sites karstiques du Sud de la France et s'articulent autour de trois thèmes :

- Des mesures répétées de gravimétrie relative entre la surface et la profondeur de la zone non saturée sur quatre systèmes karstiques aux propriétés différentes.
- Des mesures de gravimétrie absolue répétées sur trois zones d'un même système karstiques, et couplées à un modèle hydrologique simple.
- Des mesures de flux d'eau en zone non saturée dans trois cavités d'un même système karstique et situées à des profondeurs différentes.

Ce mémoire de thèse est structuré de la manière suivante. Nous présentons d'abord l'avancement de la recherche dans les domaines de la géodésie appliquée à l'hydrologie et de l'hydrogéologie karstique. Les différents systèmes karstiques étudiés sont alors présentés en détaillant leurs caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et climatiques. Le fonctionnement des instruments gravimétriques et la méthodologie de mesures utilisées sont ensuite détaillés. Les résultats des suivis géodésiques et hydrogéologiques sont exposés dans l'ordre énoncé précédemment. Finalement une synthèse des observations est apportée et les perspectives à ce travail sont proposées.

2. Géodésie pour l'hydrogéologie

La géodésie est une science qui s'intéresse à la forme de la Terre. Elle englobe plusieurs disciplines qui étudient, entre autres, le champ de pesanteur et la déformation de la surface. Dans ce mémoire nous nous intéressons au champ de pesanteur ainsi qu'à ces variations spatiales et temporelles. L'accélération de la pesanteur est la somme de l'accélération de gravité et de l'accélération centrifuge. L'accélération centrifuge est liée à la rotation terrestre et va varier en fonction de la latitude. Elle tend à propulser un objet vers l'extérieur du système. L'accélération de gravité est fonction de la répartition des masses autour du point d'observation. Elle tend à ramener les masses vers le centre de la Terre. Par abus de langage, l'accélération de la pesanteur est souvent appelée gravité par les géodésiens. Dans tout ce travail de thèse, le terme gravité fait référence à l'accélération de la pesanteur.

La pesanteur terrestre est de l'ordre de 9.81 m/s^2 et s'appelle communément g . Pour donner un ordre de grandeur, les variations liées aux latitudes (pôle vs. équateur) et à l'altitude (minimale et maximale continentale) sont de 5.10^{-3} m/s^2 . Les masses perturbatrices dans la croûte continentale induisent des variations de g de l'ordre de 5.10^{-5} m/s^2 . Les effets hydrologiques provoquent des variations gravimétriques de 2.10^{-7} m/s^2 .

1 Influence de l'hydrologie sur les observables géodésiques

La redistribution des masses d'eau sur la surface terrestre est liée au cycle de l'eau. Les moteurs de ce cycle, la gravité et le soleil, maintiennent en continu les masses d'eau en mouvement par l'évaporation de l'eau puis la circulation de celle-ci sur les surfaces continentales. Le forçage solaire est saisonnier et conditionne la variabilité des mouvements de masse d'eau au cours du temps. Ainsi les variations du stock en eau sur les continents ont lieu de manière saisonnière. Les variations de ces stocks influent sur les observables géodésiques selon trois mécanismes :

- Un effet d'attraction direct, dit Newtonien, provoquant la modification du champ de pesanteur.
- Un effet de surcharge élastique induisant une flexure et donc un déplacement radial et tangentiel de la surface, visible lorsque les masses d'eau varient sur des surfaces de taille continentales.
- Un effet d'attraction lié aux redistributions des masses causées par cette même flexure.

Chacun de ces mécanismes va avoir un effet plus ou moins important en fonction de la dimension de la masse. Ainsi, lorsque les variations de la distribution de l'eau se font à échelle continentale, la surcharge élastique liée à cette redistribution sera significative. En raison de la sphéricité terrestre les effets directs seront aussi non négligeables. Par contre lorsque les variations de la distribution de l'eau sont présentes sur une surface plus réduite les effets de surcharge élastique vont être négligeable au regard des effets directs.

1.1. Modélisation de l'effet Newtonien

L'effet Newtonien est l'effet des masses réparties autour du point d'observation P. Il va être fonction de la distance r de la masse par rapport à P ainsi que de sa densité. En pratique cette attraction est toujours projetée dans la verticale et l'on étudie sa norme. L'attraction Newtonienne d'un corps sur un point d'observation peut s'exprimer de différentes façons. Lorsque l'on considère la masse comme ponctuelle, l'attraction newtonienne $d\vec{g}(P)$ au point d'observation s'écrit ainsi :

$$d\vec{g}(P) = -G \frac{dm}{r^3} \vec{r} \quad (2-1)$$

Avec G la constante de gravitation universelle. Cette hypothèse de base considère le volume perturbateur en un point massique et n'est donc qu'une approximation de l'attraction newtonienne d'un corps. Elle est commode pour estimer les effets de masses lointaines car une masse située à une grande distance du point d'observation peut être considérée comme un point massique. Néanmoins, elle devient imprécise lorsque l'on calcule l'attraction de masses proches. Ainsi, Léirião (2007) montre que pour atteindre une erreur inférieure ou égale 1% sur la valeur de l'attraction newtonienne il faut qu'un volume d'épaisseur 500 m soit situé à une distance supérieure à 6 km du point d'observation (Figure 2.1). Lorsque ce volume est situé à 2 km l'erreur sur l'attraction newtonienne est de l'ordre de $\sim 10\%$ et augmente fortement lorsque l'on se rapproche encore du point d'observation. La formulation du point massique est donc valable pour estimer des attractions pour des masses lointaines mais constitue une trop grande source d'erreurs quand il s'agit d'estimer l'attraction de masses proches.

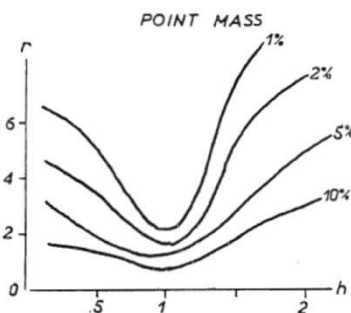


Figure 2.1 : Erreur produite par la méthode des points massiques en fonction de l'épaisseur du volume h (km) et de sa distance r (km), d'après Leirião (2007).

L'anomalie de gravité créée par un prisme peut s'exprimer par des solutions analytiques (Chapman, 1979; Okabe, 1979) à l'expression du potentiel gravitaire. En effet, l'attraction d'un prisme est la somme du potentiel de gravité au travers de chacune des facettes de celui-ci. Cette formulation donne la valeur 'vraie' de l'attraction d'un prisme sur un point d'observation. Elle est donc utile pour estimer les effets gravimétriques en champ proche de façon précise. Ainsi, l'attraction newtonienne d'une masse d'eau sur un point d'observation pourra être déterminée par l'une ou l'autre de ces deux formulations en fonction de la précision désirée.

1.2. Effet de déformation élastique et anélastique

La déformation élastique générée par une masse d'eau dépend de sa répartition spatiale, de son épaisseur et aussi des paramètres élastiques de la terre. L'évaluation de l'effet produit par la répartition des masses d'eau passe par la convolution de cette répartition par la fonction de Green associée à l'effet recherché (déplacement, gravité). Nous invitons le lecteur à se référer à la thèse de L. Longuevergne (2008) pour de plus amples informations sur l'usage des fonctions de Green.

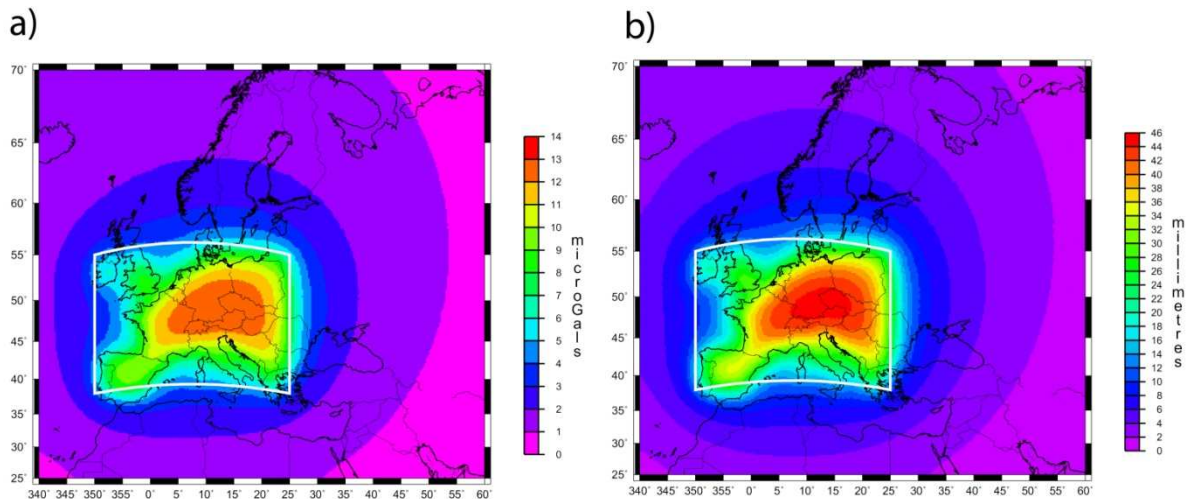


Figure 2.2 : Effet d'un mètre d'eau limité par le cadre blanc sur a) la gravité, b) le déplacement radial, d'après Florsch et Llubes (2002).

La déformation élastique est visible lorsque la répartition des masses d'eau se fait sur une échelle continentale. Des prédictions d'amplitude du déplacement et des variations de gravité causées par des masses d'eau d'échelles continentales ont été faites par Florsch et Llubes (2002). Les plus fortes amplitudes (14 μ Gal et 46 cm) sont prédites à l'emplacement de la masse d'eau (Figure 2.2). Néanmoins, l'effet de cette masse dépasse largement son emplacement mais avec une amplitude plus faible.

Les variations du stock en eau à l'échelle continentale peuvent aussi avoir des effets anélastiques. Une étude sur le front himalayen a montré que les variations du stock d'eau sont corrélées avec la sismicité (Bettinelli et al., 2008). Selon ces auteurs, les variations de chargement du bassin du Gange induisent des variations de contraintes dans la zone sismogène se traduisant par une nucléation plus ou moins intense de séismes en fonction de la saison.

2 Études gravimétriques des hydro systèmes

Depuis une quinzaine d'années, des études gravimétriques spécifiquement tournées vers l'étude des hydro-systèmes ont vue le jour. Lorsqu'il s'agit d'étudier le stockage de l'eau et ces variations temporelles par la gravimétrie deux approches s'offrent à nous.

La première approche consiste en une observation globale de la redistribution des masses d'eau sur un continent à partir d'observation satellitaires (GRACE). Ce satellite, lancé en

2002 permet un aperçu global des variations de gravité sur un continent. GRACE voit les variations de gravité en lien avec la redistribution continentale des masses d'eau (Figure 2.3). Les variations de gravité atteignent plus ou moins $3\mu\text{Gal}$ en fonction de la région. Ainsi, dans les grands bassins hydrologiques comme l'Amazone ou le Gange on observe des variations de gravité d'échelle continentale sur une année. GRACE permet d'observer les variations de gravité liées aux phénomènes hydrologiques mais pas seulement. Lors du séisme de Sumatra en 2004, le satellite GRACE a enregistré des variations de gravité en lien avec la déformation co-sismique sur cette zone. Cette approche globale, de par sa faible résolution liée à l'altitude de vol des satellites GRACE, ne permet d'observer que les systèmes hydrologiques de grande taille. Les variations de gravité enregistrées sont une combinaison des trois mécanismes évoqués précédemment.

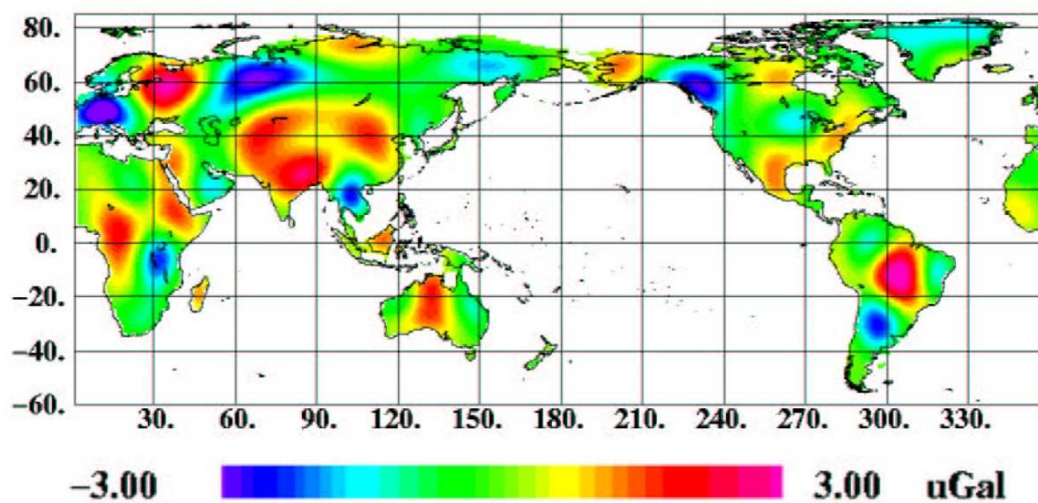


Figure 2.3 : Variation de gravité mesurée par GRACE entre 2002 et 2003, d'après Andersen et Hinderer (2005).

Les variations temporelles de gravité à cette échelle peuvent aussi être dérivées des modèles globaux de stockage de l'eau. Le principe est d'effectuer une convolution de la distribution des masses d'eau en surface avec une fonction de Green associée aux effets directs et de flexure (Farrell, 1972; Boy, 2006; Neumeyer et al., 2006). La distribution des masses d'eau en surface est donnée par différents modèles. Le modèle 'Global Land Data Assimilation System' (GLDAS) (Rodell et al., 2004) décrit les variations journalières de l'humidité du sol, de la neige et du couvert végétal sur une grille de 0.25 degrés. Le modèle 'European Center for Medium Range Weather Forecast' (ECMWF)(Viterbo & Beljaars, 1995) quantifie les variations globales de l'humidité du sol et de la neige avec une résolution de 0.2 degrés toutes les 6h. Les variations de la distribution des masses liées à l'eau souterraine ne sont pas prises en compte dans ces modèles. Les résultats ne sont pas parfaits car ils ne prennent pas en compte tous les réservoirs, néanmoins ces outils sont utiles à la détermination des variations de gravité régionales. Ces modèles peuvent ensuite être comparés aux observations satellitaires de type GRACE (Boy et al., 2012).

La seconde approche consiste en une approche locale avec des observations gravimétriques terrestres. L'évolution instrumentale de ces dernières années permet d'améliorer la précision

des gravimètres et ainsi de pouvoir étudier les phénomènes hydrodynamiques par la gravimétrie. Cette approche, bien qu'intégrant dans sa mesure les variations gravimétriques d'échelles globales, sert surtout à l'observation hydrologique de systèmes de taille moyenne. Dans ce cas, c'est l'effet Newtonien de la redistribution des masses d'eau qui joue un rôle majeur dans la variation de gravité mesurée.

Nous nous intéressons, dans ce travail de thèse aux variations de gravité liées à la redistribution des masses d'eau souterraines. Les dimensions des systèmes hydrologiques étudiés étant de tailles réduites (~100 km²) les mesures gravimétriques terrestres sont ici un outil privilégié pour leurs observations.

3 Intérêt de la gravimétrie terrestre dans l'étude des systèmes hydrologiques de taille réduite

De par ses propriétés intrinsèques la mesure gravimétrique prend en compte tous les phénomènes situés autour du point d'observation. C'est donc une méthode intégrative permettant d'observer une somme de phénomènes répartis spatialement autour du point d'observation. Elle constitue donc un outil intéressant pour étudier le fonctionnement des systèmes hydrologiques sur une échelle moyenne. Elle permet ainsi d'intégrer les différentes zones d'hétérogénéités locales (fractures, altération, ...).

Dans un premier temps, les méthodes gravimétriques pour les études hydrogéologiques ont été utilisées à des fins structurales. Invoquant la propriété intégrative de la méthode et sa sensibilité aux variations de densité, la gravimétrie a été utilisée pour déterminer la présence de vides (cavités karstiques le plus souvent) (Styles et al., 2005; Debeglia et al., 2006). Des profils et réseaux gravimétriques sont effectués en surface. La valeur de gravité est corrigée des anomalies à l'aire libre et de Bouguer et le résidu restant correspond à la structure proche du sous-sol. Ainsi, Styles et al. (2005) ont utilisé ces résidus afin de proposer un modèle de structure du sous-sol sur un karst anglais (Figure 2.4).

La connaissance et la hiérarchisation de ces structures permettent d'apporter des indications quant au parcours que pouvait prendre l'eau au travers de l'encaissant. Le postulat était de connaître la structure et sa complexification en 3D pour ensuite déterminer un schéma de fonctionnement hydrodynamique. Cette approche s'est vue limitée par l'hétérogénéité très forte des structures karstiques, la résolution de la technique en profondeur et par l'ambiguïté volume/distance propre à la méthode gravimétrique. Certains vides, en fonction de leur dimension ou de leur position en profondeur ne sont pas détectés par la gravimétrie mais contribuent de façon importante au processus hydrodynamique karstique.

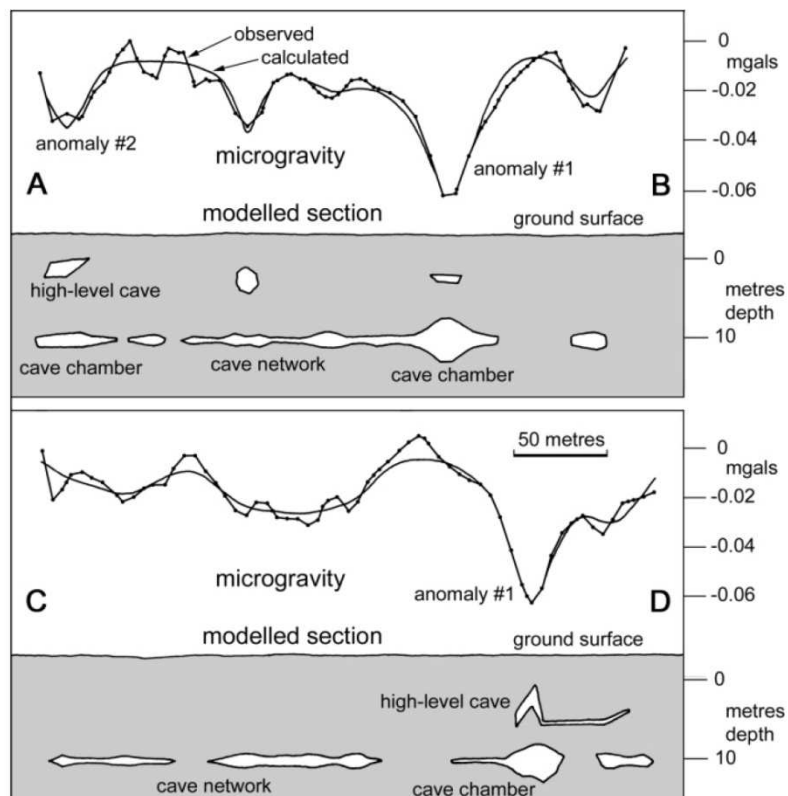


Figure 2.4 : Anomalie gravimétrique sur deux profils perpendiculaires à Schwyll (Angleterre) et modélisation de celle-ci en vue du positionnement de cavités karstiques, d'après Styles et al. (2005).

Les variations temporelles de la gravité sont liées aux variations de densité qui se produisent dans un volume autour du point d'observation. Ainsi, les processus géodynamiques (Jousset et al., 2000), sismiques (Lan et al., 2012), hydrologiques (Lambert & Beaumont, 1977), glaciaires (Ekman & Mäkinen, 1996), sont une liste non exhaustive des processus géologiques pouvant influencer, à court terme, l'observation gravimétrique. Lorsque l'on observe les variations de gravité sous nos latitudes dans un contexte tectonique neutre, et hormis les phénomènes de marée, les variations gravimétriques sont uniquement liées aux phénomènes hydrologiques. Au cours d'une année, la saturation en eau du sous-sol se modifie au gré des épisodes pluvieux et secs. Cette variabilité temporelle de la saturation induit des variations de la densité apparente du sous-sol. C'est cette modification de la densité qui influence fortement la valeur de g et que 'voient' les gravimètres. Les variations de la saturation en eau se produisent dans différentes structures comme les fractures, les zones altérées.... Si l'on mesurait les variations de densité induites seulement par une seule structure (une fracture par exemple) les variations seraient tellement faible qu'elles ne seraient pas mesurables par les instruments gravimétriques actuels. C'est donc grâce à l'intégration des variations de densité sur une multitude de structures différentes qui nous permet de les mesurer par la gravimétrie. Les mesures gravimétriques répétées dans le temps permettent d'identifier et de suivre les variations de saturation en eau dans un volume donné. La gravimétrie temporelle est une mesure directe des variations du stockage de l'eau (Imanishi et al., 2006; Van Camp et al., 2006b) au sein de différents horizons comme le sol, la zone non saturée, la zone saturée, les eaux de surface.... En raison de la décroissance en $1/r^2$ de g , les variations gravimétriques

intègrent les variations du stock en eau sur un rayon de quelques centaines de mètres (Hokkanen et al., 2006; Creutzfeldt et al., 2008; Hasan et al., 2008; Naujoks et al., 2010a). Elles somment ainsi les contributions de l'eau dans des différentes structures hydrologiquement actives (fractures, porosité matricielles, vides, zone d'altération, ...). Cette méthode est donc appropriée à l'étude des systèmes hydrologiques complexes où la diversité des terrains qu'ils traversent, leurs histoires géologiques et tectoniques, leurs situations géographiques provoquent une hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques du milieu.

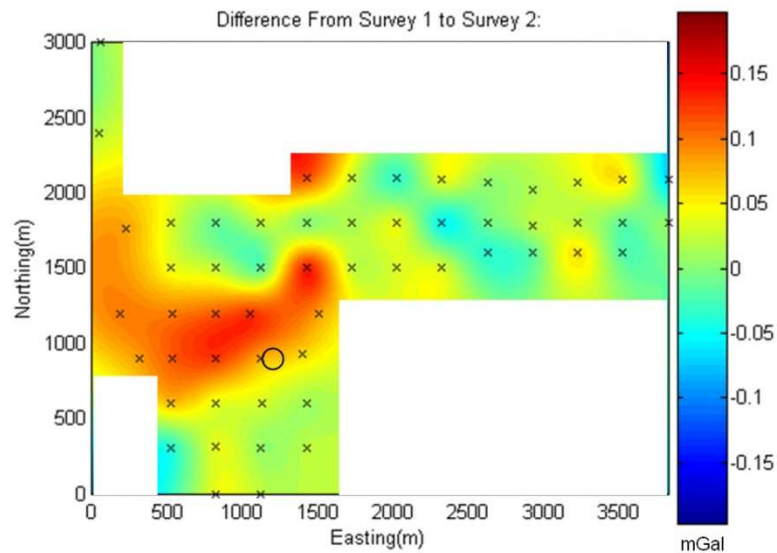


Figure 2.5 : Variation de gravité entre Avril et Octobre 2004 induite par les variations temporelles de la distribution de l'eau dans un aquifère poreux hébergeant un ancien site minier, d'après Davis et al. (2008).

Le suivi temporel d'un réseau gravimétrique permet d'identifier les variations du stockage dans l'espace. De nombreux auteurs ont donc utilisé cette méthode pour comprendre le fonctionnement des aquifères. Davis et al. (2008) ont mis en place cette technique dans le Colorado pour comprendre le fonctionnement d'un aquifère poreux en cours de réhabilitation (Figure 2.5). Jacob et al. (2010a) ont utilisé la gravimétrie 4D afin de mettre en évidence l'hétérogénéité de stockage de l'eau au sein d'un système karstique.

Le suivi temporel permet de s'affranchir, en partie, de la complexité structurale du sous-sol et les variations de gravité sont uniquement liées au fonctionnement du système. Ainsi on obtient un aperçu direct des variations locales du stockage de l'eau dans le sous-sol. Van Camp et al. (2006a) mesurent les variations de g avec un gravimètre absolu sur un pas horaire au-dessus d'un système de cavité karstique de la grotte de Lorette-Rochefort, Belgique. Les variations de gravités sont bien marquées au moment des crues de la rivière souterraine et présentent un faible déphasage par rapport aux données piézométriques (Figure 2.6). Il met ensuite en rapport g avec les variations piézométriques et conclut à deux situations sur le fonctionnement de cet hydro-système en période de crue :

- Soit l'eau de crue se stocke dans la matrice mais dans ce cas, la porosité doit être extrêmement faible en considérant une nappe libre.
- Soit l'arrivée d'eau lors des crues est canalisée dans les cavités karstiques connues et inconnues.

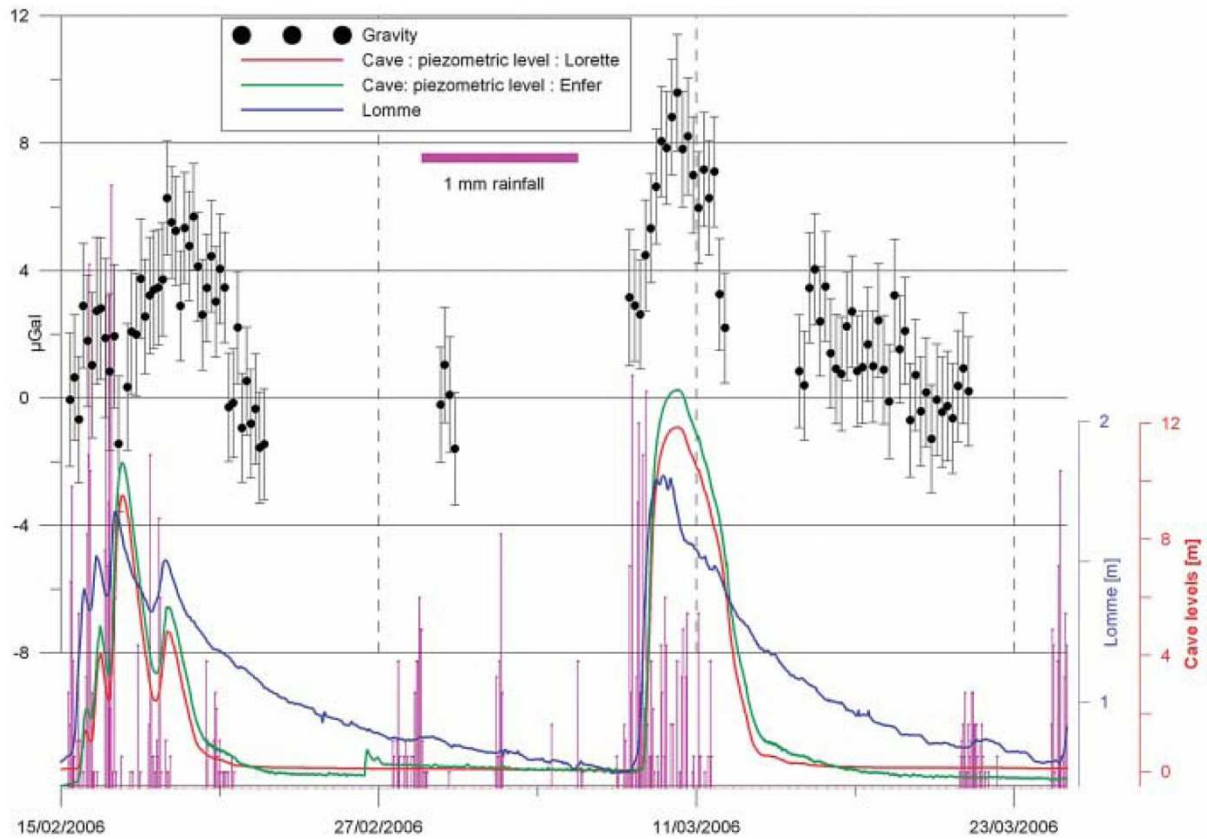


Figure 2.6 : Niveau de la rivière Lomme à Rochefort (courbe bleue), niveau piézométrique dans la cavité (courbe rouge et verte), précipitation journalière (violette) et variation de gravité en surface (point noir), d'après Van Camp et al. (2006a).

4 Relation entre gravimétrie et quantité hydrologique

De façon simple, les variations de gravité causées par les variations du stock souterrain en eau peuvent être représentées par une relation empirique. Imanishi et al. (2006) utilisent une simple régression linéaire entre les précipitations et les valeurs de gravité pour déterminer une valeur d'admittance et modéliser les variations de gravité (Figure 2.7). Il montre ainsi que l'effet Newtonien des masses d'eau sont dominant. Cette méthode omet toutes caractéristiques géométriques du stock d'eau.

Une seconde approche consiste à dire que l'effet gravifique des variations du stock en eau peut être calculé selon l'hypothèse de Bouguer. Une lame d'eau infinie et saturée d'épaisseur h génère une attraction g_b :

$$g_b = 2\pi G\rho_e h \quad (2-2)$$

Avec G la constante de gravitation universelle et ρ_e la densité de l'eau. Une variation d'un mètre d'eau génère une attraction de 42 μGal environ. Dans une nappe libre, les variations de hauteur de nappe sont fonction de la porosité efficace ω de l'encaissant.

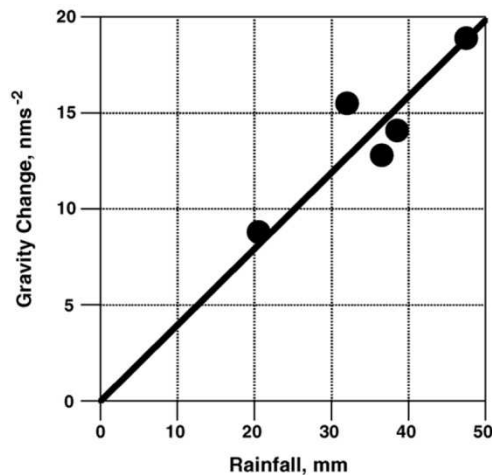


Figure 2.7 : Relation entre gravité et précipitation intense sur une période pluvieuse au site de mesure gravimétrique de Matsushiro, d'après Imanishi et al. (2006).

Si l'on imagine que la roche poreuse se sature en eau et que celle-ci soit totalement restituée lors de la désaturation alors la variation gravimétrique associée (pour des variations piézométriques homogènes) s'exprime :

$$g_b = 2\pi G\rho_e\omega\Delta h \quad (2-3)$$

Avec ω la porosité efficace de la roche. La mesure simultanée du niveau piézométrique et de la gravité permet de contraindre la porosité libre de la roche (Pool & Eychaner, 1995; Pool, 2008; Gehman et al., 2009). L'avantage de cette formulation est que l'on néglige, les propriétés hydrologiques locales et les processus hydrodynamiques détaillés. Le signal gravimétrique peut ainsi être corrigé de l'influence hydrologique sans connaître la complexité du système hydrologique. C'est la méthode utilisée par Jacob et al. (2008) afin de mettre en rapport les variations gravimétriques temporelles et le stockage de l'eau au sein d'un système karstique. Elle sert aussi à quantifier les variations du stock en eau au sein d'un horizon bien précis (Jacob et al., 2009) et a permis de mettre en valeur l'hétérogénéité du stockage saisonnier sur le même système karstique (Jacob et al., 2010a). Cette formulation permet d'introduire un facteur géométrique simple associé au stock en eau. En effet on considère que celui-ci est très grand par rapport à la distance d'observation, homogène et plat. Autrement dit, les variations topographiques ne sont pas prises en compte tout comme l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrologiques qui, dans la plupart des cas, rendent un stockage homogène improbable.

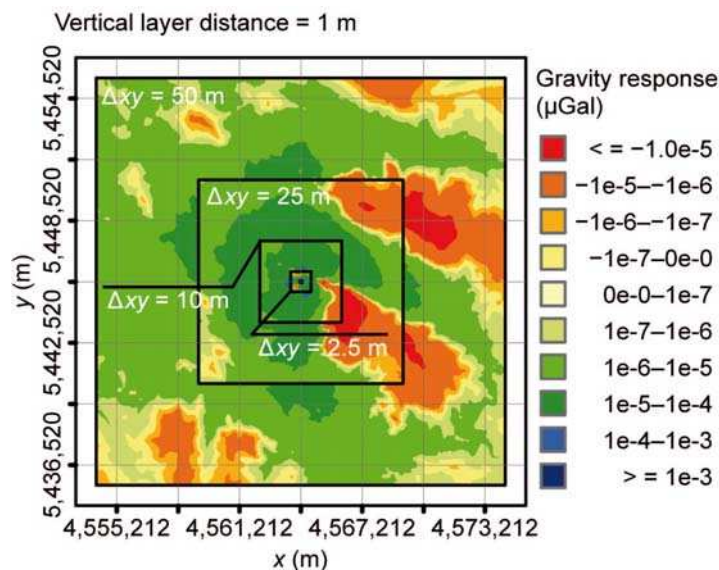


Figure 2.8 : Distribution spatiale de la variation de gravité résultant de masses d'eau d'un mètre d'épaisseur déposé à la surface topographique. La distance entre cette masse et la mesure gravimétrique est de 1 m. D'après Creutzfeldt et al. (2008).

Comme la répartition des masses d'eau varie dans le temps et l'espace, les approches physiques basés sur des répartitions en 4D de l'eau se sont développées (Hokkanen et al., 2006; Hasan et al., 2008; Naujoks et al., 2010a). Le calcul dans ces modèles dépend du sujet d'étude. Des prismes rectangulaires sont parfois utilisés pour prendre en compte la topographie (Hasan et al., 2008) mais des segments sphériques (Neumeyer et al., 2004) ou encore des polygones 3D (Hokkanen et al., 2006) peuvent aussi être utilisés. Ces modèles permettent une estimation exacte du signal gravimétrique causé par les variations du stock en eau en prenant en compte la topographie et la distribution spatiale de l'eau.

Les méthodes, à la base utilisée pour calculer les effets de terrain, peuvent aussi être appliquées à ce domaine. Ainsi, lorsque l'on néglige les dimensions d'un volume et en supposant que la masse est concentrée en un point, on obtient l'effet gravifique d'un volume donné par la résolution des points massiques. Cette formulation omet totalement le volume du prisme et semble mal appropriée pour des volumes proches du point d'observation.

Une solution intermédiaire est donnée par MacMillan (1958) où la forme du cube est préservée. Cette formulation a été utilisée par Creutzfeldt et al. (2008) pour déterminer l'effet gravifique de différents réservoirs potentiels (sol, neige, zone fracturée, socle) en prenant en compte la répartition 3D (topographie) de celle-ci. Connaissant les propriétés physiques de ces réservoirs, ils ont simulé l'influence des variations du stock en eau sur des mesures gravimétriques effectuées avec un gravimètre supraconducteur. Ces auteurs mettent en évidence l'importance de prendre en compte les effets liés à la topographie mais aussi ceux des bâtiments qui jouent le rôle de masque sur certains de ces réservoirs ou déplacent les masses d'eau. En discrétisant la topographie en prisme de surfaces variables (selon la distance du point de mesure), ils calculent l'effet d'un mètre d'eau répartie sur la surface topographique. Les variations de la réponse gravimétrique sont très différentes spatialement et sont en rapport avec la topographie (Figure 2.8). L'effet des variations du stock en eau est amplifié de 20% environ en prenant en compte la topographie (Creutzfeldt et al., 2008).

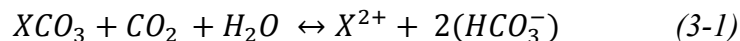
3. Le karst

Le terme 'karst' vient de la traduction allemande de 'Kras', nom d'une région de Slovénie. C'est au 19^{ème} siècle que des hydrogéologues ont constaté, dans cette zone, des comportements hydrologiques imprévisibles (rivières souterraines, variations très importantes du débit, ...). Depuis, ce terme définit ce type de structure très particulière qu'est le karst. Néanmoins une ambiguïté subsiste quant à sa définition contemporaine. Selon les cas, ce terme peut désigner une entité géomorphologique, un système ou un réseau de conduits d'écoulement souterrain.

1 Paysage karstique et karstification

Le karst est une structure résultant de processus d'érosion et de dissolutions particuliers. Il se développe généralement dans des formations carbonatées ou évaporitiques solubles par une eau acidifiée au contact du sol. Dans cette étude, seuls les massifs carbonatés seront étudiés. Le processus de karstification est ainsi conditionné par deux facteurs :

1. Le potentiel de karstification résultant de la présence d'un gradient hydraulique et d'un solvant en solution, le CO₂. Cette molécule présente en solution dans l'eau infiltrée permet la dissolution de la phase solide selon la réaction réversible simplifiée :



Où X correspond au cation bivalent Mg²⁺ ou Ca²⁺.

2. L'état du massif carbonaté prenant en compte la lithologie (porosité et perméabilité initiale), les facteurs tectoniques (fracturations et géométrie des couches) mais aussi l'histoire karstique passée.

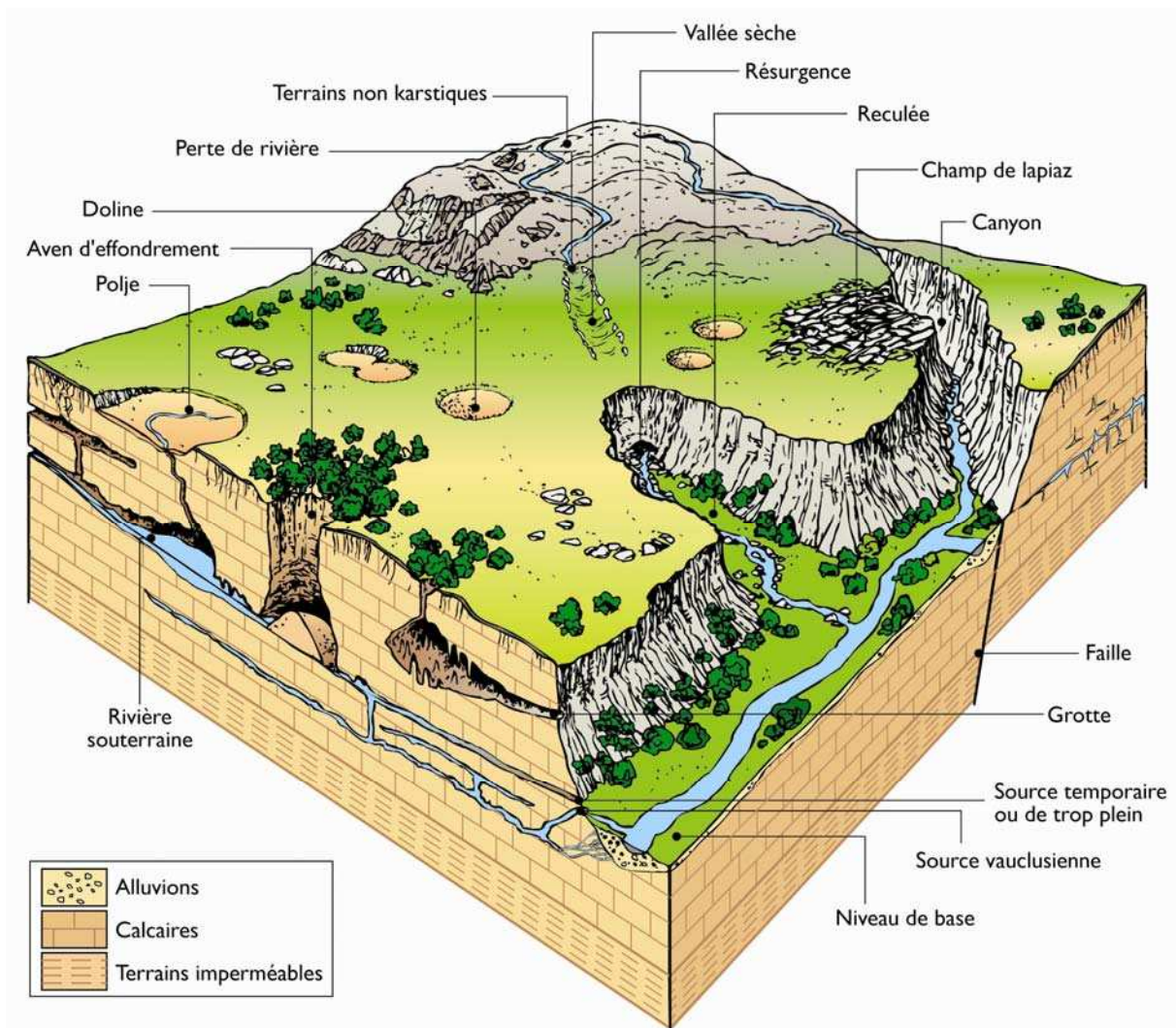


Figure 3.1 : Principaux traits morphologiques d'un paysage karstique synthétique d'après Bakalowicz (1999)

Les processus de dissolution prennent différentes formes en fonction du gradient hydraulique. Lorsque celui-ci est fort la dissolution permet la création de conduits hiérarchisés en zone saturée ou non-saturée. Le fort gradient hydraulique permet de renouveler l'eau régulièrement et ainsi d'évacuer l'eau saturée en éléments. Quand le gradient hydraulique est très faible en zone saturée, des processus de dissolution ont lieu tout de même. L'eau acidifiée dissout les parties les plus fragiles et plus facilement dissolvables de la roche carbonatée tout en gardant sa structure volumique intacte. Il s'agit du phénomène de fantomisation (Quinif, 1999). Ce processus n'implique pas de hiérarchisation des vides créés. Ce dernier processus semble affecter largement les roches carbonatées du Larzac. Les résidus de fantomisation (sable dolomitique) sont présents sur tout le système. Les processus de dissolution de la roche encaissante vont ainsi permettre la circulation de l'eau depuis la surface vers l'exutoire du système. La perméabilité et porosité des roches karstifiées sont beaucoup plus fortes que celles des roches karstifiées.

De ce fait, les eaux de surface disparaissent rapidement sous terre au lieu de former un réseau hydrographique. Le paysage offre ainsi des traits caractéristiques comme la présence de dolines, avens, et pertes (Figure 3.1). L'absence partielle ou totale d'écoulement pérenne en

surface est donc une caractéristique majeure des systèmes karstiques. Le karst joue donc aussi un rôle d'aquifère.

2 Typologie karstique

Il y a différentes façons de classer les karsts des surfaces continentales. Ces aquifères présentent différentes configurations selon la nature de l'impluvium, la position de l'exutoire et l'origine du solvant mis en œuvre pour la karstification (Marsaud, 1997). On distingue les karsts « classiques », dont le solvant est le CO₂ pédologique, les karsts « profonds » où le CO₂ est issu de sources hydrothermales et enfin les karsts « littoraux » formés par l'interaction de mélange eau douce – eau salée. Les systèmes dont la résurgence d'eau douce se fait dans le milieu marin sont des karsts « classiques ». Les systèmes que nous étudions dans ce travail de thèse sont tous des systèmes karstiques « classiques ».

Le karst peut être de type Jurassien ou Vauclusien en fonction de la position du drain principal par rapport à l'exutoire (Marsaud, 1997). Dans le modèle Jurassien, le réseau de drainage s'organise au même niveau altitudinal que l'exutoire. Le réseau de drainage du karst Vauclusien se développe lui, sous le niveau de base.

Enfin les karsts peuvent être classés selon la nature de l'impluvium (Marsaud, 1997). Un karst est dit 'unaire' si la totalité de l'eau circulant en son sein provient de pluie tombée sur sa zone d'alimentation. Un karst 'binaire' voit une partie de son eau souterraine provenir de terrains adjacents non karstifiables. Les rivières des terrains adjacents viennent se perdre dans le domaine karstique par infiltration massive au niveau des pertes.

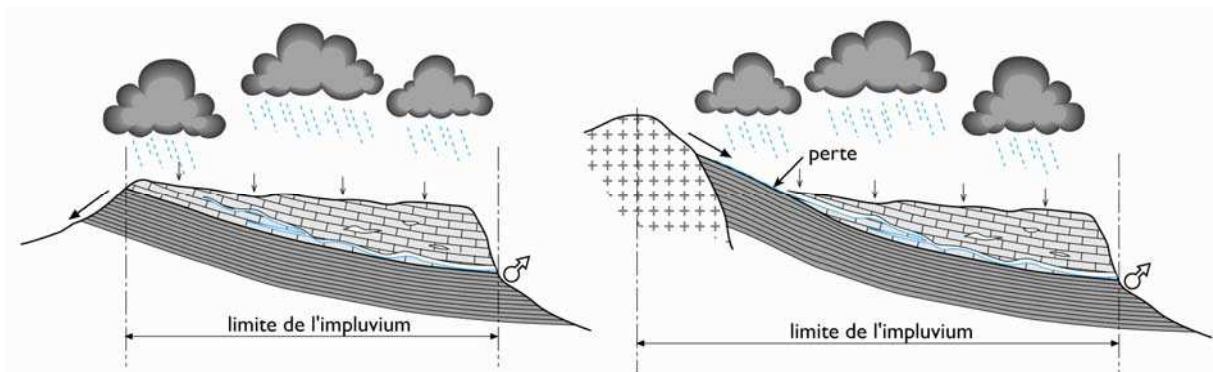


Figure 3.2 : Typologie d'un karst selon l'alimentation en eau d'après Marsaud (1997) dans Bakalowicz (1999).

Les systèmes que nous étudions dans ce travail de thèse sont tous des systèmes karstiques « classiques » et unaire. Le caractère vauclusien est avéré pour plusieurs systèmes (Fontaine de Vaucluse, source du Durzon et source de Gourneyras), le système du Lamalou étant quand à lui Jurassien.

3 Structure hydrogéologique et spécificités d'un système karstique

Le système karstique est habituellement subdivisé en trois horizons (Figure 3.3) : l'épikarst, la zone d'infiltration et la zone saturée.

L'épikarst correspond à la partie supérieure du karst au contact avec l'atmosphère. Il est caractérisé par une porosité et une perméabilité importante (Williams, 2008). Cette partie du karst est capable de stocker temporairement de l'eau à sa base du fait d'un contraste de perméabilité important entre la zone saturée et celui-ci (Williams, 2008). Nous discuterons plus en détail de cette partie du karst dans la suite du chapitre. Sous l'épikarst, la zone d'infiltration s'étend jusqu'à la zone saturée du système karstique. Elle assure le transfert de l'eau entre l'épikarst et la zone noyée via des diaclases, des fractures et des conduits verticaux. On peut observer deux types d'infiltration en fonction de la structure utilisée pour le transfert de l'eau : une infiltration rapide et une infiltration lente. L'infiltration rapide s'effectue généralement par les conduits et les fractures ouvertes. L'infiltration lente se fait généralement par la matrice et les fractures « fermées » ou colmatées. La zone noyée est la partie saturée du karst. Les écoulements d'eau se font par des conduits plus ou moins horizontaux positionnés sur une altitude inférieure ou similaire à l'exutoire et convergent vers l'exutoire du système.

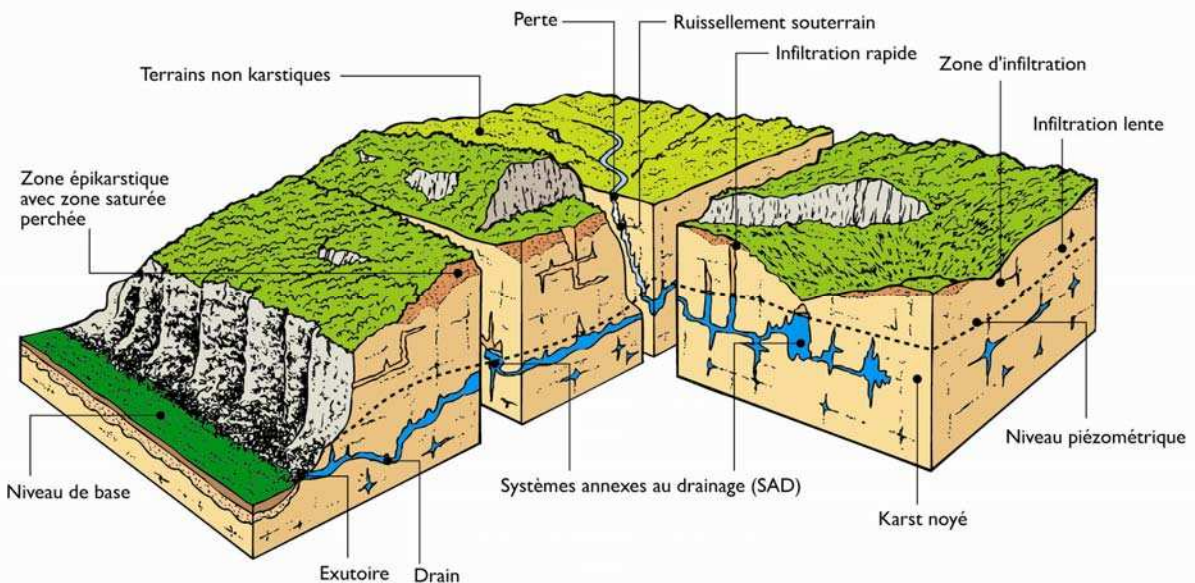


Figure 3.3 : Structure synthétique d'un karst d'après Mangin (1975).

3.1. Hétérogénéité du système

L'hétérogénéité du système karstique est liée à la forte variabilité de taille et de connectivités des vides et à la succession de phases de karstification échelonnées sur différentes altitudes. En effet, la porosité matricielle, les fractures et les conduits sont autant d'espaces possibles qui permettent le stockage et le transfert de l'eau de façon très hétérogène au sein d'un système. La porosité liée à ces structures est donc, elle aussi, spatialement très hétérogène. Deux types de porosité sont généralement présents dans un karst :

- Porosité primaire : liée à la lithologie, fonction de l'agencement entre les grains.
- Porosité secondaire : liée aux phénomènes postérieurs au dépôt et correspondent à la fracturation et à la dissolution.

Ainsi les vides présents dans un karst vont du vide microscopique au vide macroscopique (plusieurs dizaines de mètres). Le processus de karstification génère des vides et organise les écoulements entre ceux-ci de manière hiérarchisée à l'échelle du bassin.

Le rôle transmissif de la porosité secondaire est prépondérant dans les systèmes karstiques. Contrairement aux systèmes poreux ou fissurés, il n'existe pas de volume élémentaire représentatif pour les systèmes karstiques (Bakalowicz, 2005). Ainsi, les propriétés hydrauliques varient de plusieurs ordres de grandeur en fonction de l'échelle d'observation (Figure 3.4).

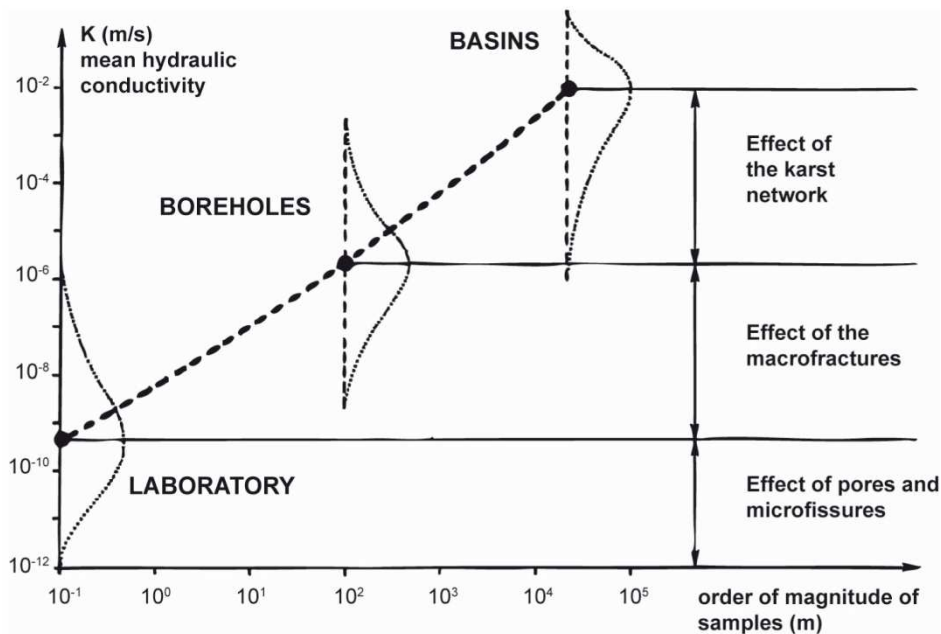


Figure 3.4 : Conductivité hydraulique moyenne en fonction du volume échantillonné pour les systèmes karstiques d'après Kiraly (2003).

3.2. Fonctionnement non linéaire

Dans un système karstique, la réponse en débit à une sollicitation pluviométrique n'est pas identique au cours du temps. Ainsi, la réponse en débit n'est pas uniquement liée à l'amplitude de la précipitation. La chronique météorologique précédant l'évènement pluvieux joue un rôle important dans la réponse faite par la source. Par exemple, après un été sec, les pluies automnales induisent peu de réponses en débit. La même quantité de pluie tombée en hiver provoquera une augmentation importante du débit. Le système karstique présente donc un fonctionnement non linéaire vis-à-vis des précipitations instantanées et a un effet mémoire des évènements passés.

3.3. Des stocks en eau importants

Les sources karstiques sont souvent pérennes et l'eau continue à s'écouler malgré des étés très secs. Les systèmes karstiques représentent donc des stocks en eau importants et notamment sur le pourtour Méditerranéen. La compréhension du fonctionnement de ces systèmes, afin de pouvoir les préserver au maximum, est donc un enjeu à la fois scientifique et sociétal.

4 Modèles hydrologiques conceptuels du fonctionnement karstique

Si les hydrogéologues sont d'accord sur la structure tri-couche des systèmes karstiques, les divergences sont encore grandes quant au fonctionnement de celui-ci. Plusieurs écoles ont établi des modèles conceptuels du fonctionnement karstique basé sur l'observation et l'étude de différents systèmes. Ces différents modèles reflètent la diversité des paysages karstiques de par le monde et la complexité de ce système.

4.1. Le modèle de Drogue

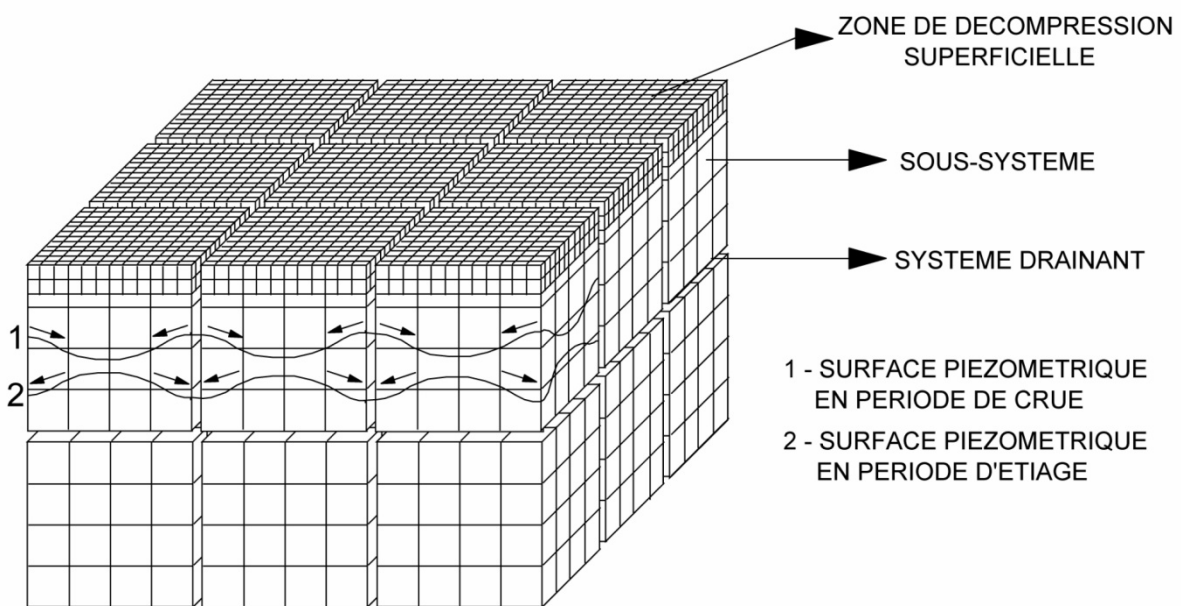


Figure 3.5 : Fonctionnement karstique selon Drogue (1974)

Drogue (1974) attribue à la zone saturée la totalité du stockage de l'eau dans un système karstique. La zone non saturée n'ayant qu'une fonction transmissive vers la zone saturée. Il considère le karst comme un ensemble de blocs fissurés peu perméables séparés par des chenaux très perméables (Figure 3.5). Les blocs assureraient la fonction capacitive de la zone saturée et les chenaux la fonction transmissive. En période d'étiage, les blocs rendraient les eaux précédemment stockées. En période de crue, les chenaux rechargeraient les blocs. Dans ce modèle le rôle de l'épikarst est minimisé au maximum. Bien que l'auteur représente celui-ci comme une zone plus altérée (Figure 3.5), il ne donne à l'épikarst aucune fonction de stockage et ne le différencie pas de la zone de transfert pour les fonctions transmissives.

4.2. Le modèle de Mangin

Selon Mangin (1975), l'eau est stockée dans la zone saturée mais aussi de façon temporaire dans l'épikarst. Il fut le premier à définir la notion d'épikarst, structure permettant une infiltration lente et différée de l'eau. Cependant la zone saturée contiendrait la majorité du stockage dans des structures appelées : systèmes annexes aux drains (SAD). Les SAD seraient de larges cavités connectées aux drains principaux et assurant le débit d'étiage. Ces structures seraient hydrauliquement indépendantes les unes des autres bien que toutes connectées au drain principal (Figure 3.6). L'infiltration rapide durant les crues rechargerait les SAD. La zone d'infiltration, quant à elle, garde une fonction purement transmissive de l'eau.

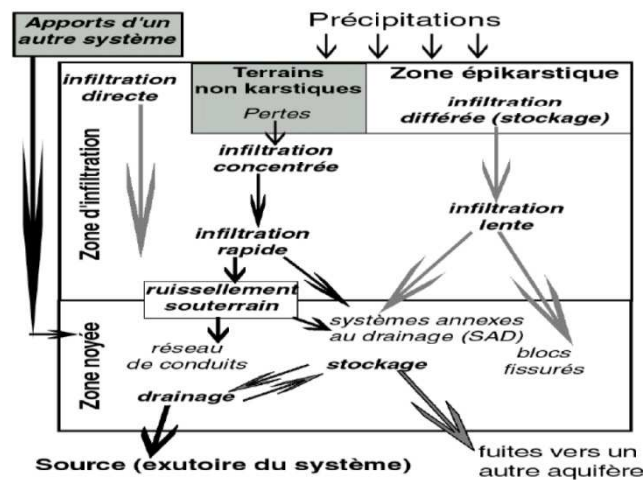


Figure 3.6 : Schéma de fonctionnement d'un système karstique selon Mangin (1975), d'après Bakalowicz (2005).

4.3. Le modèle d'Emblanch

Bien que le schéma proposé par Emblanch (1997) soit proche de celui proposé par Mangin, il attribue un rôle beaucoup plus important à l'épikarst et à la zone non saturée en terme de stockage. Plusieurs auteurs (Lastennet, 1994; Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 2003) ont montré un soutien d'étiage permanent des eaux de la zone non saturée sur le débit de sources. Ainsi, dans ce modèle, la zone non saturée a aussi un rôle de stockage important en plus du rôle transmissif initial. La zone saturée a le même fonctionnement que le modèle établi par Mangin (1975). Néanmoins, afin d'expliquer les observations géochimiques sur la Fontaine de Vaucluse, Emblanch (1999) émet l'hypothèse d'une coexistence de plusieurs zones noyées emboîtées ou d'un système de fractures au fonctionnement capacitif.

5 Définition et propriétés de la zone non saturée

La zone non saturée du karst présente des caractéristiques particulières. Nous détaillons ici cette partie du karst qui est l'objet d'étude cette thèse.

5.1. Définition

La zone non saturée représente toute la partie non noyée du système karstique allant de la surface jusqu'au niveau piézométrique. Son épaisseur est variable et peut aller de quelques dizaines de mètres pour les plus petits systèmes à plusieurs centaines de mètres pour les plus grands systèmes. La zone non saturée est constituée de deux entités : l'épikarst et la zone d'infiltration.

L'épikarst est la partie supérieure du karst, au contact avec l'atmosphère. Cette entité karstique a une épaisseur souvent comprise entre 5 m et 30 m (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Les effets combinés de la décompression, de l'action des végétaux et de la dissolution lui confèrent une forte porosité et perméabilité. La variabilité spatiale de ces effets fait que la zone épikarstique est très souvent discontinue (Williams, 2008) et les propriétés hydrauliques sont très hétérogènes (Figure 3.7).

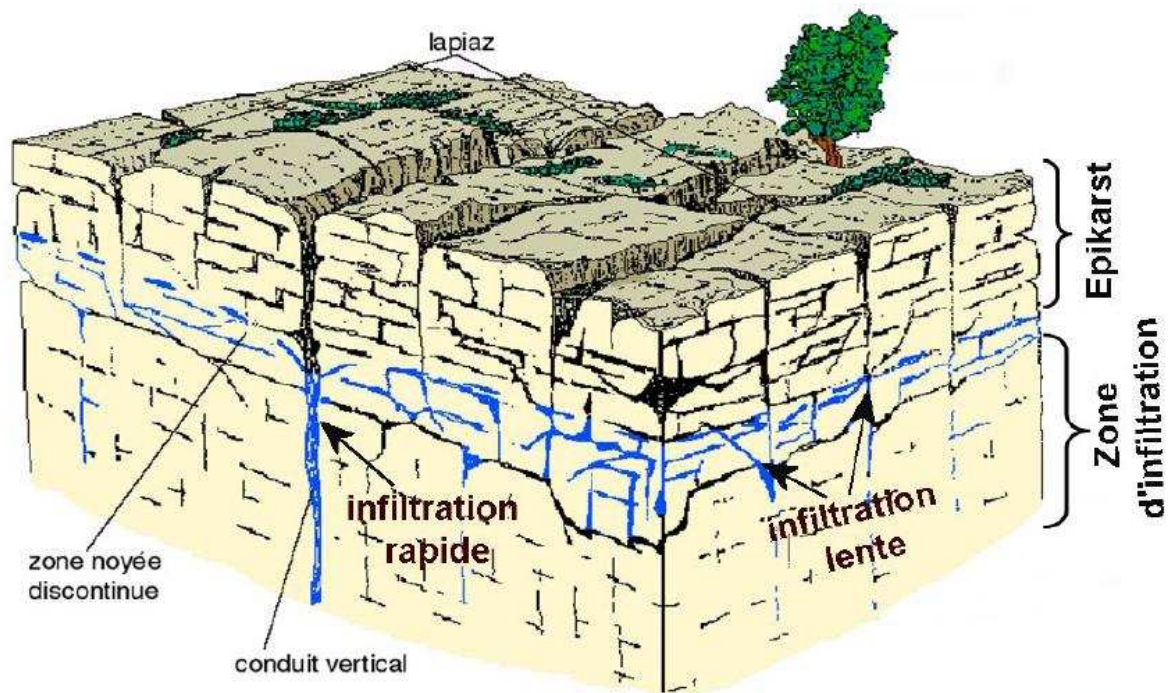


Figure 3.7 : Représentation schématique de la zone épikarstique d'après Mangin (1975).

La zone d'infiltration constitue le reste de la zone non saturée. La roche est moins altérée que dans l'épikarst et la porosité et perméabilité sont plus faibles. La présence de microfissures et de fractures morcelle cette partie du karst et permet le transfert de l'eau de l'épikarst (ou de la surface lorsque l'épikarst est absent) vers la zone saturée. Le transit de l'eau est majoritairement vertical.

5.2. Propriété de stockage dans la zone non saturée

Le contraste de perméabilité entre l'épikarst et la zone d'infiltration permet le stockage temporaire de l'eau au sein de l'épikarst (Williams, 2008). Néanmoins, toutes les zones épikarstiques n'ont pas les mêmes aptitudes au stockage de l'eau. La capacité de stockage dans l'épikarst dépend de trois facteurs (Williams, 2008) :

- L'épaisseur et la continuité de l'épikarst. Plus l'épikarst sera épais et continu plus le volume du « réservoir » sera important.
- Une porosité moyenne importante. Plus le volume de vide sera important plus le volume d'eau stocké le sera.
- Un flux entrant important comparé au flux sortant. Le flux entrant est conditionné par la pluie moins l'évapotranspiration. Le flux sortant va être fonction du contraste de perméabilité entre l'épikarst et la zone d'infiltration. Lorsque ce contraste est faible le transfert de l'eau vers les profondeurs du karst est rapide, l'eau ne se stocke donc pas dans l'épikarst.

Dans ce contexte, le stockage serait positionné à la base de l'épikarst, au niveau du contraste de perméabilité (Figure 3.7). Le stockage épikarstique peut donc s'imaginer comme des corps d'eaux perchés et éventuellement saturés (Rouch, 1986; Klimchouk, 2004). Il permet l'homogénéisation et la concentration des eaux de surface (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). L'analyse de la chimie des eaux épikarstique ont permis de mettre en lumière ces propriétés de stockage temporaire de la zone épikarstique (Lastennet & Mudry, 1997; Plagnes, 1997; Pinault et al., 2001; Perrin et al., 2003b; Aquilina et al., 2006; Garry, 2007). Ainsi, Emblanch et al. (2003) ont pu mettre en évidence l'importance du stockage épikarstique quant au soutien en eau à la Fontaine de Vaucluse durant les périodes d'étiages. Certains auteurs attribuent même à la zone épikarstique un rôle majeur pour le stockage de l'eau dans le système (Lastennet & Mudry, 1997; Perrin et al., 2003b).

La zone d'infiltration n'est à ce jour pas considérée comme une zone de stockage. Dans certains cas, la présence de couches argileuses dans la zone d'infiltration peut jouer le rôle de couche imperméable et créer ainsi une zone de stockage temporaire et de faible volume dans la zone d'infiltration. Néanmoins, dans la majorité des modèles on suppose que cette entité karstique joue un rôle essentiellement de transfert de l'eau vers la zone saturée.

5.3. Propriété de transfert de l'eau dans la zone non saturée

Les propriétés de transfert de l'eau dans la zone non saturée sont généralement attribuées à la zone d'infiltration. En effet, dans cette partie du karst, l'eau transite via les discontinuités macroscopiques de la roche (fractures, conduits). Le transfert est majoritairement vertical. Un flux latéral de l'eau au sein de l'épikarst a néanmoins été mis en évidence par certains auteurs (Friederich & Smart, 1982; Groves et al., 2005). Cela permet la concentration de l'eau vers des zones où le transfert vers la nappe est facilité (présence de fractures ouvertes par exemple). L'augmentation du volume d'eau dans l'épikarst augmente la conductivité hydraulique et provoquerait un « pulse » de pression qui augmente le transfert d'eau vers les profondeurs du karst (Williams, 2008).

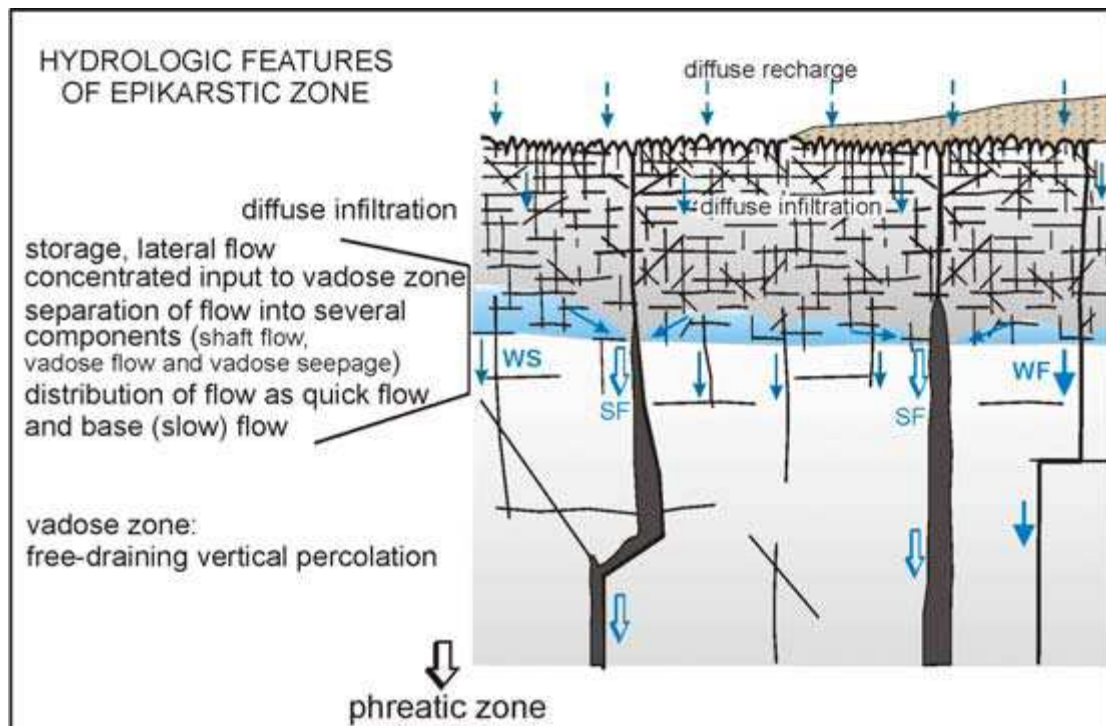


Figure 3.8 : Schéma illustrant les principales caractéristiques structurales et hydrauliques de l'épikarst ainsi que sa relation avec la zone d'infiltration d'après Klimchouk (2004).

5.4. Flux d'eau en zone non saturée

Les flux d'eau en zone non saturée ont pu être observés par de nombreux auteurs grâce à la présence de cavités karstiques. Ces flux résultent entre autres de l'interaction entre tension gravitaire et tension de surface (Genty & Deflandre, 1998). Genty et Deflandre (1998) ont mesuré le flux sous une stalactite de la grotte du Père Noël (Belgique). Ils ont montré que le flux annuel était contrôlé par la pluie annuelle et que le signal comportait des variations saisonnières bien marquées. Des déphasages entre la pluie et la réaction en débit ont été observées et se réduisent au cours de l'hiver (Sheffer et al., 2011). L'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrologiques se retrouve dans les flux mesurés. Ainsi Sanz et Lopez (2000) ont constaté des comportements différents en fonction des sites, ce qui confirme que la réponse dans le temps et l'espace peut être variable pour une même quantité d'eau de pluie. Cette variabilité de la réponse serait liée à différents types de transfert (par des fissures colmatées, fissures ouvertes, matrice, ...), au niveau de saturation de la roche et à la taille des pores.

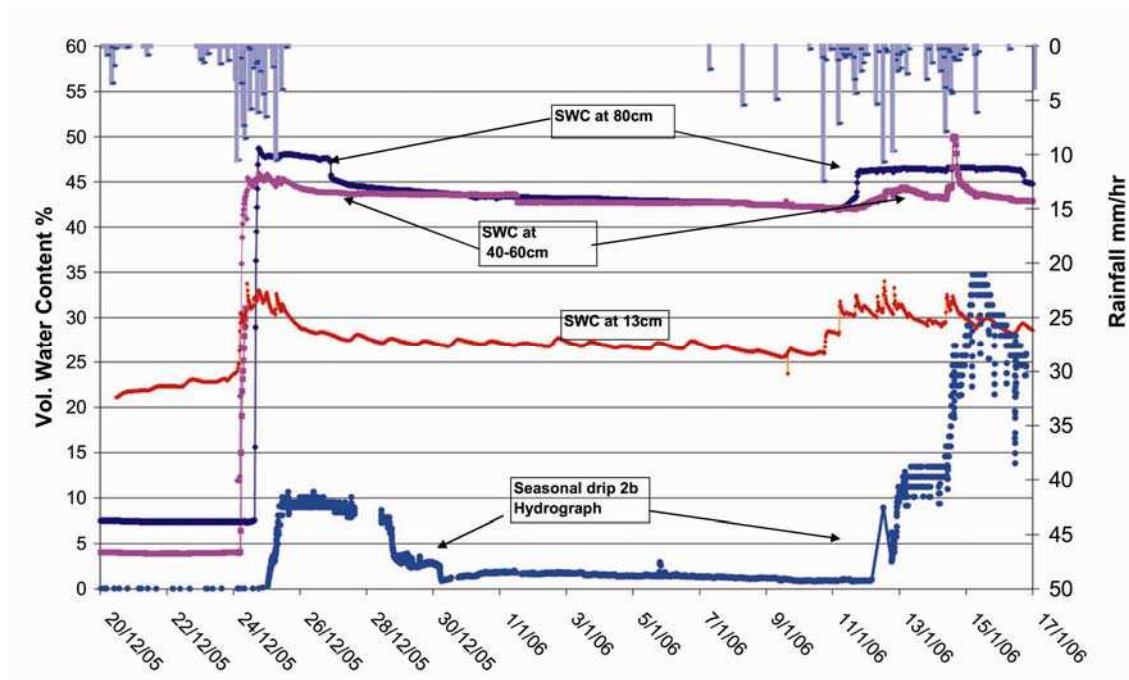


Figure 3.9 : Pluie horaire, saturation du sol et flux sous la stalactite sur le site de la grotte d'Orenin (Israël) d'après Arbel et al. (2010)

La saturation du milieu joue un rôle important sur le flux d'eau. Arbel et al. (2010) ont montré que le flux d'eau débutait sous une stalactite située à 28 m de profondeur lorsque le sol avait une certaine saturation (Figure 3.9). Une quantité d'eau minimale semble ainsi nécessaire pour permettre un flux d'eau dans la zone non saturée (Arbel et al., 2010; Sheffer et al., 2011).

En raison de l'hétérogénéité de la structure, le flux de la ZNS est particulièrement complexe. Sheffer et al. (2011) identifient différents types de flux grâce à des traçages et à la mesure conjuguée du débit et de l'irrigation en surface sur plusieurs stalactites d'une cavité. Ils observent des flux rapides provenant de conduits ou de fractures ouvertes, des flux intermédiaires issus de fissures et fractures fermées et enfin des flux lents au travers de la matrice. Dans un cas précis, Arbel et al. (2010) ont déterminé que le flux rapide correspondait à 22% du flux total, mais évoluerait au cours de la saison en lien avec la mise en place de différents types de mécanisme de percolation.

La direction du flux en zone non saturée est largement discutée dans la communauté. De par leurs observations des flux d'eau certains auteurs considèrent que le flux d'eau est surtout vertical au travers de la zone non saturée (Sheffels & Nut, 1986; Sanz & Lopez, 2000; Sheffer et al., 2011). Néanmoins, la détection d'éléments chimiques à une distance horizontale de 12 m de l'injection prouve l'existence de flux complexes non verticaux (Lange et al., 2010). Cette même observation a été faite sur d'autres systèmes karstiques (Friederich & Smart, 1982; Groves et al., 2005).

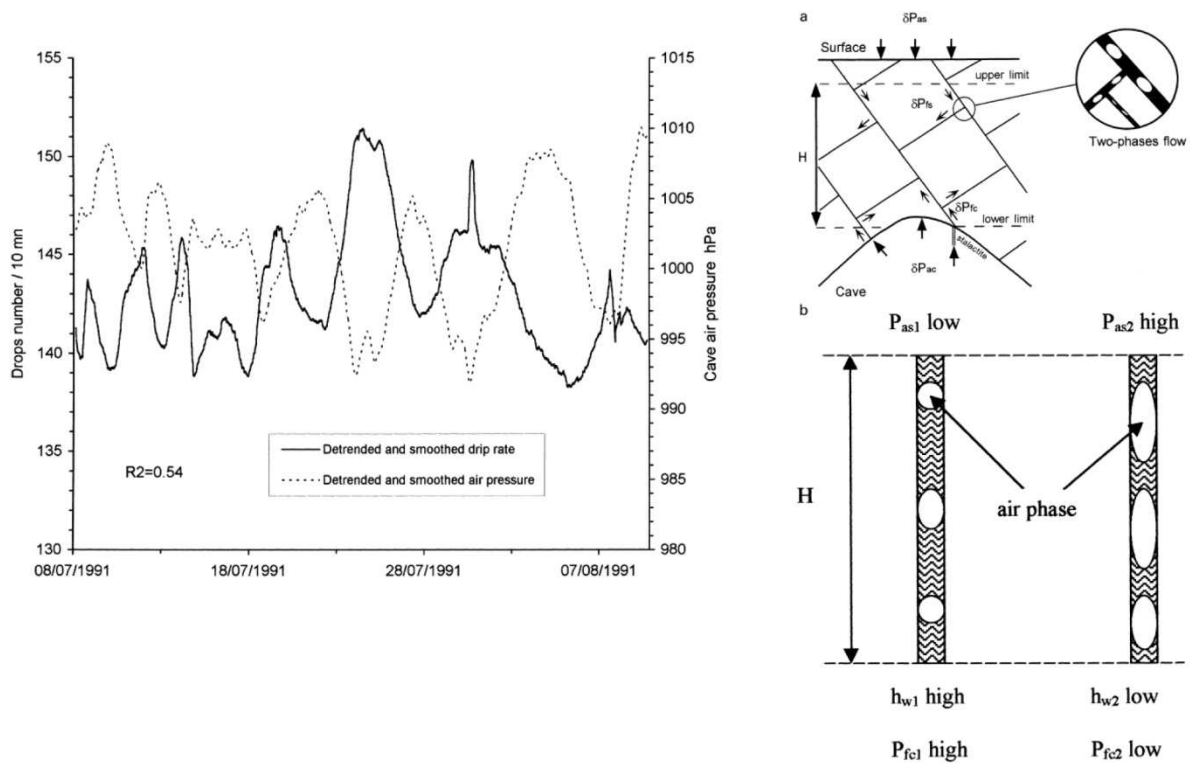


Figure 3.10 : Observation de l'anticorrélation avec la pression atmosphérique à la cavité du Père Noel et schéma interprétatif de cette corrélation selon Genty et Deflandre (1998).

Des phénomènes supplémentaires renforcent une phénoménologie déjà complexe des flux. Par exemple, un lien entre le flux et la pression atmosphérique a été observé sur plusieurs séries de données (Genty & Deflandre, 1998; Sanz & Lopez, 2000; Fernandez-Cortes et al., 2007). Cette anticorrélation avec la pression atmosphérique n'est pas observée en continu sur les données de flux dans les cavités (Figure 3.10). Deux hypothèses sont développées pour expliquer cette relation (Genty & Deflandre, 1998) :

- Modification de l'état de contrainte dans l'encaissant. L'augmentation de la pression atmosphérique augmente la contrainte sur l'encaissant et réduit ainsi la taille des pores et des fissures ce qui va réduire le flux d'eau.
- Un changement de proportion d'un constituant (eau, air) du flux biphasique. L'augmentation de la pression atmosphérique augmenterait le volume des microbulles d'eau (Figure 3.10). Cela aurait pour effet de chasser l'eau des fractures vers la matrice et ainsi de réduire le flux. Lorsque la pression atmosphérique diminue, le volume des bulles diminue, l'eau dans la matrice revient dans les fractures et augmente le flux d'eau.

Un comportement instable du flux a aussi été enregistré avec des changements brusques du débit de périodicité variable (Genty & Deflandre, 1998; Fernandez-Cortes et al., 2007). Ce comportement est visible uniquement en flux fort et serait lié aux vibrations induites par la libération de la goutte précédente (Fernandez-Cortes et al., 2007).

6 Moyens d'étude du fonctionnement karstique

6.1. Les méthodes hydrogéologiques

En raison de la forte hétérogénéité des systèmes karstiques, les résultats obtenus par les approches hydrologiques classiques, comme les observations en forages, sont difficilement extrapolables à une échelle plus globale. Les hydrogéologues se sont donc tournés vers la source du système afin de comprendre le fonctionnement global de celui-ci. La source présente un comportement intégrateur de tous les phénomènes d'infiltrations présents sur le bassin. Différentes approches ont été mises en place afin de suivre l'évolution de paramètres hydrogéologiques donné par les sources karstiques.

6.1.1. Analyse de l'hydrogramme de source

En premier lieu, l'analyse de l'hydrogramme de la source apporte de nombreuses informations quant au fonctionnement de celle-ci. L'hydrogramme de source karstique est constitué d'une succession de périodes de crue et de tarissement. Maillet (1905) et Boussinesq (1904) ont tous deux proposé que le débit de sources (de tous types) soit fonction du volume d'eau stocké. La surface du bassin versant ne changeant pas, l'hypothèse sous-jacente est que le débit soit proportionnel à la hauteur d'eau dans le système. Ainsi Maillet décrit les périodes de récession comme une simple relation exponentielle en fonction du temps :

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (3-2)$$

avec α le coefficient de tarissement (j^{-1}) caractérisant la dynamique de vidange à l'exutoire. En comparaison Boussinesq (1904) exprime la récession sous une forme quadratique où le débit initial et le coefficient de tarissement sont fonction de la porosité effective et de la conductivité hydraulique. Selon Dewandel (2003), lorsque la courbe de récession est proche de l'exponentielle de Maillet le flux d'eau aurait une composante verticale importante. Au contraire, lorsque la courbe de récession est proche d'une forme quadratique, la composante horizontale du flux dominerait.

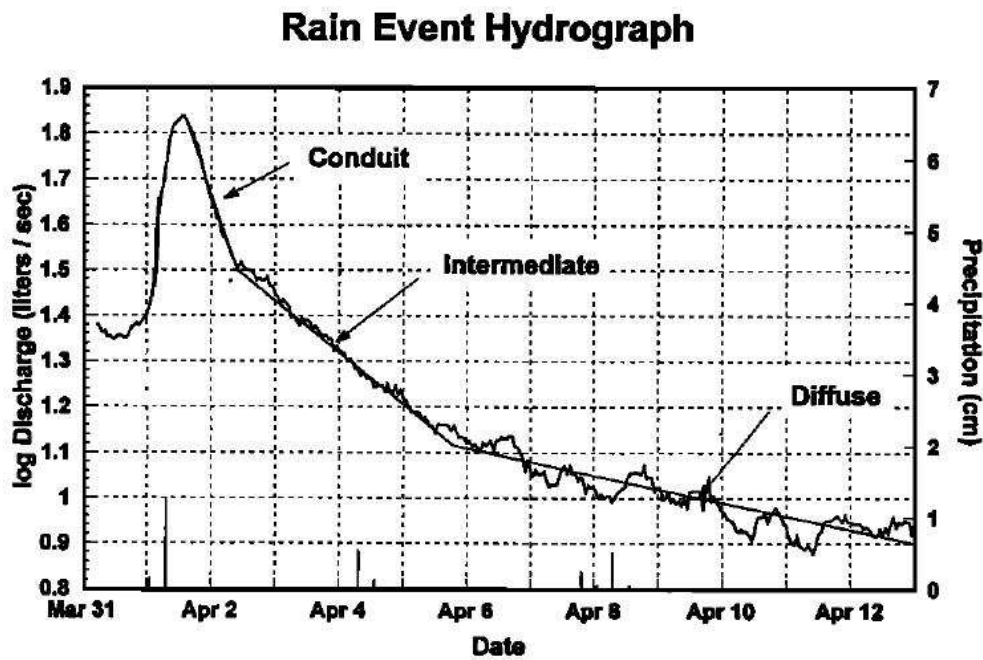


Figure 3.11 : Décomposition de l'hydrogramme en segment sur un graphique semi-logarithmique, d'après Baedke & Krothe (2001).

La décomposition semi-logarithmique de l'hydrogramme (Figure 3.11) révèle plusieurs segments linéaires interprétés comme l'influence de différentes structures réservoirs (Forkasiewicz & Paloc, 1967; Baedke & Krothe, 2001; Kovacs et al., 2005). L'hydrogramme correspond à une somme d'exponentielles décroissantes propres à chaque structure réservoir et correspondant à des propriétés hydrauliques distinctes. Néanmoins, des modèles physiques ont montré les limites de cette interprétation (Eisenlohr et al., 1997). En effet, ces auteurs ont simulé le débit d'une source karstique via un modèle distribué avec deux valeurs de conductivité hydraulique (faible pour la matrice et forte pour le conduit). Les auteurs ont ensuite décomposé le débit simulé et ont pu séparer la récession en trois fonctions exponentielles liées à trois valeurs de conductivité hydraulique (forte, moyenne et faible). Or le modèle montre qu'il suffit de deux valeurs de conductivité hydraulique (forte et faible) pour simuler de façon convenable de débit. Selon les auteurs, l'exponentielle intermédiaire pourrait être simplement le résultat d'un phénomène transitoire à proximité des réseaux de conduit de forte conductivité hydraulique.

6.1.2. Utilisation de la chimie des eaux

Lorsque l'analyse de l'hydrogramme est couplée avec des analyses chimiques de l'eau on obtient des informations sur l'origine du stock (épikarst, zone d'infiltration, zone noyée) et les modalités d'écoulements de l'eau. Ainsi des études utilisant différents traceurs chimiques ont permis une meilleure connaissance du fonctionnement karstique (Plagnes, 1997; Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 2003; Garry, 2007) et notamment du rôle de l'épikarst concernant le stockage de l'eau.

6.1.3. Modélisation du comportement de la source

Le débit à la source peut être modélisé par une grande variété d'approche. Les modèles retenus par les différents auteurs dépendent des connaissances a priori du système karstique et du modèle de fonctionnement auquel l'auteur adhère. Ainsi différents types de modèle sont utilisés allant de la simple fonction de transfert jusqu'au modèle physique discrétisé.

6.1.3.1. Modèles physiques discrétisés

Dans les modèles physiques, la zone saturée est assimilée à un réseau de fractures et de conduits traversant la matrice poreuse. Ces modèles nécessitent un choix a priori des paramètres hydrauliques, de la géométrie et de l'extension des conduits ainsi que la géométrie de la fracturation. Kiraly (2003), applique au système karstique un modèle d'éléments finis à 3D résolvant l'équation d'un flux laminaire. Des modèles hydrogéologiques basés sur des structures multicouches et intégrant différentes formulations du flux (Darcy, fissure et chenaux) ont été réalisés sur un petit système karstique (Zhang et al., 2011). Le flux au travers de la zone non saturée a été pris en compte et modélisé. Les auteurs considèrent que le flux en zone non saturée s'effectue uniquement par des fractures. La formulation mathématique du flux moyen au travers d'une fracture est donnée par la loi nommée 'Cubic law' (Kiraly, 1969). Des facteurs géométriques comme l'ouverture ou la rugosité des fractures sont pris en compte dans cette formulation. D'autres approches prennent en compte le transfert de l'eau en zone non saturée en considérant un comportement non saturé de l'eau dans cette zone (Contractor & Jenson, 2000). Ces auteurs utilisent la formulation de Richards (1931) pour simuler le flux d'eau non saturé au travers de la zone non saturée. En raison de la méconnaissance de la structure exacte du karst et du type de flux au sein de l'aquifère (laminaire ou turbulent), il y a généralement peu de contraintes sur ces modèles.

6.1.3.2. Modèles à réservoirs

Lorsque la connaissance du système karstique est limitée, les modèles à réservoir pluie-débit permettent de simuler le débit de source. Les mécanismes physiques sont ici simplifiés ou simplement sous-jacents. Chaque réservoir peut être vu comme une entité structurale du système karstique (drain, fracture, matrice) ayant des propriétés de stockage et de transfert propre. L'agencement des réservoirs les uns par rapport aux autres dépend des connaissances du système et évolue pour améliorer la performance du modèle vis-à-vis des données (Figure 3.12). Souvent, une partie des réservoirs sont mis en parallèle (Fleury et al., 2007b; Fleury et al., 2009; Tritz et al., 2011), ou alors deux modèles à réservoir indépendants sont positionnés parallèlement (Jacob et al., 2010b). Les réservoirs positionnés en parallèle sont généralement ceux représentant la zone saturée où des échanges entre matrice et drain peuvent intervenir (Mazzilli et al., 2011). Lorsque le système est de grande taille, un réservoir peut représenter une zone géographique et le modèle sera une succession de parties de karst s'écoulant les uns dans les autres (Barett & Charbeneau, 1997). De façon générale au moins un réservoir est affecté au transfert de l'eau dans la zone non saturée afin de représenter le déphasage entre la

pluie et la crue à la source. Il s'agit le plus souvent d'un réservoir sol car la zone non saturée (i.e. épikarst et zone d'infiltration) n'est pas considérée comme une entité de stockage important.

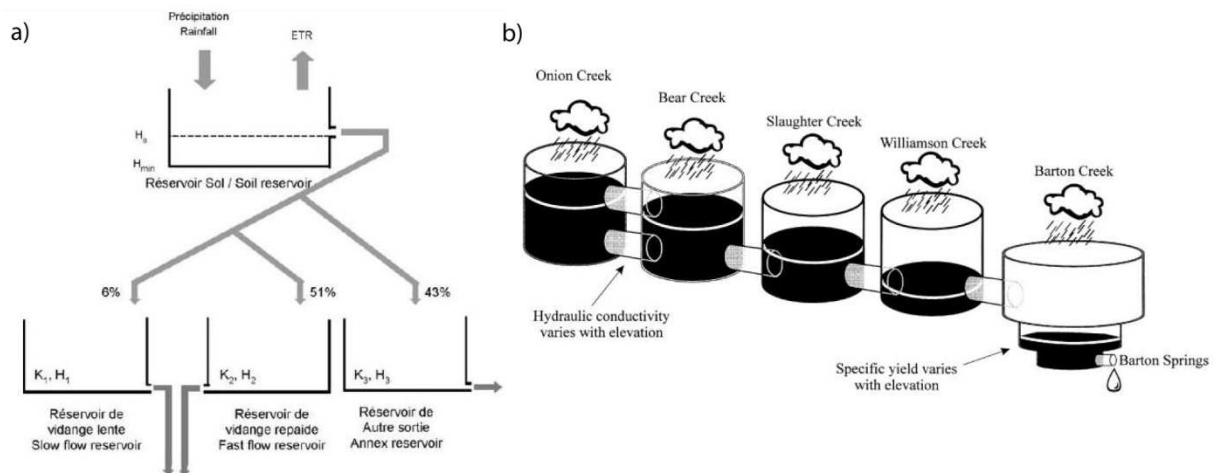


Figure 3.12 : Exemple de modèle à réservoir. a) Réservoirs affectés à une structure du karst avec une fonction de transfert linéaire d'après Fleury et al. (2007a) ; b) Réservoirs affectés à une zone géographique du karst avec une fonction de transfert non linéaire d'après Barrett (1997).

Ce type de modèle comporte une fonction d'entrée qui représente l'infiltration nette (Pluie – Evapotranspiration). La fonction de transfert entre chaque réservoir a des paramètres indépendants. Cette fonction peut être linéaire (Fleury et al., 2007b; Tritz et al., 2011), et donc représentée via la formulation de Maillet (1905). Dans certains cas, la fonction de transfert est non linéaire (Barrett & Charbeneau, 1997; Jukic & Denic-Jukic, 2009) afin de mieux modéliser le comportement particulier de certaines sources karstiques. Plusieurs fonctions de transfert peuvent être additionnées sur un même réservoir afin de caractériser des débordements par exemple (Tritz et al., 2011). À cela peut s'ajouter une complexification supplémentaire de la fonction de transfert. Par exemple Tritz (2011), ajoute un phénomène d'hystérésis à son réservoir sol-épikarst afin de simuler les effets de la saturation variable de cette entité du karst.

Les modèles à réservoirs proposent une vision moyenne, par processus ou par compartiment, du fonctionnement d'un système karstique. La spatialisation des résultats est ainsi possible pour intégrer d'autres mesures (forage, géophysique).

6.1.3.3. Modèle type boîte noire ou fonction de transfert

Enfin, un dernier type de modèle parfois utilisé est qualifié de modèle 'boîte noire' ou 'boîte grise'. Dans ces modèles, les caractéristiques physiques du système sont totalement omises et il subsiste les fonctions d'entrée (pluie) et de sortie (débit) reliées par une fonction mathématique. Ces modèles sont utilisés dans des cas où l'on ne connaît pas bien le système. La convolution de la fonction d'entrée par une fonction de transfert donne le débit (Labat et al., 2000; Jukic & Denic-Jukic, 2006).

6.1. Modélisation du flux en zone non saturée

De même que pour le système karstique entier, la modélisation du flux en zone non saturée peut prendre différentes formes. La modélisation des flux en zone non saturée est très peu répandue sur le domaine karstique. La complexité du problème physique en est une raison, le manque d'observation en est une autre. Il est clair que le flux de la ZNS ne peut être représenté avec la formulation de Darcy, le niveau de saturation ayant une forte influence sur la conductivité hydraulique. La formulation de Richard (Richards, 1931) est plus adéquate à la modélisation du flux non saturée. Une résolution spatiale aux éléments finis est néanmoins nécessaire. Cette formulation est largement utilisée dans la modélisation du flux d'eau sur des systèmes fracturés (Finsterle, 2006) ou par les agronomes sur les sols (Dages et al., 2008). L'épikarst peut aussi, par endroit, constituer des poches d'eau saturée. La présence de matrice et conduits, même petits, dans cette partie pose la question du type de flux le plus adéquat : flux laminaire ou turbulent. La modélisation du flux en zone non saturée est très complexe car il fait interagir de nombreux phénomènes dont l'expression physique est totalement différente (i.e. saturée et non saturée, laminaire et turbulent).

Les observations de flux souterrains en zone karstique n'ont jamais fait l'objet de modélisation avec les formulations précédentes. Par contre, certains auteurs simplifient la physique du phénomène et utilisent des modèles de type 'boîte noire' pour comprendre le comportement du flux (Sanz & Lopez, 2000). L'utilisation de la formulation pour un écoulement non saturé a toutefois été utilisée pour rendre compte du transfert de l'eau en ZNS karstique sur le comportement piézométrique de la nappe (Contractor & Jenson, 2000).

4. Les zones d'études

1 Contexte et histoire géologique régionale

Les informations présentées dans cette partie du chapitre ont été largement tirées des travaux de thèse de L. Bruxelles (2001a) et J.M. Puig (1987).

1.1. La région Nord Montpelliéraine et le Larzac

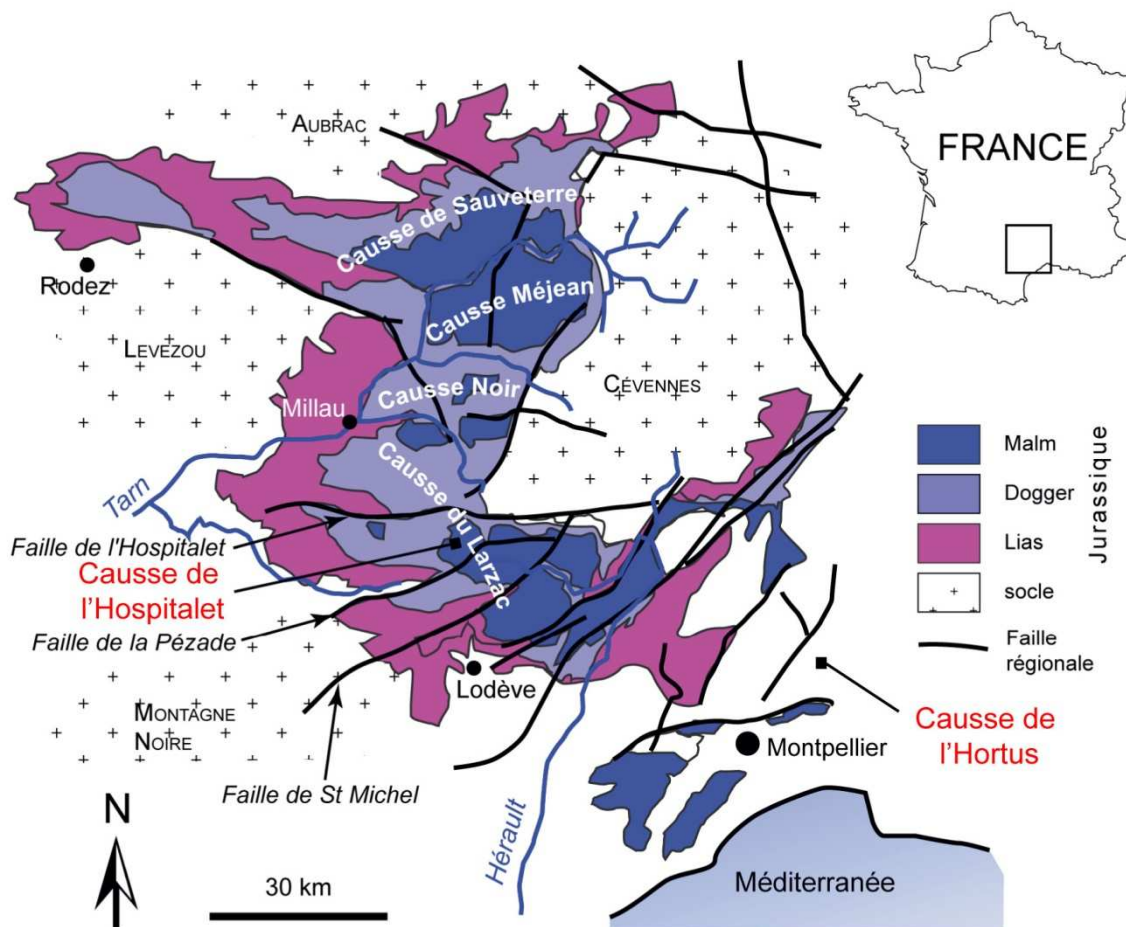


Figure 4.1 : Carte géologique synthétique de la région des Grands Causses et Nord Montpelliéraine. Seuls les terrains Jurassiques sont représentés. Modifié d'après Jacob (2009).

Les histoires géologiques du Causse du Larzac et de l'Hortus sont similaires et affectées par les mêmes évènements tectoniques majeurs. Seules quelques phases de sédimentation diffèrent du fait de leurs éloignements par rapport à la suture Pyrénéenne. Nous présentons ici le contexte géologique et tectonique de ces deux Causses. L'histoire géologique de la région est marquée au Trias par un étirement crustal de la chaîne Hercynienne, induisant la formation de vastes bassins. Le dépôt d'une épaisse série carbonatée durant le Jurassique-Crétacé inférieur est accompagné de mouvements syn-sédimentaires à composante normale sur les

accidents hercyniens préexistants (Cévennes et Corconne-Matelles). La formation de l'Isthme Durancien provoque l'érosion d'une partie des séries Crétacées précédemment déposées sur le Causse de l'Hortus.

Les phases compressives (Crétacé terminal et Eocène), d'origine pyrénéenne, réactivent en décrochement senestre les accidents Hercyniens. Elles sont à l'origine de la formation du synclinal de grand rayon de courbure de l'Hortus, de la fracturation intense des calcaires du Causse de l'Hortus et du Larzac et sont responsables des grandes failles chevauchantes orientées E-W du Larzac (Faille de l'Hospitalet et de la Pézade). À partir de cette période et jusqu'à l'actuel, les dépôts sont continentaux et visibles au niveau du bassin de Saint Martin-de-Londres. La phase extensive à l'Oligocène réactive les failles crustales de la région (Cévennes, Corconne-Matelles) et provoque la surrection des massifs Cévenols. Enfin, la région subit une surrection débutant au Néogène, responsable du creusement des vallées et imposant l'accélération de l'érosion.

1.2. La région du Vaucluse

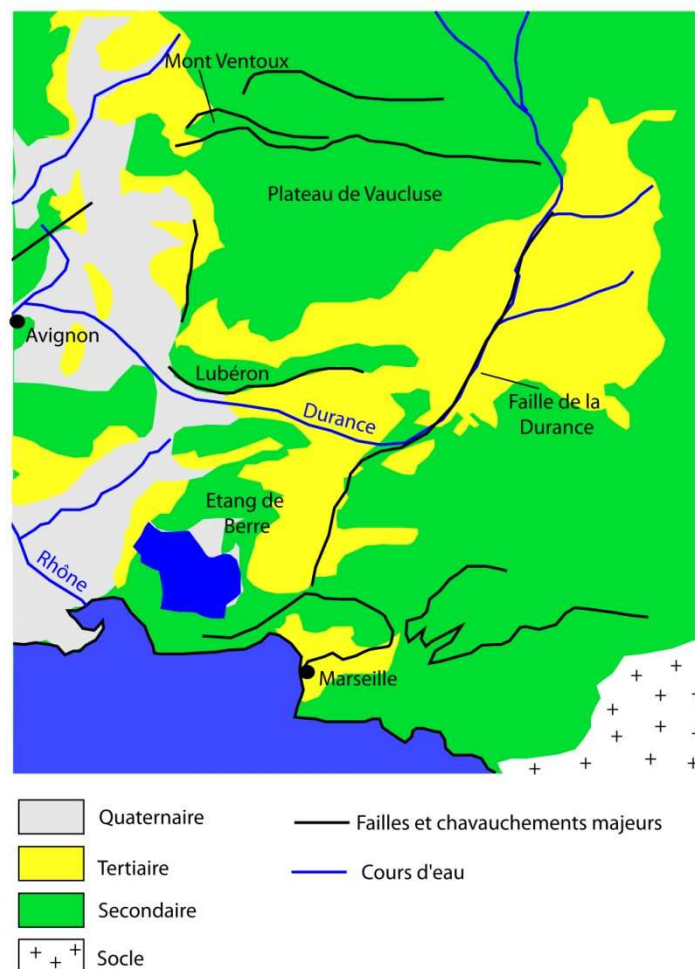


Figure 4.2 : Carte géologique synthétique de la région du Vaucluse et du Lubéron.

L'histoire géologique de la région du Vaucluse débute comme celle de la région Nord Montpellieraine. En effet, ces deux zones appartiennent au même bassin de subsidence formé par un étirement crustal de la chaîne Hercynienne au Trias. Le dépôt de sédiments marins carbonatés dure jusqu'à la formation de l'Isthme Durancien. La phase de sédimentation est accompagnée de mouvements syn-sédimentaires sur les accidents hercyniens préexistants (Durance). Cette compression N-S est responsable de l'ébauche des structures anticlinales du Mont-Vaucluse et de la partie Nord du Mont-Ventoux. À l'Eocène supérieur, une phase de compression N-S, attribuée à l'orogénèse pyrénéenne provoque les plissements anticlinaux de la chaîne Ventoux-Lure et Luberon, la formation du synclinal d'Apt et la mise en place d'accidents décrochants orientés NNW-SSE (visible sur tout le plateau de Vaucluse). Durant l'Oligocène, une phase distensive orientée E-W permet le rejeu des accidents décrochants en failles normales et ouvre des fossés d'effondrements (Fossé de Sault, Bassin de Carpentras). Le rejeu normal de 500 m sur la faille de Fontaine de Vaucluse est attribué à cette phase. Une phase compressive de direction NE-SW est intervenue durant le Miocène et est attribuée à l'orogénèse Alpine. Le plissement des terrains tertiaires dans les bassins s'est activé durant cette phase. Enfin, une phase de compression alpine tardive orientée N-S et datée de la fin du Miocène a eu des conséquences structurales importantes. L'anticlinal Ventoux-Lure est venu chevaucher les structures synclinales présentes au Nord. L'épaisse dalle carbonatée du plateau du Vaucluse a transmis les contraintes vers le Sud avec un minimum de déformation. Le plissement du Lubéron s'est accentué jusqu'au déversement et chevauche les bassins tertiaires situés au Sud. Entre les deux chaînes, les accidents préexistants du plateau ont rejoué en décrochement.

2 Le système karstique du Lamalou (Causse de l'Hortus)

Le Causse de l'Hortus, situé à 20 km au Nord de Montpellier, est constitué de séries carbonatées déposées au Crétacé. Il s'agit d'un plateau perché à la base duquel de nombreuses sources ou résurgences karstiques drainent les eaux.

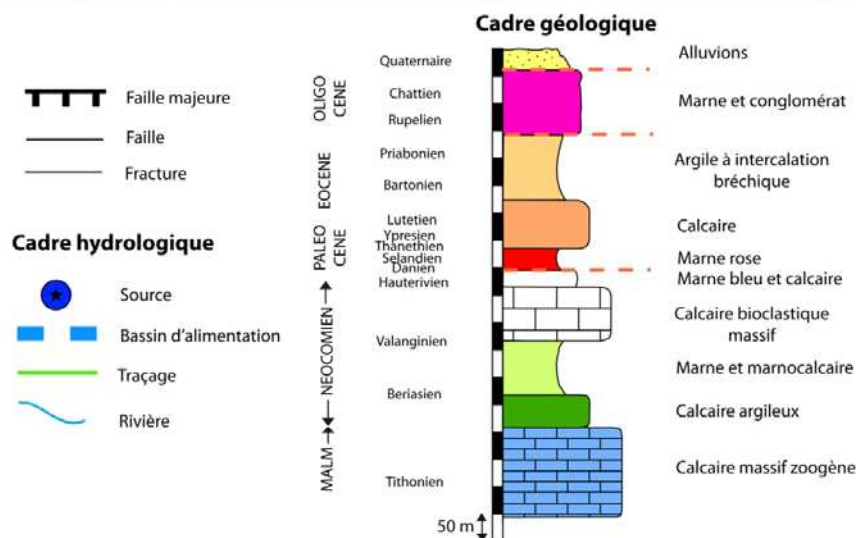
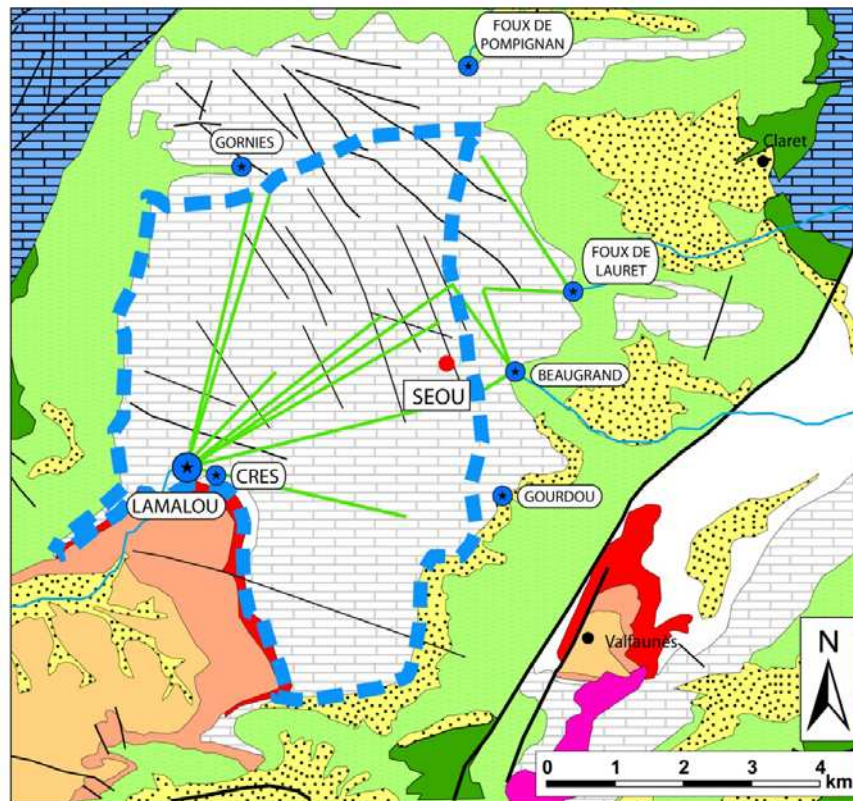


Figure 4.3 : Contexte géologique et hydrogéologique du système karstique du Lamalou-Crès. Modifié d'après Durand (1992).

2.1. Lithologie et stratigraphie

La série stratigraphique du Causse de l'Hortus est marquée par deux séries calcaires intercalées par une série marneuse. La série calcaire inférieure est datée du Dogger-Malm et présente une épaisseur de 300 m environ. Elle affleure à l'Ouest du Causse de l'Hortus et à l'Est de la faille de Corconne. Sous l'Hortus, cette série constitue la partie captive de l'aquifère karstique du Lez. La série marneuse date du Crétacé inférieur et a une épaisseur de ~100 m. Elle est constituée de marnes grises avec quelques passées marno-calcaire. D'un point

de vue hydrologique, cette formation constitue une barrière imperméable entre l'aquifère sous-jacent et sus-jacent. Les calcaires bioclastiques en banc massif du Valanginien ont une épaisseur de 80 à 100 m. Ils affleurent sur tout le Causse de l'Hortus et hébergent l'aquifère karstique du Lamalou. La série de calcaires marneux et marnes bleues de l'Hauterivien est visible à la limite Nord du bassin de Saint-Martin-de-Londres sur une épaisseur de 30 m environ (Figure 4.3). Les séries Tertiaires, d'origine continentale, affleurent au niveau du bassin de Saint-Martin-de-Londres. Enfin des éboulis de pentes et alluvions Quaternaire affleurent respectivement au bas des escarpements de calcaires Valanginien et aux bordures de rivières.

2.2. Structure et Fracturation

Malgré une évolution tectonique régionale riche, les séries sédimentaires du Causse de l'Hortus ne sont que légèrement plissées en un synclinal d'axe NE-SW plongeant sous le bassin de Saint-Martin-de-Londres. Aucune faille régionale n'affecte directement le Causse de l'Hortus, cependant les calcaires Valanginien sont intensément fracturés et ont donc enregistré les différentes phases tectoniques. Dans la partie Nord du Causse, une série de failles décrochantes dextres décalent légèrement ces calcaires (Boinet, 1999). Enfin, le Causse de l'Hortus est surmonté au Sud-est par le synclinal discordant de Saint-Martin-de-Londres.

La synthèse de la fracturation suivante s'inspire très largement des travaux de Durand (1992) et Boinet (1999). Les différentes phases tectoniques ont appliqué de fortes contraintes sur les séries sédimentaires conduisant à une intense fracturation du Causse de l'Hortus. On relève 4 réseaux de fracturation sub-verticaux :

- Un réseau N150E, prédominant et omniprésent, constitué de failles décrochantes dextres et de diaclases karstifiées (Figure 4.4).
- Un réseau N015E, sur l'axe de raccourcissement Pyrénéen, représenté par des diaclases (Figure 4.4).
- Un réseau N070E correspondant à une série de failles décrochantes karstifiées peu marquées en rejet et en densité.
- Un réseau N105E, formé par des failles inverses karstifiées.

Les directions de fracturation peuvent varier légèrement selon la position sur le Causse, en lien avec la proximité de failles plurikilométriques. La densité de fracturation est variable du Nord au Sud et semble influencée par la nature lithologique et l'épaisseur de la roche (Durand, 1992).

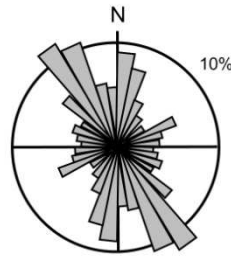


Figure 4.4 : Rosace directionnelle en fréquence obtenue par numérisation de la carte de fracturation du Causse de l'Hortus (d'après Durand, (1992))

2.3. Hydrologie du système karstique de l'Hortus

2.3.1. Topographie

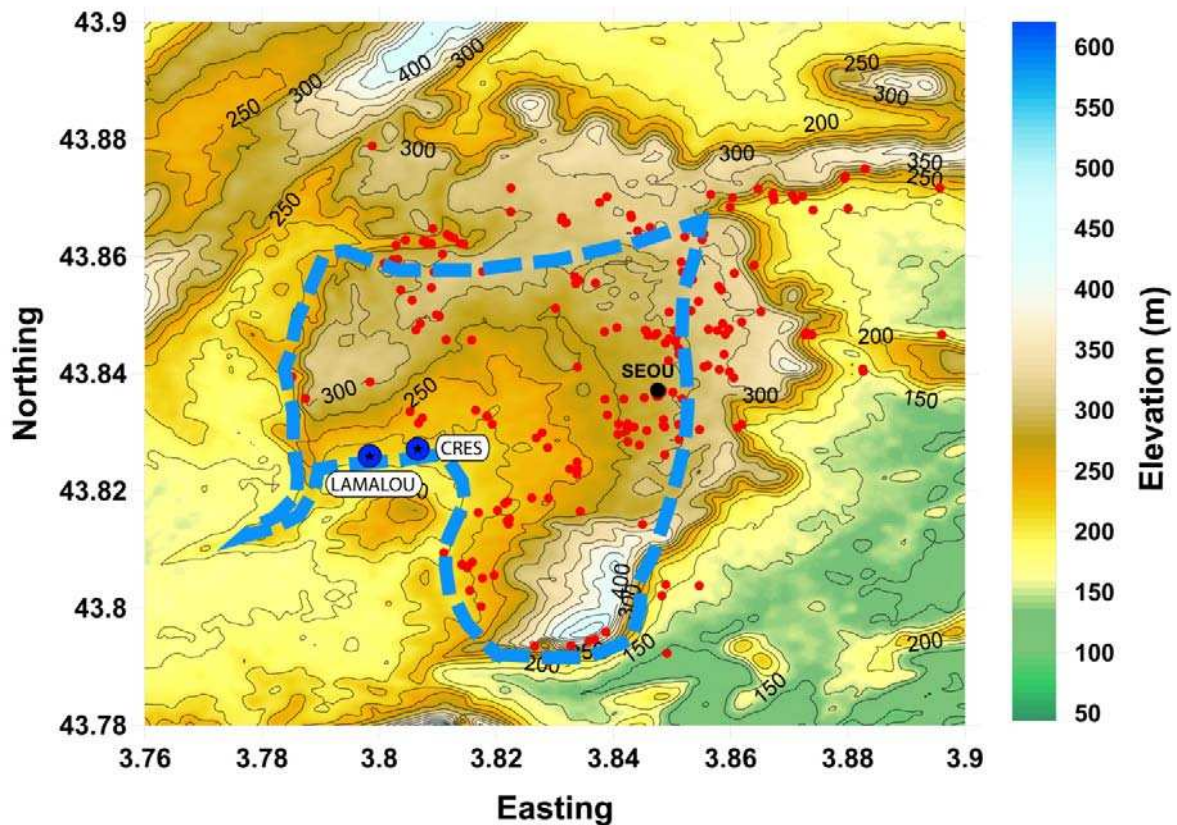


Figure 4.5 : Topographie du système karstique du Lamalou-Crès (Causse de l'Hortus). Les points rouges représentent les cavités karstiques connues. Equidistance de 25m.

L'Hortus est un système perché avec une altitude moyenne supérieure à celle des zones adjacentes. Les limites du Causse sont majoritairement formées d'escarpements (Figure 4.5). La topographie du Causse oscille entre 190 m et 420 m. Elle suit la forme du synclinal et plonge lentement vers le Sud-ouest jusqu'à la source du Lamalou. Les zones les plus élevées sont présentes sur le pourtour du Causse. Les cavités connues sont réparties dans l'axe du

synclinal. Peu de cavités explorables sont présentes au niveau des zones d'altitudes élevées. On note l'existence de quelques cavités à la limite entre les marnes et calcaires Valanginien.

2.3.2. Formation superficielle

Quelques dépôts d'altération sont présents sur la surface du Causse, constitué, en général, d'un lapiaz plus ou moins développé (Al-fares, 2002). Le sol n'est présent que dans certaines fractures et dans certaines dépressions à fond argileux développées à la faveur de faciès marneux (Bonin, 1980).

2.3.3. Organisation du système karstique

De nombreuses sources temporaires et pérennes drainent des eaux du Causse de l'Hortus. Le système de sources pérennes Lamalou-Crès constitue l'exurgence principale du Causse. Le débit à l'étiage est de 5 l/s pour la source du Lamalou avec des débits pouvant atteindre de 10 m³/s en période de crue et de 1 à 2 l/s pour la source du Crès (Bonin, 1980; Chevalier, 1988). Des traçages artificiels et des essais de pompage ont montré que ces deux sources sont indépendantes en période d'étiage (Bonin, 1980). Cependant certains traçages effectués en amont du Causse ressortent aux deux exurgences prouvant l'existence d'une connexion entre ces deux réseaux notamment en période de hautes eaux (Durand, 1992).

Le bassin d'alimentation du système karstique du Lamalou-Crès a été déterminé au moyen de différentes méthodes. La géologie permet d'imposer une limite en profondeur de cet aquifère : le Berriasien marneux imperméable définit la limite inférieure de l'aquifère. Au Sud-ouest, les dépôts du bassin de Saint-Martin-de-Londres constituent une barrière captive et limite les eaux de l'aquifère. La topographie joue un rôle important dans la limitation planimétrique du système. Les escarpements calcaires constituent les limites Ouest et Sud du système karstique. De nombreux traçages artificiels dans les cours d'eau souterrains ont permis de découper la surface du plateau en plusieurs bassins dont le plus important appartient au système de source Lamalou-Crès. Le bassin d'alimentation est représenté en pointillé bleu sur les Figure 4.3 et Figure 4.5. Un bilan de masse a été effectué par Chevalier (1988) afin de mieux contraindre la surface du bassin versant. La surface d'alimentation du système Lamalou-Crès a été estimée entre 30 km² et 40 km² selon les auteurs (Bonnet et al., 1980; Chevalier, 1988).

2.3.4. Rôle de la fracturation dans le fonctionnement du système karstique

De nombreuses études ont été réalisées sur ce système utilisant des méthodes très diverses : géologique et tectonique, géophysique, hydraulique et hydrogéologique. Le rôle prépondérant de la fracturation a ainsi pu être mis en évidence. Elle a joué un rôle dans la structuration du karst (cavités, réseaux noyés). Les accidents orientés N150E sont fréquemment utilisés lors du creusement du réseau. Ce type de fracture, omniprésent sur le plateau, assure une large connexion avec les autres discontinuités et constitue des zones de faiblesse dans le massif (zones bréchiqes) favorisant les écoulements (Boinet, 1999).

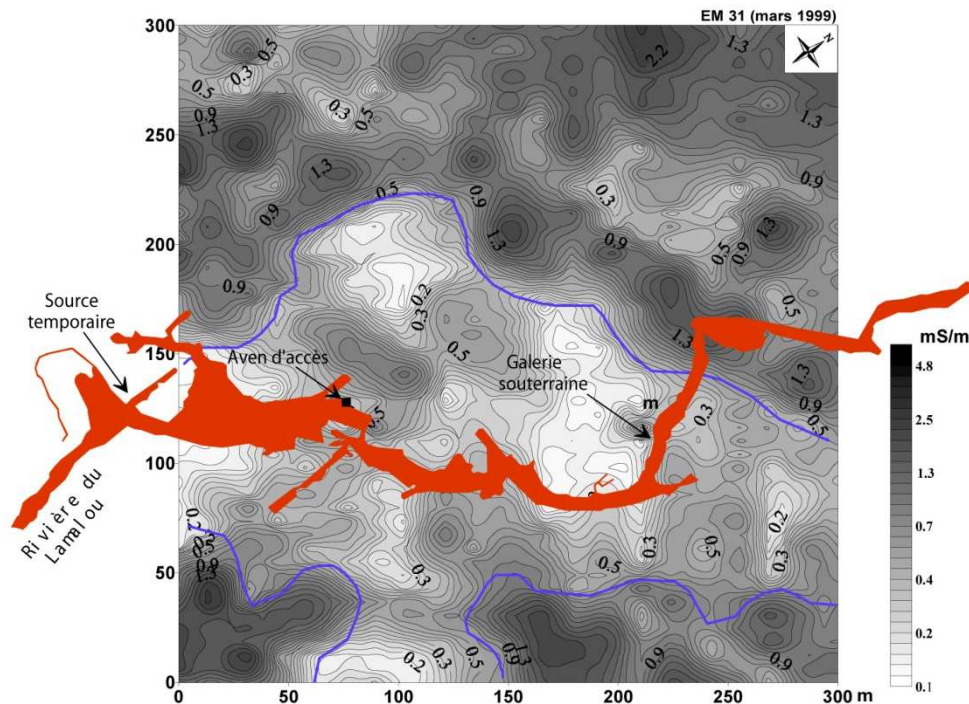


Figure 4.6 : Variation de la conductivité électrique apparente obtenue par l'EM31 sur le site du Lamalou. La limite du couloir de forte fracturation non colmatée est notée en bleu. Le conduit souterrain du Lamalou est représenté en Rouge. Modifié d'après (Al-fares, 2002).

Les émergences temporaires, de type « bouldou », sont contrôlées par la fracturation. Ces exutoires situés en surface du Causse se manifestent lors de l'engorgement du système. L'eau utilise les zones de faiblesse dans les calcaires pour resurgir en surface et utilise notamment les fractures N150E. Ces émergences se situent à l'aplomb de drains actifs contribuant ainsi à une structuration verticale importante du système (Boinet, 1999).

Des mesures électromagnétiques ont mis en évidence des variations dans le colmatage de la fracturation sur le plateau (Al-fares, 2002) correspondant à une structuration plus profonde. Des couloirs de forte fracturation non colmatés ont été détectés à l'aplomb de drains principaux (Lamalou) alors qu'ailleurs sur le Causse les fractures semblent colmatées avec de l'argile (Figure 4.6).

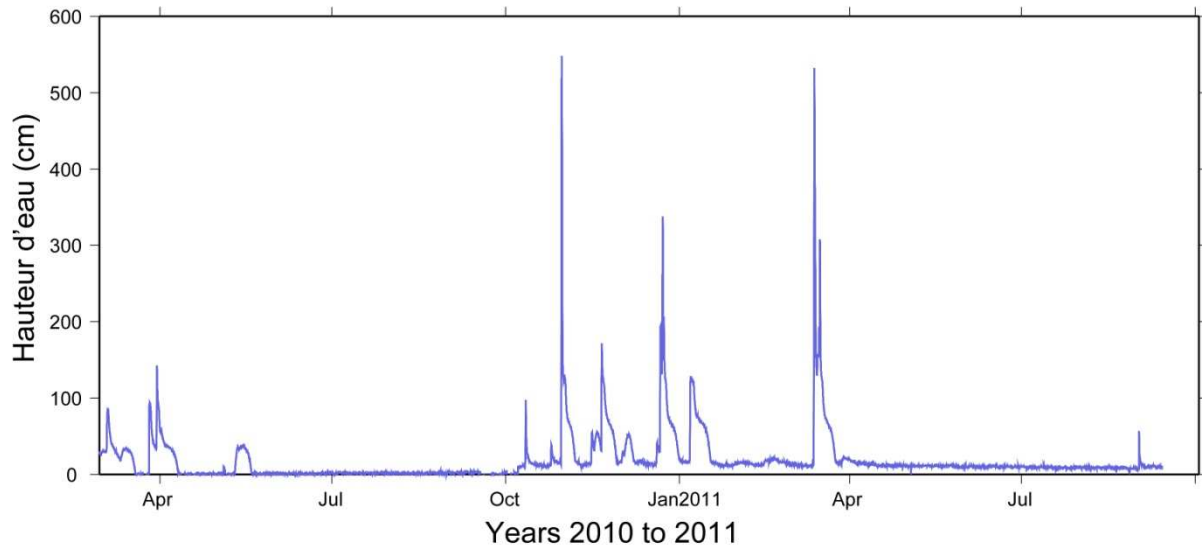


Figure 4.7 : Hauteur d'eau dans le siphon amont de l'aven de la Seoubio (-38m).

Le transfert de l'eau dans la zone non saturée est conditionné par la fracturation. Les fractures jouent un rôle de drains verticaux permettant l'évacuation rapide de l'eau vers la zone saturée puis vers les exutoires (Bonnet et al., 1980). Le système karstique du Lamalou-Crès se met en charge rapidement. Les réseaux se noient et le niveau piézométrique peut augmenter fortement sur un temps très court (Figure 4.7). Dans l'aven de la Séoubio, le niveau du siphon augmente en quelques heures jusqu'à 5.5m au dessus du niveau de base et noie totalement la salle ainsi qu'une partie du puits. La décrue est étalée sur quelques jours seulement montrant la vitesse du drainage dans cette zone du système.

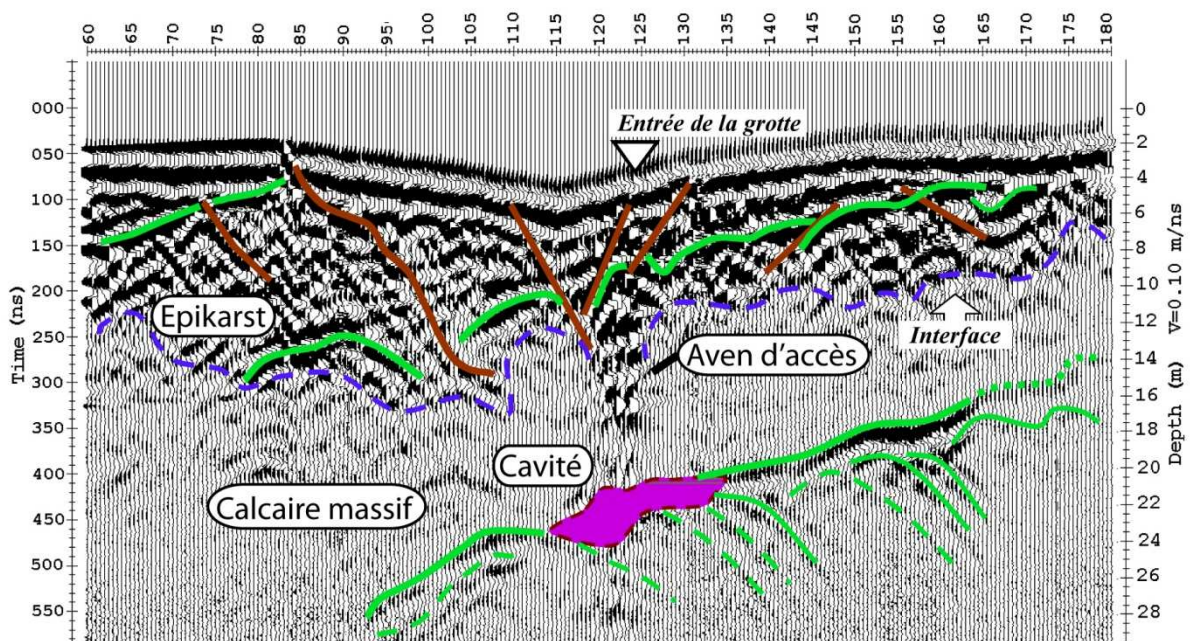


Figure 4.8 : Profil géoradar réalisé au dessus de la cavité karstique du Lamalou et interprétation du profil par Al-Fares. L'interface épikarst-zone d'infiltration est notée en pointillé bleu, la stratification en vert et les fractures sont représentées en marron. Modifié d'après (Al-fares et al., 2002)

2.3.5. Propriétés de la zone non saturée

Les propriétés de la zone non saturée de ce système ont été étudiées à proximité de la source du Lamalou. Les méthodes hydrauliques (aspersion et bilan de masse) ont montré une infiltration rapide de l'eau au travers de la zone non saturée (Bonin, 1980; Bonnet et al., 1980; Chevalier, 1988). Les méthodes géophysiques ont permis d'imager la structure de la zone non saturée. Les profils géoradar réalisés par Al-fares (2002) révèlent l'altération de la zone épikarstique ainsi que les macro-vides présents (Figure 4.8). L'interface épikarst-zone d'infiltration est clairement mise en évidence. L'épaisseur de l'épikarst est estimée à 10 – 12 m environ, la fracturation est mise en évidence dans cette couche à cause d'une altération prononcée de celle-ci.

La méthode géophysique de Résonance Magnétique Protonique (RMP) est un outil puissant pour caractériser la quantité d'eau libre présente dans le sous-sol. Cette technique exploite les propriétés magnétiques de la molécule afin de déterminer la présence d'eau dans le sous-sol. J'invite le lecteur lire la thèses de Marie Boucher (2007) pour une description détaillée de cette méthode.

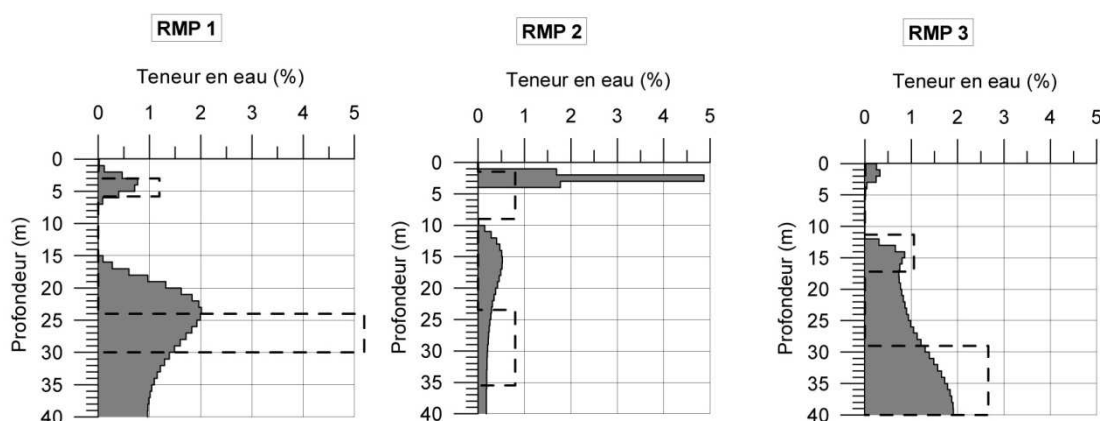


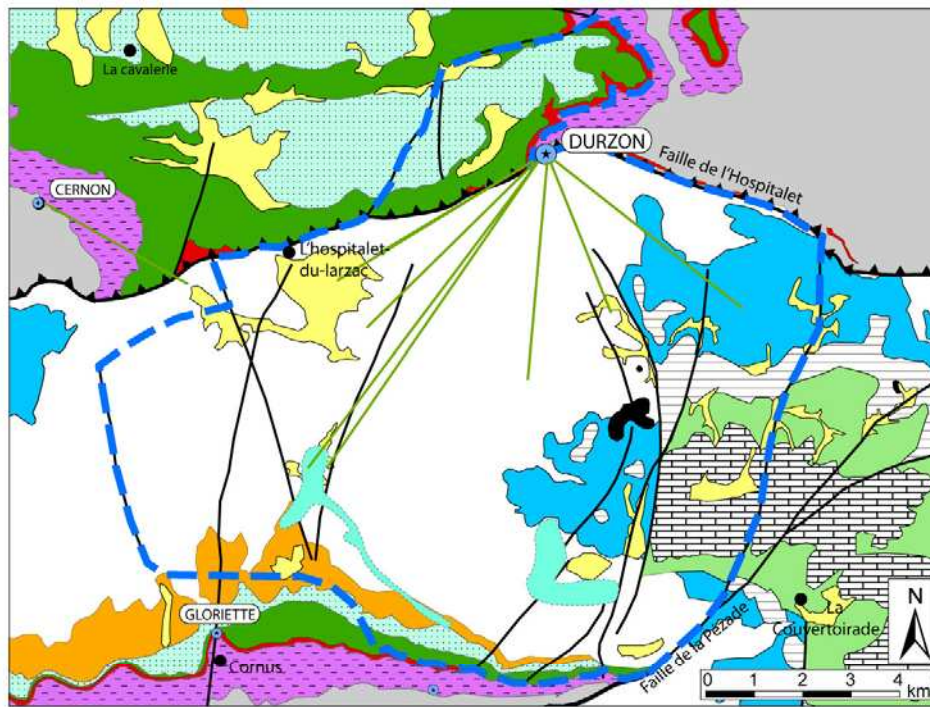
Figure 4.9 : Profils verticaux de teneur en eau donnés par l'inversion des sondages RMP réalisés sur le site karstique du Lamalou. D'après Al-Fares (2002).

Al-Fares (2002) a utilisé cette méthode pendant sa thèse et a apporté des éléments intéressants quant à la distribution et à la quantité du stock dans le système du Lamalou-Crès. Les sondages RMP réalisés en période d'étiage à proximité de la source du Lamalou montrent deux zones de stockage dans le karst (Figure 4.9). Le premier niveau d'eau apparaît dans les dix premiers mètres de profondeur avec une teneur en eau variable selon le site investigué (0.5 à 5%). Cette zone correspond à l'épikarst. La deuxième zone d'eau libre correspond à la zone saturée du système où la teneur en eau varie entre 0.5 et 3% sur au moins 40 m d'épaisseur (Figure 4.9). L'application de cette méthode ainsi que des mesures géochimiques (Aquilina et al., 2005) sur le système karstique du Lamalou-Crès ont mis en évidence le rôle de réservoir de la zone épikarstique.

3 Le système karstique du Durzon (Larzac)

Les Causses majeurs sur la bordure sud du Massif central (Causse de Sauveterre, Causse Méjean, Causse Noir, Causse du Larzac) sont limités par de grands accidents tectoniques ainsi que par de profondes vallées. Le système karstique du Durzon est situé sur le plateau du Larzac (Sud de France). Le système karstique du Durzon draine les eaux de pluie issues d'une partie du Larzac, appelée parfois Causse de l'Hospitalet.

3.1. Lithologie et stratigraphie



Cadre géologique

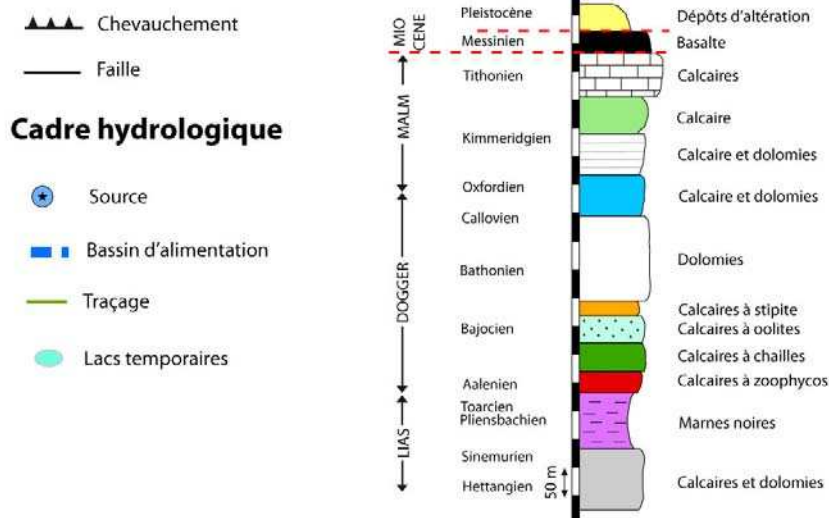


Figure 4.10 : Contexte géologique et hydrogéologique du système karstique du Durzon. Modifié d'après Jacob (2009).

Le système karstique du Durzon est situé dans des formations carbonatées d'âge Jurassique. La série stratigraphique du Causse de l'Hospitalet est marquée par deux épaisses séries carbonatées interrompues par une série marneuse. La série inférieure est constituée de calcaires et dolomies de l'Hettangien avec une épaisseur de 50 à 300 m. Elle affleure principalement en fond de vallée et au Nord de la Faille de l'Hospitalet (Figure 4.10). Cette série karstifiée abrite un aquifère où l'eau resurgit au niveau de nombreuses sources en fond de vallée. La série marneuse Domérien-Toarcien, déposée sur l'Hettangien, a une épaisseur de 100 m environ. Elle est constituée de marnes noires et marnes feuilletées. D'un point de vue hydrologique cette série constitue une barrière imperméable entre l'aquifère sous-jacent et sus-jacent.

Au dessus de ces marnes, les faciès sont principalement carbonatés et affleurent sur le Causse de l'Hospitalet. Ainsi pour les séries du Dogger au Malm on distingue plusieurs formations :

- Les calcaires à zoophycos de l'Aalénien, d'épaisseur ~50 m.
- Les calcaires à chaille du Bajocien, d'épaisseur ~50 m.
- Les calcaires à oolites du Bajocien, d'épaisseur ~40 m.
- Les calcaires à stipite du Bajocien, d'épaisseur ~ 20 m.
- Les dolomies Bathoniennes, d'une épaisseur ~150 m, est la formation affleurant majoritairement sur le système karstique du Durzon.
- Les calcaires et dolomies du Callovien-Oxfordien et de l'Oxfordien-Kimméridgien ont une puissance de ~60 m et ~80 m respectivement.
- Les calcaires deviennent prédominant à partir du Kimméridgien supérieur jusqu'au Tithonien avec une épaisseur globale d'environ 150 m.

On retrouve ces formations calcaro-dolomitiques et calcaires du Malm affleurant sur la partie Est du système karstique du Durzon (Figure 4.10). En discordance sur ces formations du Dogger et du Malm on retrouve des coulées et dykes basaltiques datant du volcanisme actif au Messinien dans la région. Enfin des dépôts d'altération sont présents sur le Causse, principalement issus de l'altération des calcaires à chaille du Bajocien inférieur.

3.2. Structure et fracturation

Malgré une évolution tectonique polyphasée dans la région, les séries sédimentaires n'ont subi que peu de déformation. La stratification est subhorizontale avec un pendage moyen de ~5°N. Les accidents majeurs (faille de l'Hospitalet et de la Pézade) et la fracturation des séries carbonatées sont les seules traces d'une activité tectonique sur le Causse. Le jeu de ces failles majeures a provoqué un redressement des séries à proximité de celle-ci. La faille inverse de l'Hospitalet, met en concordance les marnes du Toarcien au Nord avec les calcaires à chaille du Bajocien au Sud. Le synclinal formé au Sud de la faille de l'Hospitalet, a un axe parallèle à celle-ci.

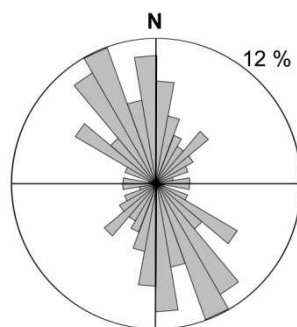


Figure 4.11 : Rosace directionnelle en fréquence obtenue par mesure statistique de fractures (~200 fractures) sur le site de l'observatoire gravimétrique de la Jasse (système karstique du Durzon).

Les phases tectoniques successives sont à l'origine d'une déformation cassante sur les carbonates du Causse de l'Hospitalet. Ainsi différentes orientations de fracturation sont visibles sur le Durzon. Différentes approches ont été utilisées pour répertorier la fracturation. Gerbaux (2009) a utilisé des photos aériennes afin d'extraire une carte de la fracturation du Causse et établir des variabilités directionnelles en fonction du secteur. Des mesures d'orientation de fractures ont aussi été effectuées sur le site de l'observatoire de la Jasse (Durzon). On relève au moins 3 réseaux de fractures issues de ces différentes études (Figure 4.11) :

- Un réseau orienté N0E – N20E omniprésent sur le système karstique du Durzon. Cette orientation correspondrait à des diaclases et fractures ouvertes.
- Un réseau N120E peu représenté sur le site de la Jasse, mais cette orientation représente des fractures plutôt fermées et/ou colmatées affectant la déformation au Sud du système (Jacob et al., 2010b).
- Un réseau orienté N150E - N160E très présent sur tout le système karstique du Durzon (Gerbaux, 2009). Les couloirs altérés détectés par la sismique et les panneaux électriques présentent aussi cette orientation (Valois, 2011). Ce type de fracture pourrait donc représenter des couloirs de forte altération sur le système karstique du Durzon et donc favoriser les écoulements de l'eau.

D'autres orientations de fractures peuvent être mise en évidence comme les fractures orientées N040E – N050E. Cependant cette forte représentation reste très localisée et n'est donc pas représentative de la fracturation sur le système.

3.3. Hydrologie du système karstique du Durzon

3.3.1. Topographie

La topographie du système karstique du Durzon oscille entre 670 m et 880 m. Les zones les plus élevées sont situées dans la partie Est du système au niveau des carbonates du Malm. La zone la plus déprimée correspond à une paléo-vallée traversant le système du Sud vers le Nord et se réorientant à proximité de la faille de l'Hospitalet (Figure 4.12). Cette zone est située dans les dolomies du Bathonien. Les cavités connues se concentrent dans cette zone et

notamment sur la partie la proche de la source du Durzon. Peu de cavités explorables sont répertoriées dans les carbonates du Malm à l'Est du système.

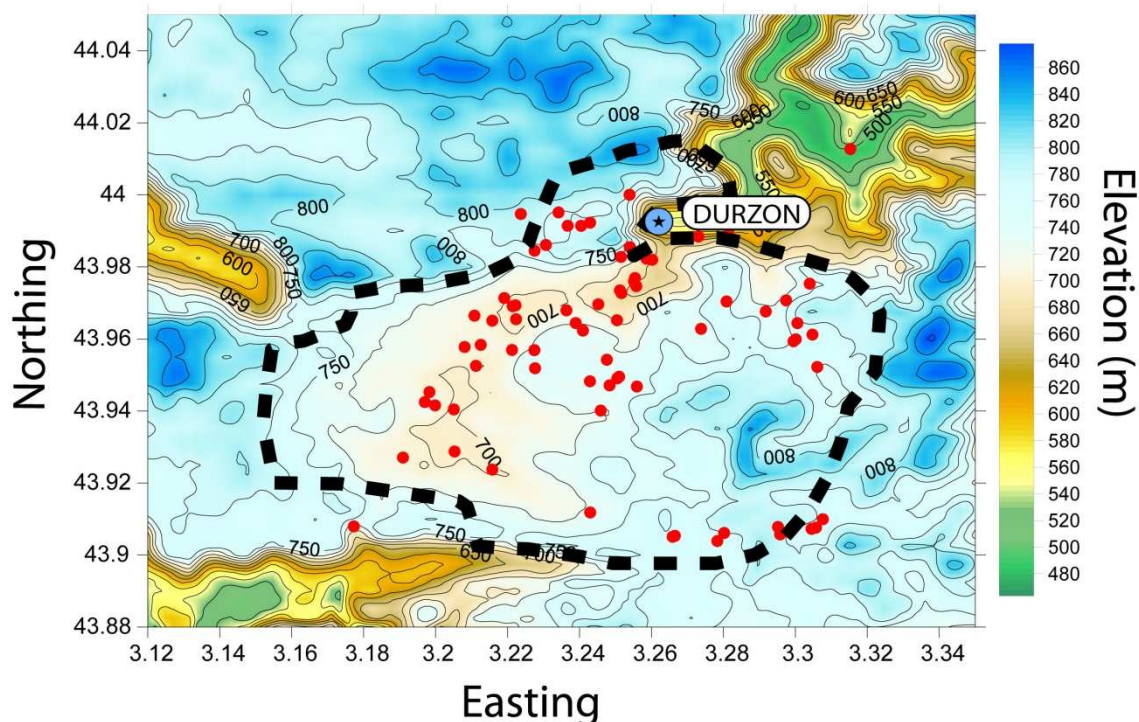


Figure 4.12 : Topographie du système karstique du Durzon (MNT ASTER). Les points rouges représentent les cavités karstiques connues (<http://www.grottocenter.org>). Equidistance de 25 m.

3.3.2. Formations superficielles

Les formations superficielles sont présentes sous différentes formes sur le système karstique du Durzon. On peut distinguer trois formations ayant des sources et des genèses différentes. Les argiles à chailles tapissant le fond des dépressions sont issues de l'altération par fantomisation (Quinif, 1999) des calcaires à chailles du Dogger et contribuent à la morphogénèse karstique (Bruxelles, 2001b). Ces altérites forment une couche retenant l'eau en surface et favorisent ainsi la corrosion des dolomies Bathonienne. Elles sont présentes principalement au Sud du système, la partie Nord en est dépourvue suite au soutirage de ces matériaux. Le grésou dolomitique est issu de l'altération des dolomies Bathonien en surface mais aussi en profondeur via la fantomisation. Cette formation est bien représentée sur le système karstique du Durzon. Enfin les galets de quartz observés à la surface du Causse sont les vestiges de dépôts issus de l'érosion des reliefs cristallins (Mont-Aigoual et Saint-Guiral).

3.3.3. Organisation du système karstique

De nombreuses sources drainent les eaux stockées au sein des carbonates du Causse. Nous nous intéressons ici à la source pérenne du Durzon et à son système d'alimentation. Cette émergence de type vaclusienne est localisée sur la faille de l'Hospitalet (533m d'altitude) qui

met en contact les carbonates du Dogger avec les marnes Liasique. Elle est constituée d'un conduit unique exploré sur 1 km de distance et -118 m de profondeur (<http://www.plongeesout.com>). La source du Durzon est alimentée uniquement à partir des eaux de pluie.

Le débit de la source du Durzon est mesuré par le Parc National des Grands Causses (PNGC) au niveau du Mas de Pré. La hauteur d'eau est mesurée sur un seuil bétonné et le débit est estimé via une loi puissance dont les paramètres sont connus. Sur une période de 2002 à 2009 le débit moyen journalier est de 1.4 m³/s (Jacob, 2009). Ce débit peut atteindre 18 m³/s en période de crue et descendre à 0.6 m³/s en période d'étiage.

Le bassin d'alimentation de la source du Durzon est relativement bien connu. De nombreuses méthodes ont permis de contraindre ce bassin d'alimentation. La géologie impose la limite inférieure, Nord et Sud du système. Le lias marneux, imperméable, limite l'aquifère en profondeur. Les failles de l'Hospitalet au Nord et de la Pézade au Sud constituent des barrières au transfert de l'eau. Un bilan de masse et des traçages artificiels ont permis d'estimer une surface de bassin versant ainsi que de contraindre ces limites (Figure 4.10 et Figure 4.12). L'extension du bassin vers l'Ouest et au Nord (au-delà de la faille de l'Hospitalet) est assez mal définie par manque de traçage. Ces zones ont été prises en compte dans le bassin d'alimentation car elles permettent d'obtenir un bilan de masse adéquat. La surface du bassin d'alimentation du Durzon varie entre 98 et 117 km² selon les auteurs (PNGC (www.hydro.eaufrance.fr), (Ricard & Bakalowicz, 1996)).

3.3.4. Hétérogénéité spatiale du stockage de l'eau

Le comportement du système karstique du Durzon a été observé à partir de différentes méthodes : géomorphologique, hydrogéologique, hydrogéochimique, géophysique et géodésique. Chacune de ces méthodes a contribué à une meilleure connaissance du fonctionnement du système. L'hétérogénéité spatiale du stockage de l'eau a ainsi pu être mise en évidence. Des mesures gravimétriques répétées (Jacob et al., 2010a) sur toute la surface du système ont mis en évidence des zones de stockage préférentiel au Sud et à l'Ouest du bassin (Figure 4.13) . Les variations de gravité enregistrées correspondent à des variations du stock en eau de l'ordre de 10 à 25 cm. Ces auteurs proposent une relation entre les zones de stockage important et la répartition des altérites sur le plateau.

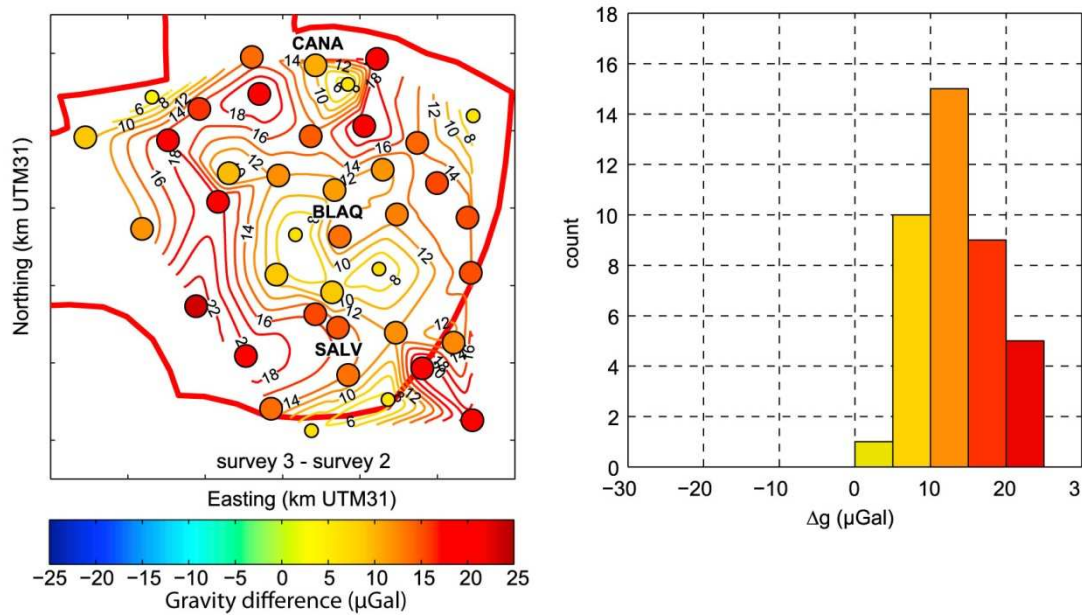


Figure 4.13 : Différence de gravité entre deux levées consécutives (Novembre 2007 et Avril 2008). Les cercles représentent la valeur de différence de gravité aux points de mesure. L'histogramme associé est montré en b). Modifié d'après (Jacob et al., 2010a).

3.3.5. Un épikarst au fonctionnement complexe.

La zone non saturée joue un rôle important dans le fonctionnement du système karstique du Durzon. La modélisation du débit de la source a apporté des indications à ce sujet. Tritz (2011) montre qu'un modèle à réservoir prenant en compte le phénomène d'hystérésis en zone non saturée apporte de meilleurs résultats quant à la simulation du débit du Durzon. De même, Plagnes (1997) évoque un long temps de stockage de l'eau au sein de l'épikarst pour rendre compte des faibles variations de la concentration en Mg^{2+} à la source du Durzon.

L'apparition de lacs et d'écoulements temporaires au Sud du bassin lors de périodes de pluies exceptionnelles vont dans le sens d'un stockage épikarstique. Ces phénomènes ont été observés en 1936, 1969 et 1996 où ils ont été étudiés en détail par différents auteurs (Bruxelles & Caubel, 1996; Ricard & Bakalowicz, 1996; Plagnes, 1997). Les lacs et les écoulements sont apparus sur 2 dépressions du système : la Salvetat et Causenėjouls. Les eaux de ces lacs possèdent les caractéristiques géochimiques d'eaux souterraines à fort temps de résidence (Plagnes, 1997) et seraient l'expression du débordement d'une multitude d'aquifères perchés avec des temps de vidange propres (Bruxelles & Caubel, 1996). Les lacs et les écoulements sont présents uniquement dans les dolomies Bathoniennes. Néanmoins le facteur lithologique ne justifie pas à lui seul la présence de ces lacs car les dolomies affleurent sur une grande partie du bassin. Bruxelles & Caubel (1996) évoquent deux autres raisons à ces apparitions uniquement au Sud du système :

- Les formations superficielles joueraient un rôle important dans l'apparition des lacs en imperméabilisant le fond des plaines.
- La karstification ne serait pas bien développée dans les zones de lacs. La répartition des cavités karstiques et le concept de karstification régressive vont dans le sens de cette hypothèse.

La présence de ces lacs et écoulements temporaires issus du débordement de nappes perchées illustre la fonction de stockage de l'épikarst dans le système karstique du Durzon.

Les profils géophysiques (sismique et électrique) ont mis en évidence des couloirs de dolomie altérée en sub-surface (Valois, 2011). Ces couloirs fracturés pourraient jouer un rôle de drain de circulation rapide vers la zone d'infiltration. Ce système de flux binaire (rapide et lent) au sein de l'épikarst a été proposé afin de modéliser de façon précise la déformation induite par la présence d'eau au sein de fractures de la zone non saturée (Jacob et al., 2010b).

4 Le système karstique de Gourneyras (Larzac)

Le système karstique de Gourneyras est situé dans la partie Sud du plateau du Larzac. Il fait partie du Causse méridional et est influencé par un climat Méditerranéen.

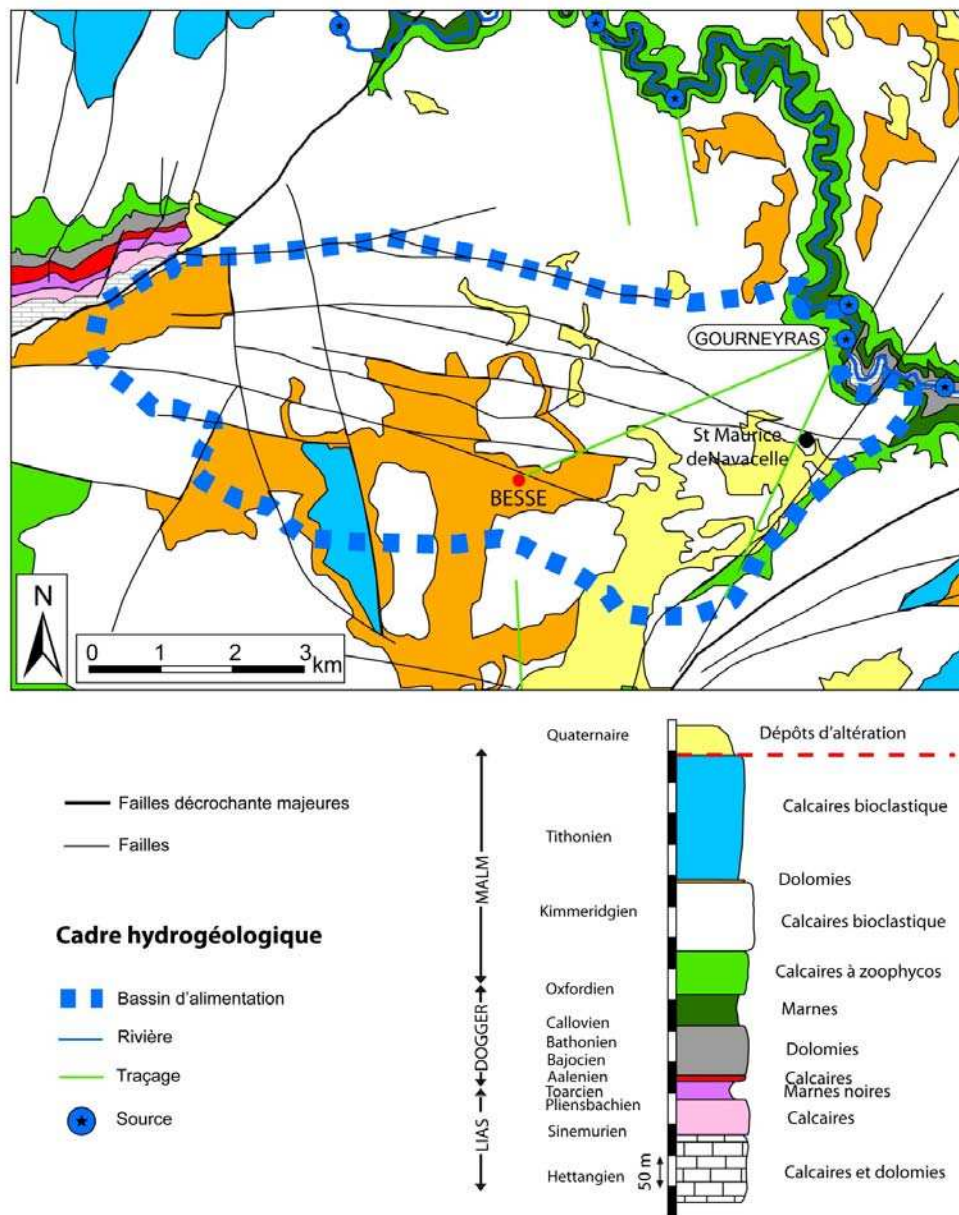


Figure 4.14 : Contexte géologique et hydrogéologique du système karstique de Gourneyras.

4.1. Lithologie et stratigraphie

La série stratigraphique du Larzac méridional est marquée par trois séries carbonatées intercalées par des séries marneuses. Les séries carbonatées du Lias affleurent dans la partie Nord-Ouest de la zone, à la faveur d'un accident majeur. Elles sont constituées de calcaires et dolomies karstifiées d'une épaisseur totale de 250 m. La série marneuse, déposée sur le Sinémurien, est datée du Toarcien et a une épaisseur de 20-30 m environ. Elle est constituée de marnes noires et marnes feuilletées et constitue probablement une barrière imperméable entre l'aquifère Liasique et celui du Dogger. Au dessus s'est déposée la série carbonatée du Dogger composée en majorité par les dolomies du Bathonien. Cette série est beaucoup moins épaisse que dans la partie Occidentale du plateau du Larzac avec une puissance totale inférieure à 100 m. Elle affleure uniquement en fond de vallée (Figure 4.14). Elle est surplombée par une seconde série marneuse datée à l'Oxfordien inférieur. Cette série épaisse de 50 m environ constitue un niveau imperméable entre l'aquifère sous-jacent et sus-jacent et représente le niveau inférieur de l'aquifère karstique de Gourneyras. Au dessus de ces marnes, on distingue à nouveau des séries carbonatées :

- Les calcaires lités de l'Oxfordien supérieur, d'épaisseur ~80 m.
- Les calcaires bioclastiques du Kimméridgien, d'épaisseur ~120 m. Cette série affleure majoritairement sur le système karstique de Gourneyras (Figure 4.14).
- Les dolomies cristallines du Kimméridgien supérieur, d'épaisseur largement inférieure à 10m. Cette formation est présente à l'affleurement sous forme lenticulaire.
- Les calcaires blancs du Tithonien pouvant atteindre une épaisseur de 200m.

En discordance, on observe des dépôts d'altérations d'âge Quaternaire à la surface du Causse. Ces formations seront détaillées dans la suite du manuscrit.

4.2. Structure et Fracturation

Les séries sédimentaires du Larzac méridional, comme le reste du Causse, n'ont été que très peu affectées par la déformation tectonique. La stratification qui en résulte est subhorizontale (Alabouvette, 1988). Les traces d'activités tectoniques majeures sont représentées par des accidents décrochants, orientés NE-SW (Faille de la Séranne, etc...) et la fracturation dense des séries carbonatées.

La synthèse de la fracturation suivante s'inspire très largement des travaux de Rispoli (1981). Les différentes phases tectoniques ont appliqué de fortes contraintes sur les séries sédimentaires conduisant à une intense fracturation du Causse du Larzac. En raison de l'étendue du Causse, on note des variations spatiales de l'orientation des fractures en lien avec les accidents préexistants et le champ de contraintes local. L'orientation de la fracturation sur le système karstique de Gourneyras est donc différente de celle du système karstique du Durzon. On relève 4 réseaux de fracturation sub-verticaux sur le Larzac méridional :

- Un réseau N160E, prédominant, constitué de diaclases calcifiées et réutilisés en décrochement durant la phase Pyrénéenne.

- Un réseau N110E à N130E, omniprésent mais non concentré sur cette région du Causse, représenté par des diaclases et failles normales.
- Un réseau N040E à N060E, correspondant à une série de failles décrochantes réutilisées en mode normal et de diaclases.
- Un réseau N010E à N020E, sur l'axe de raccourcissement Pyrénéen, représenté par quelques diaclases.

4.3. Hydrologie du système karstique de Gourneyras

4.3.1. Topographie

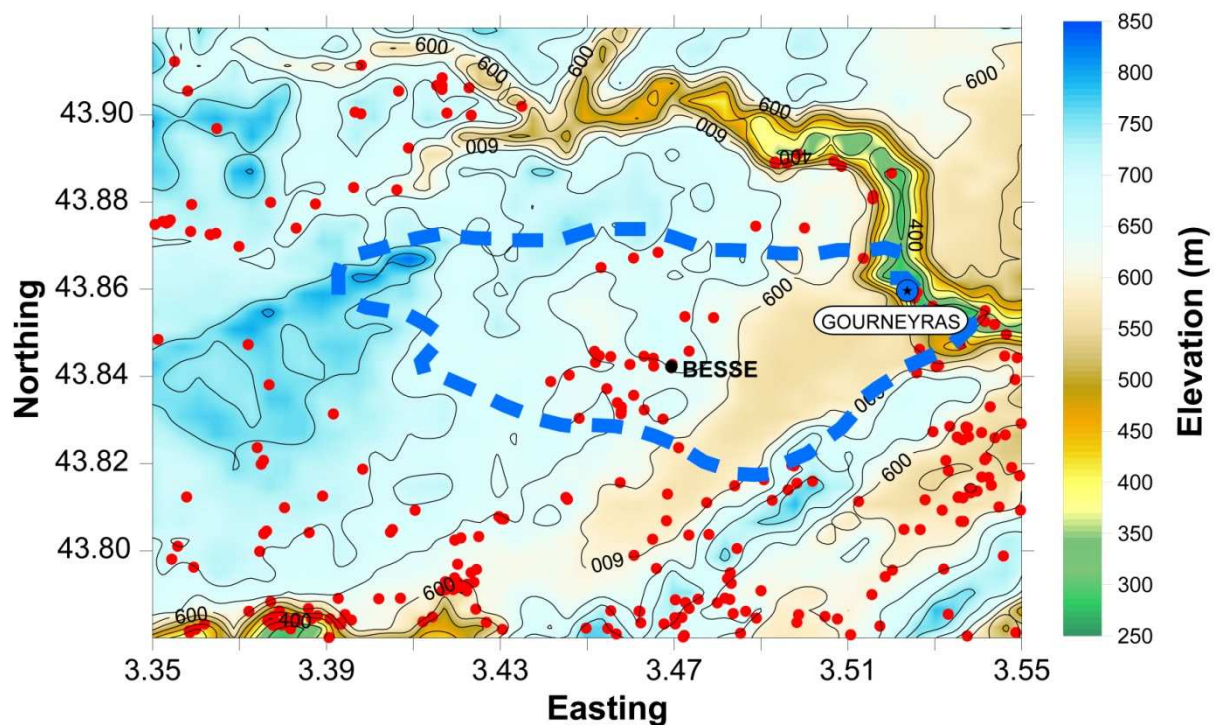


Figure 4.15 : Topographie du système karstique de Gourneyras (MNT ASTER). Les points rouges représentent les cavités karstiques connues (<http://www.grottocenter.org>). Equidistance de 50 m.

La topographie du système karstique de Gourneyras est comprise entre 590 m et 810 m. Les zones les plus élevées sont situées dans la partie Ouest et notamment à proximité de la faille de Vissec. La zone la plus déprimée correspond à une partie d'une paléo vallée orientée SW-NE dont la terminaison est située au niveau de l'exsurgence de Gourneyras (Figure 4.15). Les cavités connues sont regroupées sur un axe Nord-Sud à la limite Ouest cette paléo-vallée. On note l'existence de quelques cavités en fond de vallée, à la limite entre les marnes et calcaires de l'Oxfordien.

4.3.2. Formations superficielles

Les formations superficielles présentes sur le système karstique de Gourneyras sont principalement constituées d'argile rouge (Terra rossa). Elles affleurent à la surface du Causse à la faveur de dépressions karstiques, fissures et poches karstiques. La proximité des reliefs cristallins permet d'observer des dépôts issus de l'érosion de ceux-ci (galets de quartz). Enfin, lorsque les dolomies affleurent, quelques dépôts de sable dolomitique sont visibles à la surface du plateau.

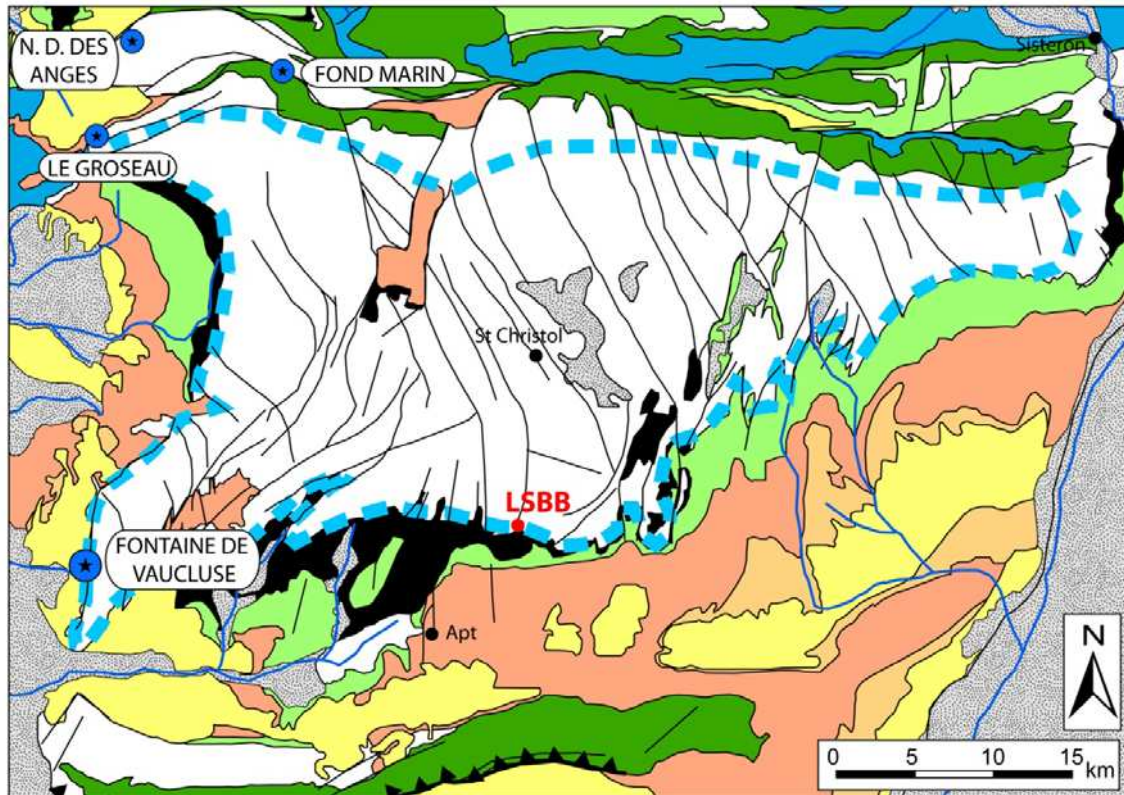
4.3.3. Organisation du système karstique

Peu d'études ont été réalisées sur le système karstique de Gourneyras, et il est difficile de caractériser le comportement hydrogéologique de ce système. Nous avons pu néanmoins extraire quelques caractéristiques de ce système.

De nombreuses sources temporaires et pérennes drainent des eaux du Causse et se positionnent en fond de vallée. Nous nous intéressons plus particulièrement à l'émergence pérenne de Gourneyras. Le débit de cette source non exploitée n'est pas mesuré, il est donc difficile de connaître le comportement hydrogéologique de celle-ci. Cependant le débit lors des crues peut atteindre 20 m³/s (Douchet, 1995), démontrant ainsi la forte capacité de ce système. L'émergence s'effectue au niveau du toit des marnes Oxfordiennes. Elle est constituée d'un conduit unique exploré sur 2200 m et -105 m de profondeur (<http://www.plongeesout.com>). L'émergence de Gourneyras est alimentée uniquement à partir des eaux de pluie, il s'agit donc d'un karst unnaire.

La surface du bassin d'alimentation de la source de Gourneyras est très mal connue. Aucune étude sur ce sujet n'a été effectuée auparavant. A partir de la géologie, de la fracturation et de quelques traçages, nous avons pu établir une limite géographique au bassin versant (Figure 4.14 et Figure 4.15). Ainsi l'Oxfordien marneux constitue la limite inférieure du système. Les traçages géochimiques permettent d'établir une limite grossière au Nord et au Sud du bassin. La topographie, la fracturation et les traçages géochimiques permettent d'établir une limite approximative au Nord et au Sud du bassin. La surface du bassin d'alimentation est estimée à 40 km² (<http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr>).

5 Le système karstique du Vaucluse



Cadre géologique

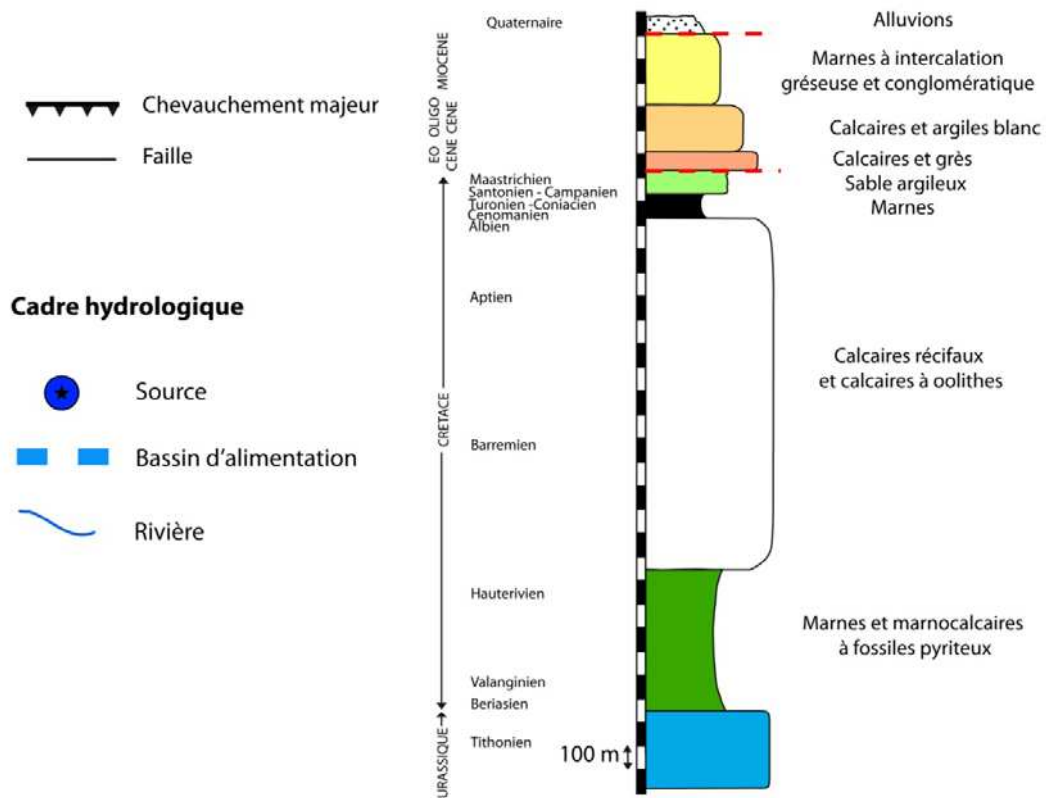


Figure 4.16 : Contexte géologique et hydrogéologique du système karstique de Vaucluse, modifié d'après Puig (1987).

5.1. Lithologie et stratigraphie

La série stratigraphique du plateau du Vaucluse est marquante par sa puissance. La base de cette série est constituée de calcaires et marnes datées du Jurassique. Elle affleure au Nord du plateau à la faveur d'accident E-W. Une épaisse série marneuse et marno-calcaire (du Valanginien à l'Hauterivien supérieur) s'est déposée en concordance sur les séries du Jurassique. Elle affleure sur la limite Nord du plateau (Figure 4.16). D'un point de vue hydrogéologique, cette série constitue la base imperméable de l'aquifère du plateau du Vaucluse. Les calcaires récifaux et calcaires à oolithes, déposés entre l'Hauterivien supérieur et l'Aptien, ont une épaisseur totale de 1500 m. Cette série carbonatée affleure sur tout le plateau et héberge l'aquifère de la Fontaine de Vaucluse. La série marneuse de l'Aptien moyen et supérieur est visible à la limite Sud du plateau sur une épaisseur pouvant atteindre 200 m. Cette série imperméable permet la mise en charge d'une partie de l'aquifère karstique sous le bassin d'Apt. Les séries du Crétacé Terminal et du Tertiaire affleurent au niveau du bassin d'Apt. Ainsi, plusieurs formations d'origine continentale se sont déposées en discordance sur les séries de l'Aptien supérieur :

- Les formations sablo-marneuses du Crétacé Supérieur (Albien à Maastrichtien) pouvant atteindre 800 m d'épaisseur. Elles sont réduites à quelques dizaines de mètres d'épaisseur dans le bassin d'Apt.
- Les calcaires et sables argileux de l'Eocène, d'épaisseur 80 m.
- Les calcaires et argiles blancs de l'Oligocène, d'épaisseur ~200 m.
- Les marnes à intercalations gréseuses et conglomératiques datées du Miocène, d'une épaisseur maximale de 500 m.

Enfin, les dépôts principalement alluvionnaires du Quaternaire sont visibles à proximité des cours d'eau.

5.2. Structure et Fracturation

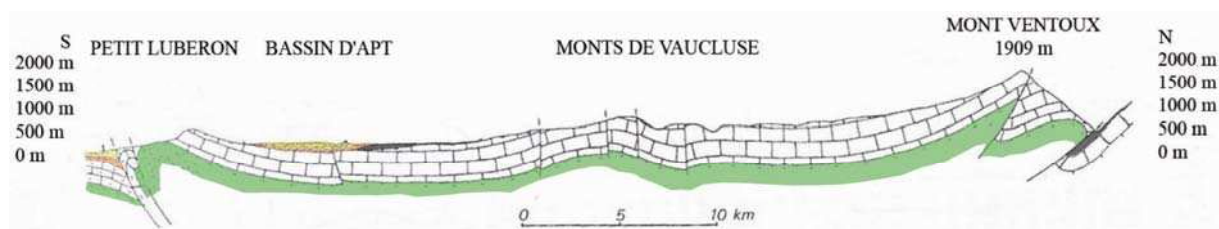


Figure 4.17 : Coupe géologique du plateau du Vaucluse, modifiée d'après Puig (1987).

Le système karstique du Vaucluse montre une structure héritée d'une tectonique régionale riche et mouvementée. Au Nord du système, une écaille met en contact une structure anticlinale sur une structure synclinale à cœur de Jurassique, toutes deux déversées vers le Nord. La structure même du plateau est constituée d'une dalle pseudo-monoclinale à pendage SW qui chevauche les écailles du flanc Nord (Figure 4.17). Au Sud, le synclinal du bassin d'Apt recouvre la dalle Crétacé du plateau. Enfin, les carbonates du plateau réapparaissent au

niveau du Lubéron en une structure anticlinale déversée vers le Sud et chevauchant les terrains Tertiaire situés plus au Sud. Bien que le plateau ne soit pas réellement plissé, il conserve des marques importantes de la tectonique régionale. De nombreuses failles inverses et décrochantes cloisonnent les carbonates (Figure 4.16 et Figure 4.17). A l'Ouest, la faille de la Fontaine de Vaucluse abaisse la terminaison occidentale du plateau sous le bassin Tertiaire de Carpentras. Enfin on note, dans la partie Nord du plateau, la présence du fossé d'effondrement de Sault orienté NNE-SSW (Figure 4.16).

La synthèse de la fracturation présentée ici s'inspire très largement des travaux de Couturaud (1993). Les différentes phases tectoniques ont appliqué de fortes contraintes sur les séries sédimentaires conduisant à une déformation cassante sur le plateau. Différentes approches ont été utilisées pour répertorier les directions de la fracturation. La photo-interprétation de clichés aériens et satellitaires ainsi qu'une étude à l'échelle de l'affleurement ont permis de distinguer 4 orientations principales de fracturation :

- Un réseau N10E à N40E constitué de failles normales, décrochantes et fentes de tension
- Un réseau N150E à N170E, très visible et prédominant à l'échelle du plateau, constitué de failles décrochantes d'extension kilométrique et de fentes de tension
- Un réseau N60E à N80E présent dans une moindre mesure et représenté par quelques failles décrochantes et fentes de tension
- Un réseau N90E à N110E peu présent sur le plateau mais correspondant à la direction des grands chevauchements présents plus au Nord et au Sud (Mont Ventoux, Lubéron...).

En raison de l'étendue du système karstique du Vaucluse, des variations spatiales de l'orientation de la fracturation ont été observées. Ainsi, certaines orientations peuvent apparaître selon la zone étudiée mais ne sont pas caractéristiques du système entier.

5.3. Hydrologie du système karstique du Vaucluse

5.3.1. Topographie

La topographie du Causse oscille entre 84 m et 1750 m. Les zones les plus élevées sont présentes au niveau de la chaîne Ventoux-Lure ainsi que sur un segment haut orienté NW-SE au Sud du système (Figure 4.18). Les bassins sédimentaires (Apt et Carpentras) sont déprimés par rapport au plateau. Les cavités connues sont réparties dans les zones d'altitudes basses du plateau et sont absentes des zones d'altitudes importantes. Certaines cavités très profondes (trou souffleur) permettent d'accéder au toit de la zone saturée. On note l'existence de quelques cavités à la limite entre les carbonates du plateau et la série marneuse de l'Aptien supérieur.

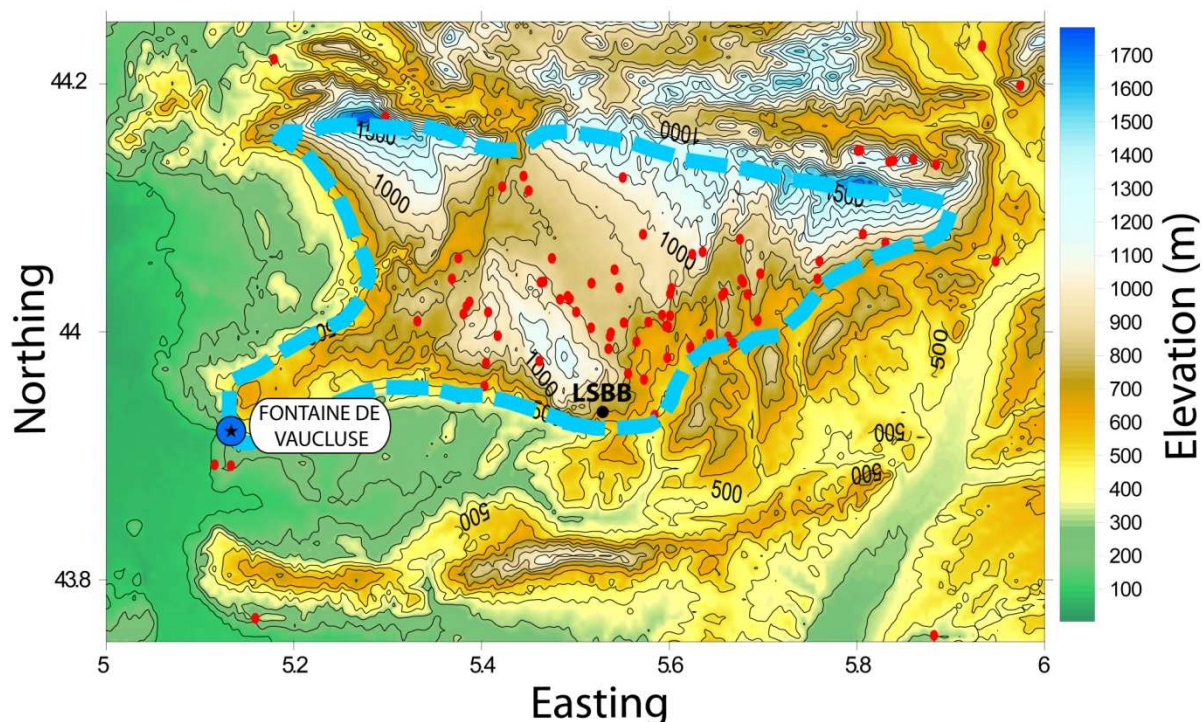


Figure 4.18 : Topographie du système karstique du Vacluse (MNT ASTER). Les points rouges représentent les cavités karstiques connues (www.grottocenter.com). Equidistance de 100m.

5.3.2. Organisation du système karstique

La Fontaine de Vacluse (FDV) est l'exutoire principal d'une grande zone karstique comprenant le Mont Ventoux, le plateau d'Albion et la montagne de la Lure. Il s'agit de la plus importante source karstique de France. Le débit de la Fontaine de Vacluse est mesuré quotidiennement par la DREAL PACA. La hauteur d'eau est mesurée au niveau du Sorgomètre depuis 1850 et la loi utilisée pour estimer les débits est inchangée depuis cette date. Sur la période 1967-2012 le débit moyen annuel est estimé à $17.8 \text{ m}^3/\text{s}$ (www.hydro.eaufrance.fr). Ce débit peut atteindre $85 \text{ m}^3/\text{s}$ en période de crue (1994) et descendre jusqu'à $3.77 \text{ m}^3/\text{s}$ (1990) en période d'étiage. L'émergence de type Vaclusienne se fait à la faveur d'un accident N-S séparant le Mont-Vacluse du bassin Tertiaire de Carpentras (84m d'altitude). Elle se présente sous la forme d'une vasque en surface au dessous de laquelle un conduit noyé a été exploré jusqu'à 308 m de profondeur. Le drain principal se situe à -250m du niveau actuel de la mer et s'est formé au moment de la crise Méssinienne. De nombreux griffons sont visibles en aval de l'émergence. La Fontaine de Vacluse est d'un système karstique unaire, alimentée à 98% par les eaux de pluie (Puig, 1987; Emblanch et al., 2003).

Le bassin d'alimentation du système karstique du Vacluse a été déterminé au moyen de différentes méthodes (Puig, 1987). La géologie impose une limite inférieure au niveau des marnes et marno-calcaire de l'Hauterivien supérieur. La topographie limite le bassin au Nord, au niveau de la ligne de crête de la chaîne Ventoux-Lure. Cette limite peut, selon l'état

hydraulique du karst, se déplacer de part et d'autre des lignes de crête. Au sud, les dépôts du bassin d'Apt constituent une barrière captive. Sous ce bassin les carbonates du plateau se prolongent jusqu'au Lubéron (Figure 4.17). La faible karstification des carbonates sous le bassin et les temps de séjour extrêmement longs des eaux présentes dans cette série montrent le caractère indépendant de cette zone vis-à-vis du bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse (Puig, 1987). De plus, les études piézométriques et la chimie des eaux des sources pérennes autour du Lubéron montrent une implication négligeable de cette zone dans l'alimentation de la Fontaine de Vaucluse. Au Sud, le bassin d'alimentation du système karstique du Vaucluse se limite donc à l'interface entre le plateau carbonaté de Vaucluse et les sédiments du bassin d'Apt. A l'Ouest le bassin d'alimentation est limité par le bassin sédimentaire de Carpentras. De nombreux traçages artificiels ont permis d'étendre la surface du bassin d'alimentation à une grande partie des affleurements carbonatés du plateau (Figure 4.16). Toutes ces observations de terrains ainsi qu'un bilan de masse ont permis d'établir une surface du bassin d'alimentation de l'ordre de 1230 km² (Puig, 1987). Il est représenté en pointillé bleu sur les Figure 4.16 et Figure 4.18.

5.3.3. Schéma de fonctionnement du système karstique de la Fontaine de Vaucluse

En raison de sa dimension importante et de ses caractéristiques uniques en France, le système karstique de la Fontaine de Vaucluse est largement étudié. Ainsi, l'étude des concentrations en magnésium des eaux de la FDV a permis d'identifier un schéma de fonctionnement de ce système (Blavoux & Mudry, 1983) (Figure 4.19) :

- La fin de la période d'étiage est marquée par un faible débit et une forte concentration en Mg²⁺ caractérisant les eaux de réserve. Lors des premières précipitations, le débit augmente mais la concentration en Mg²⁺ reste stable, cette phase correspond à la chasse des eaux de réserve par l'onde de crue.
- Lors de la deuxième phase, le débit continue d'augmenter et la concentration en Mg²⁺ diminue. Cette étape correspond, selon les auteurs, à l'arrivée du ruissellement souterrain peu minéralisé et donc du flux rapide.
- Une autre phase de fonctionnement se met alors en place avec un débit qui diminue tout en gardant une minéralisation faible. Cette phase caractérise le début de la décrue avec néanmoins des apports par ruissellement importants.
- Enfin la dernière phase du schéma fonctionnel correspond à un débit faible mais à une augmentation progressive de la concentration en Mg²⁺. Le ruissellement cesse progressivement et laisse place aux eaux de la zone noyée.

Ce schéma de fonctionnement met en jeu des proportions variables d'écoulements issus de la zone saturée et de la zone non saturée (ZNS) au cours d'une saison hydrogéologique. Ces résultats mettent en évidence le caractère fonctionnel de la zone non saturée en termes de transmission rapide de l'eau vers l'exutoire.

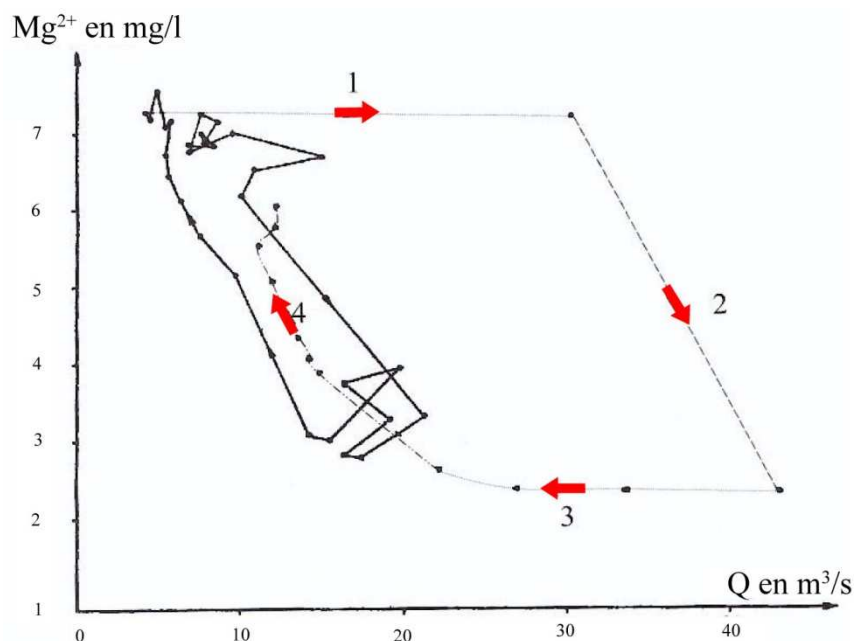


Figure 4.19 : Relation concentration en Mg^{2+} – débit à la Fontaine de Vaucluse sur le cycle hydrologique de 1981-1982 (Modifié d'après Blavoux & Mudry, (1983).

5.3.4. La zone non saturée : une réserve d'eau importante

L'analyse, faite par Garry (2007), des relations magnésium, matière organique et silice sur des écoulements en ZNS a permis de différencier 3 types de fonctionnement de celle ci. Ces 3 traceurs du temps de transit de l'eau au sein de l'encaissant donnent des informations sur des échelles de temps différentes. Ainsi Garry (2007) décompose le fonctionnement de la ZNS selon 3 ensembles :

- Un ensemble transmissif, avec des temps de séjour faibles et donc des stocks d'eau faibles.
- Un ensemble capacitif, où la vitesse d'écoulement est faible (plusieurs mois) et des stocks d'eau potentiellement importants.
- Un ensemble intermédiaire, à la fois transmissif et capacitif, où les écoulements montrent un caractère impulsif mais aussi inertiel.

La zone non saturée joue un rôle à la fois de stockage mais aussi de transfert rapide de l'eau vers l'aquifère et l'exutoire. Ainsi, Emblanch (2003) et Batiot (2003), à partir de mesures de Carbone Inorganique Total Dissout et $^{13}C_{TDIC}$, ont évalué les apports d'eau issus de la ZNS sur le débit de la FDV. Ces apports sont estimés entre 15% et 30% du débit total de la FDV quelque soit le contexte climatique de la période d'étude avec des apports dépassant les 50% lors de crues automnales (Figure 4.20). En utilisant plusieurs sous-ensemble pour la ZNS (transmissif, capacitif, intermédiaire), Garry (2007) estime la part des eaux de la ZNS à l'exutoire à 45% en moyenne sur une saison hydrologique. Les auteurs ont ainsi pu mettre en évidence le rôle fondamental que joue la zone non saturée quant à son soutien aux débits à l'exutoire et notamment après un étiage marqué.

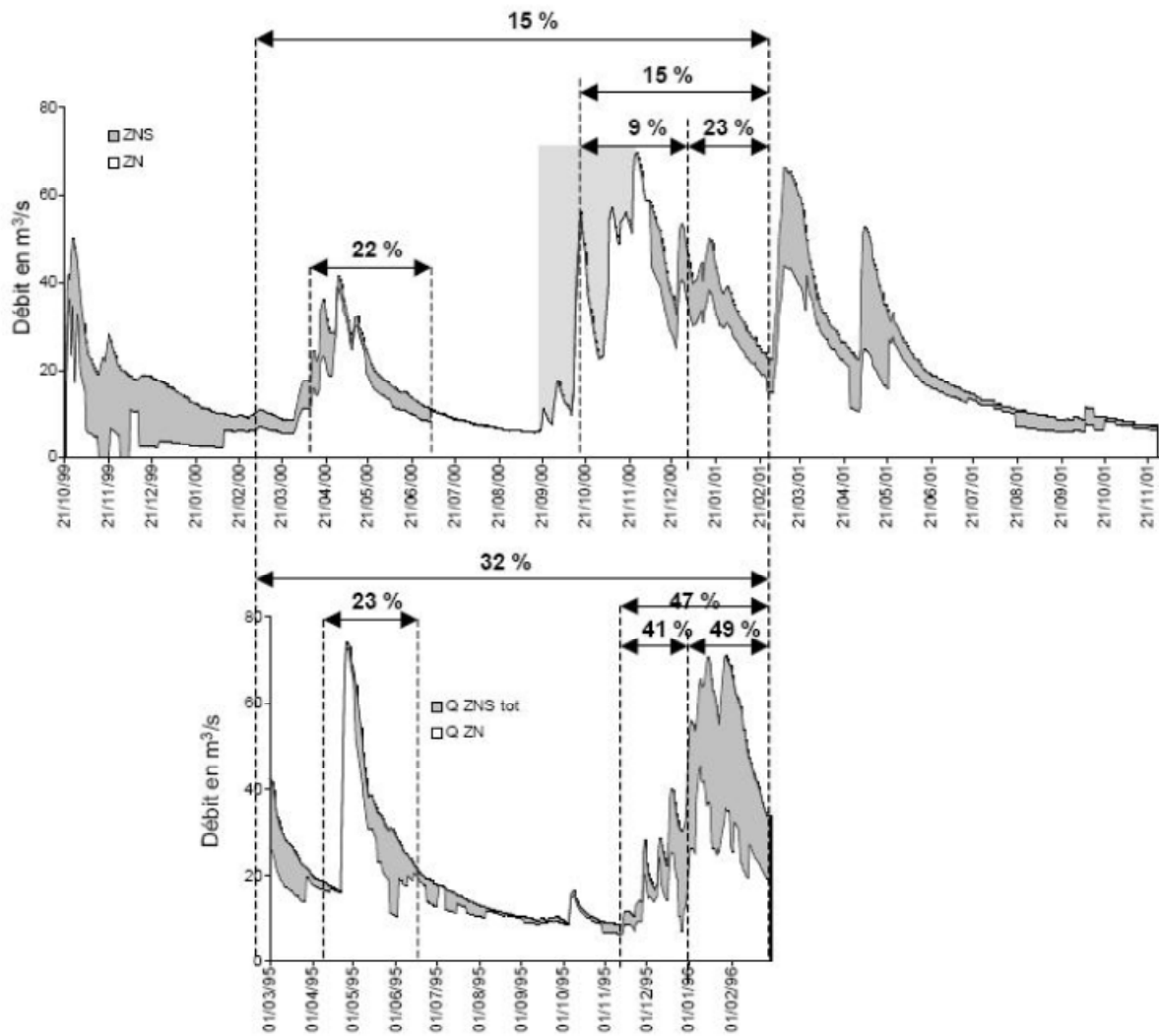


Figure 4.20 : Participation de la zone non saturée (gris) et de la zone saturée au débit total de la Fontaine de Vaucluse pour les périodes 1995-1996 et 1999-2001, d'après Batiot (2003). Les valeurs décrites sur la figure correspondent aux proportions d'eau issue de la ZNS durant différentes périodes.

5.4. Le laboratoire souterrain à bas bruit (LSBB)

Ce site se situe sur la bordure Sud du bassin d'alimentation de la FDV. La galerie a été creusée dans le massif en 1966 dans un cadre militaire pour la stratégie de dissuasion nucléaire française. Le site a été ensuite cédé à la communauté scientifique en 1998. La galerie militaire a ainsi été reconvertie en Laboratoire Souterrain à Bas Bruit. Cette galerie s'étend sur une longueur totale de 3.3 km et peut être séparée en 2 branches : le tunnel principal de 1560 m de long sur 3.7 m de large et la galerie de secours de 1750 m de long et 1.7 m de large. L'ensemble des parois de la galerie est recouverte de béton armé sur 70 cm d'épaisseur. Le tunnel s'enfonce sous le massif pour atteindre une profondeur maximale de 519 m sous la surface (Figure 4.21).

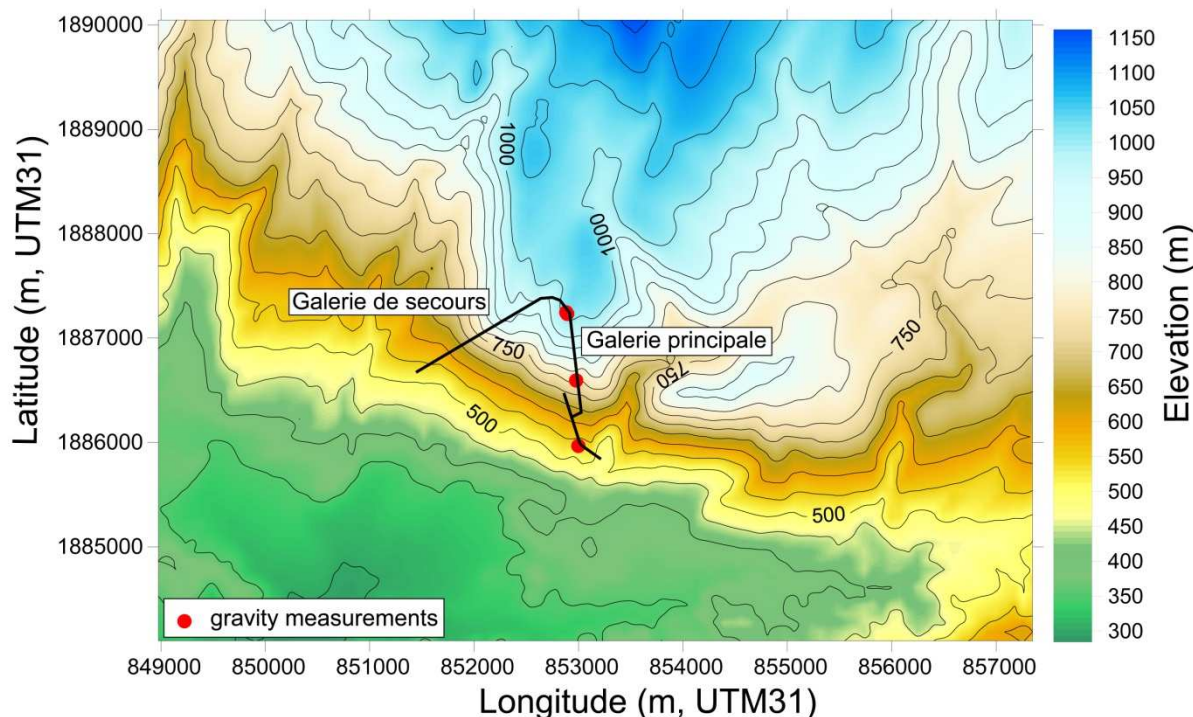


Figure 4.21 : Topographie autour du LSBB et position de la galerie par rapport à celle-ci. Les points de mesures gravimétriques sont notés en rouge.

La galerie est creusée dans un monoclin penté vers le Sud-ouest et affecté par des failles N-S et NE-SW. Le LSBB permet un accès à la zone non saturée du système sur des profondeurs variables. Il autorise ainsi l'étude conjointe du fonctionnement de celle-ci dans sa partie supérieure (épikarst) et plus profonde (zone d'infiltration).

6 Contexte climatique

Nous décrivons ici le contexte climatique de chacun de nos sites d'études. Malgré leurs proximités chacun des sites a une signature climatique propre que nous détaillons ci-après.

6.1. Précipitation

Les différents secteurs étudiés sont soumis à un régime climatique Méditerranéen. Cependant les périodes de précipitation varient d'un secteur à l'autre. Ainsi, la région Nord Montpelliéraine est caractérisée par des précipitations automnales importantes en lien avec des épisodes Cévenols actif à cette période. Les mois d'été sont secs, l'hiver et le printemps pluvieux (Figure 4.22). La région du Vaucluse n'est pas soumise de façon aussi intense aux épisodes Cévenols. Il en résulte cependant deux périodes pluvieuses (automne et printemps) intercalées par des périodes sèches (Hiver et Été).

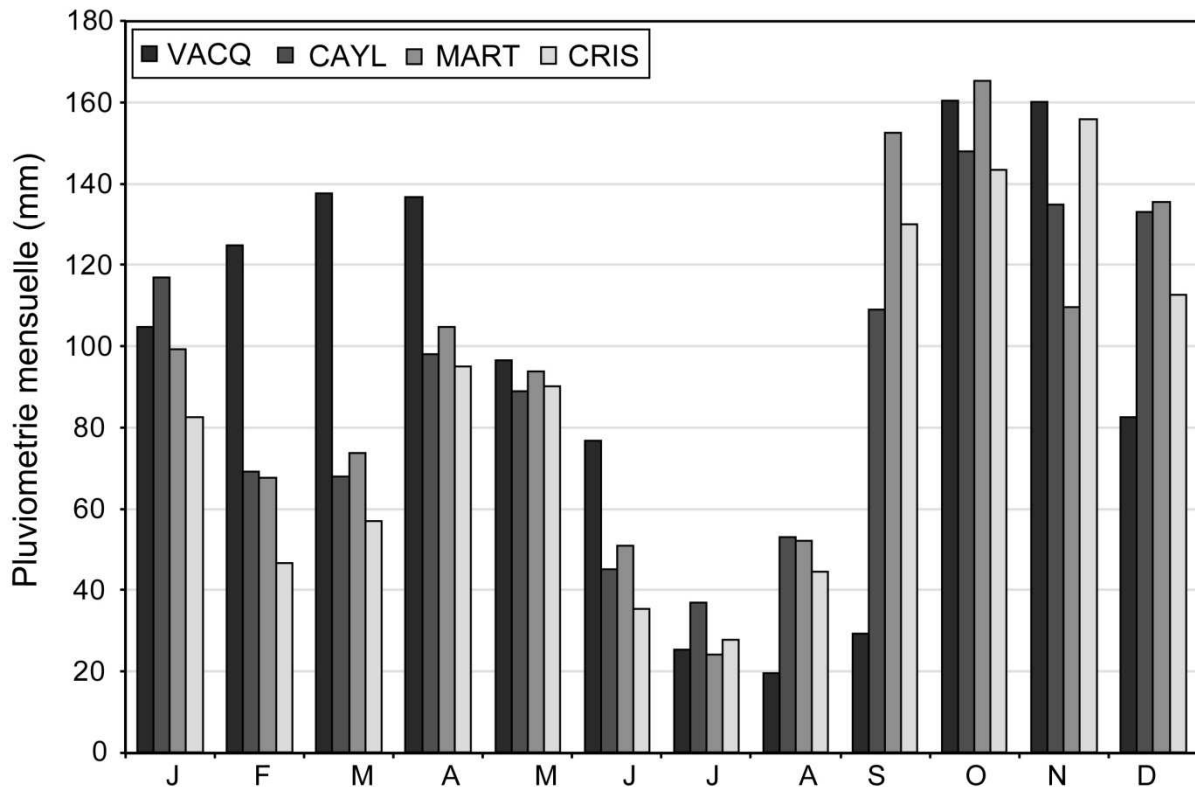


Figure 4.22 : Pluviométrie moyenne mensuelle à la Vacquerie (VACQ) (Gourneyras, 2007-2011), Caylar (CAYL) (Durzon, 1995-2011), Saint-Martin-de-Londres (MART) (Lamalou, 1998-2011) et à Saint-Christol (CRIS) (Vaucluse, 1999-2011). Données Météo France.

Sur un même site il peut exister une variabilité spatiale de la pluviométrie influencée notamment par la topographie. Les systèmes karstiques du Lamalou et de Gourneyras ont probablement des précipitations spatialement homogènes du fait de leurs faibles variabilités topographiques. La comparaison de la pluviométrie sur différents sites du bassin d'alimentation du Durzon montre les variations des précipitations ne dépassant pas 15% (Jacob, 2009). L'intensité des précipitations sur le Durzon peut donc être considérée comme homogène. L'étagement altitudinal du système karstique du Vaucluse, allant de 84 m pour l'exutoire (Fontaine de Vaucluse) à 1912 m pour le sommet du Mont-Ventoux, implique l'existence de gradients altimétriques des précipitations (Puig, 1987). Les précipitations sur ce bassin sont très variables. Nous utiliserons les valeurs de précipitation mesurées à Saint-Christol par Météo-France et considéreront qu'elles sont valides pour le site du LSBB. Les moyennes mensuelles de la pluviométrie sont du même ordre de grandeur sur tous les sites exceptés à la Vacquerie. La pluviométrie moyenne mensuelle à la Vacquerie a été estimée sur une courte période par rapport aux autres sites. Cela induit un biais, d'autant plus que ces années là ont été plus arrosée en hivers et plus sèche en été qu'à l'accoutumé.

6.2. Evapotranspiration

L'évapotranspiration est un double processus composé d'une évaporation physique (sol) doublé d'une 'transpiration' physiologique (plantes). L'évapotranspiration se produit s'il y a

présence d'eau mobilisable dans le sol et si l'atmosphère exerce une demande évaporatoire (atmosphère non saturée).

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est définie comme l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface de gazon en pleine croissance, de hauteur uniforme et abondamment pourvue d'eau. L'ETP permet de représenter la demande évaporatoire de l'atmosphère et son estimation nécessite uniquement la connaissance de paramètres liés à celle-ci. L'estimation de l'ETP est principalement basée sur la température, le rayonnement incident, l'aérodynamique. Plusieurs méthodes sont utilisées pour calculer l'ETP (Penman-Monteith, Thorntwaite, Mc Guinness et Bordne) et son estimation peut varier fortement selon la formule utilisée (Oudin, 2004). L'évapotranspiration potentielle utilisée dans ce mémoire est calculée selon la méthode de Penman-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965) et fournie par Météo France aux stations météorologiques les plus proches de chacun de nos sites karstiques. Pour le Lamalou nous utilisons l'ETP calculée à la station Saint-Martin-de-Londres situé à 9 km au Sud-ouest du site. L'ETP à Gourneyras est fournie par la station Vacquèrerie à 4 km au Sud du système. La station de Saint-Christol donne l'ETP pour la zone du LSBB étant située à 13 km au Nord de celui-ci. Enfin l'ETP est estimée à la station du Caylar, 7 km au Sud du bassin d'alimentation du Durzon. La Figure 4.23 montre les moyennes mensuelles pour chacun des sites sur une période s'étalant de 5 à 15 ans. On observe une évapotranspiration potentielle importante durant les mois sec d'été et des valeurs minimales pour les mois froid d'hivers.

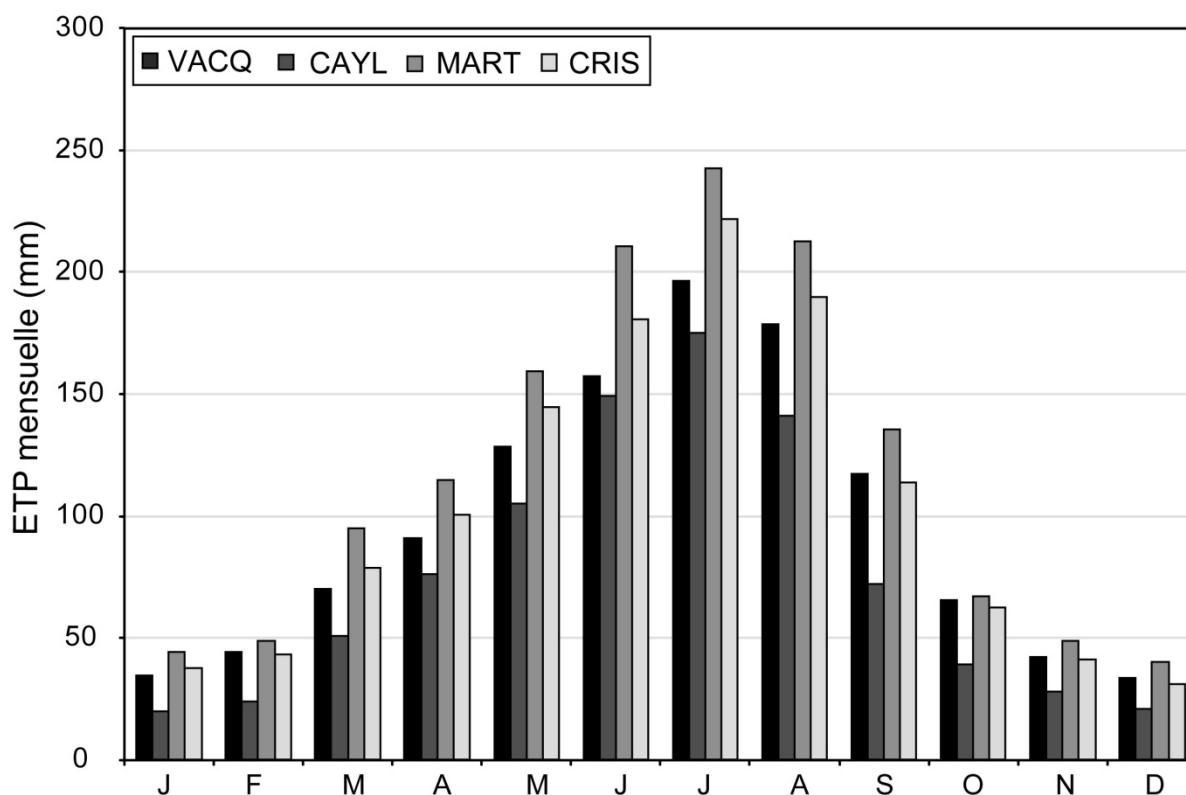


Figure 4.23 : Evapotranspiration potentielle mensuelle moyenne aux stations Vacquèrerie, Caylar, Saint-Martin-de-Londres et Saint-Christol (données Météo-France).

L'ETP moyen mensuel n'observe pas de grande variabilité d'un site à l'autre. Néanmoins, on peut noter un ETP mensuel toujours plus important au site de Saint-Martin-de-Londres probablement liée à la position plus au Sud de cette station ainsi qu'à son altitude.

Le calcul de l'ETP ne prend pas en compte les particularités du sol. En effet, l'évapotranspiration réelle dépend de la demande atmosphérique mais aussi du stock d'eau disponible. On définit l'évapotranspiration réelle (ETR) comme le flux d'eau qui repart réellement vers l'atmosphère. Ce flux dépend de l'état hydrique du sol, du type de sol, du type de végétation et des paramètres atmosphériques. La mesure de l'ETR est un domaine de recherche actif qui associe toutes les échelles partant de l'approche in-situ (tour de flux) jusqu'aux estimations par télédétection. On peut représenter l'ETR quotidien en fonction de l'ETP quotidien en la multipliant par un coefficient (k) :

$$ETR_d = k \cdot ETP_d$$

Ce coefficient traduit le fait que la lame d'eau évaporée réellement n'est pas forcément égale à celle prédite par l'ETP pour laquelle l'état hydrique du sol n'entre pas en compte. k peut être approximé à partir de l'ETR annuelle (formule de Turc (Turc, 1961)) et de la somme annuelle de l'ETP quotidienne. Cette estimation correspond à la moyenne annuelle du rapport entre l'ETR et l'ETP. En réalité, il varie au cours de la saison en fonction de l'état de croissance des plantes et de la disponibilité en eau dans la zone racinaire (Allen et al., 1998) (Figure 4.24).

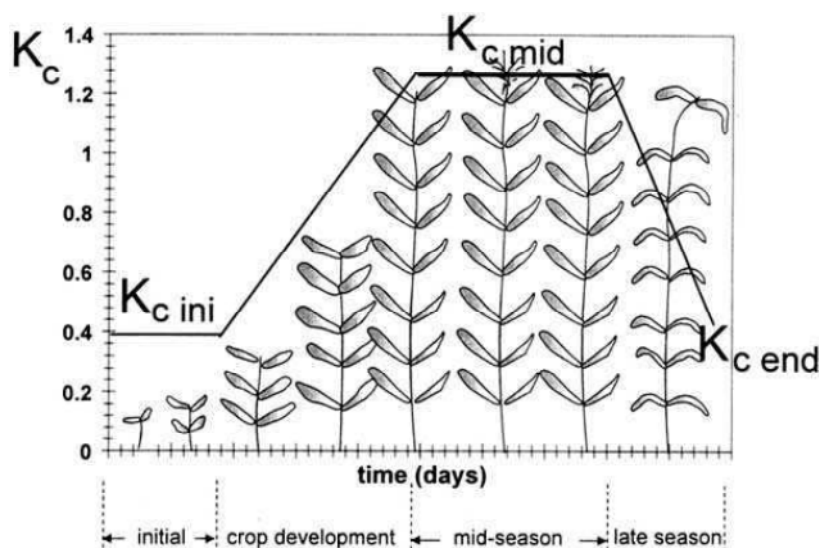


Figure 4.24 : Evolution type du coefficient k (ici K_c) selon le stade de croissance des plantes, d'après Allen et al. (1998).

Le coefficient k , tel que nous l'avons déterminé pour ce mémoire permet de boucler le bilan annuel mais n'évolue pas au cours de la saison. Pour le système karstique du Durzon, Jacob (2009) a déterminé, à partir d'un bilan de masse à l'échelle du bassin, une valeur de k comprise entre 0.5 et 0.8 pour une surface de bassin de $\sim 100 \text{ km}^2$. La formule de Turc a été utilisée, pour calculer le coefficient k sur les 3 autres sites que nous étudions. Les valeurs de k que nous utiliserons tous au long de ce mémoire, sont indiquées en Table 4-1.

Site	Lamalou	Durzon	Gourneyras	Vaucluse
k	0.51	0.65	0.49	0.47
σ_k	0.07	ND	0.04	0.05

Table 4-1 : Moyenne du coefficient k et écart-type associé pour les sites étudiés

Les coefficients k de chacun des sites ont été estimés sur plusieurs années et moyennés afin de limiter les effets purement saisonniers (années sèches ou pluvieuses).

5. Les instruments de mesures de la gravité

La mesure de pesanteur a pour base la loi fondamentale de la dynamique. Un corps de masse m , placé dans un champ gravitationnel \vec{g} subit une force \vec{F} qui lui est proportionnelle :

$$\vec{F} = m\vec{g} \quad (5-1)$$

Tout instrument capable de mesurer une force peut être qualifié de gravimètre. La gravimétrie s'intéresse au module vertical de la pesanteur \vec{g} .

Deux grandes familles d'instruments permettent de mesurer la pesanteur sur terre : les gravimètres absolus et les gravimètres relatifs. Les gravimètres absolus mesurent g en utilisant les standards S.I. de mesure du temps et de distance. Ils permettent l'obtention de la valeur 'vraie' de la pesanteur en un point donné, soit environ 9.81 m/s^2 . Au cours de l'histoire des sciences deux principes physiques ont permis l'élaboration des gravimètres absolus. Les premiers gravimètres absolus étaient des pendules simples. Dans un cas idéal, la période d'oscillation du pendule va être reliée à g et à la longueur du fil pendulaire. C'est au XVIII^{ème} siècle que les premiers gravimètres absolus pendulaires sont apparus pour mesurer g à 10 mGal près. Les améliorations apportées avec le pendule réversible permirent d'obtenir une valeur de g à 0.1 mGal près. Dans les années 1950, les gravimètres absolus à chute libre sont apparus. Le principe de ces instruments est de mesurer g à partir de la trajectoire d'un objet (position en fonction du temps). L'augmentation de la précision a été très importante grâce à ce type de gravimètres et l'on obtient des valeurs absolues de g au μGal près. De nos jours, un nouveau type de gravimètres est en train d'être testé. Il s'agit de gravimètre atomique basé sur le principe d'interférométrie atomique et non photonique.

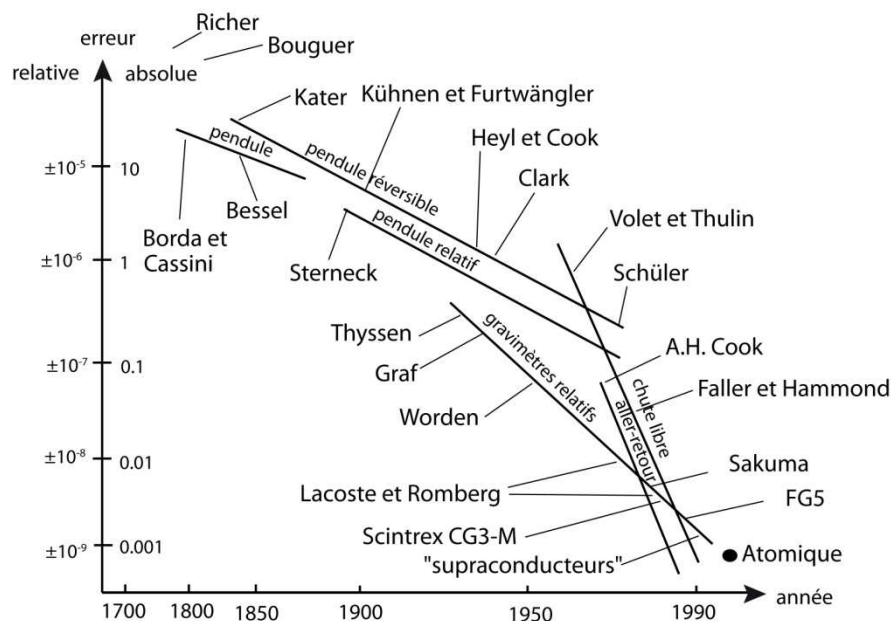


Figure 5.1 : Précision relative et absolue des gravimètres terrestres depuis le XVIII^{ème} siècle, d'après Torge (1989) dans Merlet (2010).

Les gravimètres relatifs ne sont pas directement reliés aux standards S.I. de temps et de distance. Ainsi, un gravimètre relatif permettra de mesurer des différences de gravité entre plusieurs points d'observations mais ne donnera pas la valeur 'vraie' de g en ces points. Par contre, la grandeur mesurée par ces gravimètres peut être reliée à la valeur 'vraie' par un étalonnage avec un gravimètre absolu. Si des gravimètres relatifs pendulaires ont existé par le passé, les gravimètres relatifs à ressort ont pris le pas depuis le début du XX^{ème} siècle. L'extension du ressort va être liée à la masse suspendue, au coefficient de rigidité du ressort et à la valeur de g . Les variations de gravité agissant sur une masse donnée sont compensées par une force de réaction mesurable. L'évolution de cette force de réaction traduit l'évolution de g . On distingue d'abord les gravimètres relatifs dits « de terrain » : Lacoste et Romberg ou les Scintrex CG3 et CG5. Leurs tailles permettent une bonne portabilité et l'on peut effectuer facilement des levés gravimétriques avec une précision < 0.01 mGal. Il y a ensuite les gravimètres dits « stationnaire » comme le gravimètre supraconducteur commercialisé par GWR (<http://www.gwrinstruments.com/>) et le G-phone commercialisé par Micro-g Lacoste (<http://www.microglacoste.com/>). Ces derniers instruments enregistrent de manière quasi-continue les variations de g et ceux de manière très précise. Dans ce travail de thèse nous avons utilisé le gravimètre absolu FG5 produit par Micro-Lacoste (Niebauer et al., 1995) ainsi que le gravimètre relatif CG5 construit par Scintrex (<http://scintrexltd.com/>).

En métrologie un vocabulaire particulier permet de définir les capacités de chaque instrument testé et utilisé. Pour mémoire, nous donnons ici quelques définitions de termes métrologiques qui vont nous servir dans la présentation des capacités des appareils de mesures gravimétriques. Selon le sens général du mot, une erreur est toujours en relation avec quelque chose de juste ou de vrai, ou qui est considérée comme tel. Par définition l'erreur absolue d'une grandeur mesurée est l'écart qui sépare la valeur expérimentale de la valeur que l'on a de bonnes raisons de considérer comme vraie. Dans le cas où l'on connaît la valeur vraie d'une mesure, l'erreur commise en expérimentation s'appelle l'exactitude. Lors de la plupart d'essais expérimentaux, on ne possède pas de valeur de référence vraie. On ne dispose que des valeurs expérimentales. Néanmoins, par une critique objective des moyens utilisés pour faire la mesure, on peut se faire une idée de l'« erreur » maximale qu'on peut avoir commise, « erreur » que l'on appelle de façon plus appropriée incertitude. La précision de mesure désigne la gamme de valeur dans laquelle on lira la mesure. De façon métaphorique, la précision désigne la taille de la pointe d'une flèche sur une cible. La répétabilité désigne la capacité qu'on l'on a de retrouver la même valeur pour une nouvelle mesure sans changement de condition.

1 Le gravimètre absolu FG5

1.1. Fonctionnement

Le gravimètre absolu FG5 est un instrument transportable de haute précision permettant de mesurer l'accélération verticale de gravité. La mesure de g se fait selon le principe de la chute verticale d'une masse dans une enceinte sous vide. Le gravimètre est constitué de 3 entités : la chambre de chute, une isolation sismique et un système de mesures de temps et de distance (*Figure 5.2*). La trajectoire de la masse en chute libre est déterminée par interférométrie laser (modèle WEO model 100, laser Hélium-Néon stabilisé par l'iode) et le temps est mesuré très précisément par une horloge atomique au Rubidium assistée par GPS.

Le système FG5 est un interféromètre Mach-Zender modifié. Le faisceau incident issu du laser est scindé en deux par un miroir semi-réfléchissant générant un faisceau 'test' et un faisceau de référence. Le faisceau 'test' se réfléchit sur le coin de cube en chute libre puis sur le coin de cube de référence inertiel, isolé du bruit sismique par le système superspring. Le faisceau 'test' et de référence sont alors recombinaés et passent par une photodiode où sont mesurées les variations d'intensités lumineuses du faisceau (franges d'interférence). La longueur du chemin optique du faisceau de référence est constante alors que celle du faisceau 'test' varie en fonction de la position du coin de cube en chute libre. Des interférences constructives et destructives se forment lorsque la différence des chemins optiques est un multiple de la longueur d'onde du laser λ (c.à.d. lorsque le coin de cube chute de $\lambda/2$) (*Figure 5.2*). Lors de la chute du coin de cube, 600000 franges se forment avec une fréquence de plus en plus rapide. Au final, seulement 700 couples temps-distance sont analysés et servent à obtenir la valeur de g en résolvant par moindres carrés le système :

$$x_i = x_0 + v_0 \left(\tilde{t}_i + \frac{1}{6} \gamma \tilde{t}_i^3 \right) + \frac{1}{2} g_0 \left(\tilde{t}_i^2 + \frac{1}{12} \gamma \tilde{t}_i^4 \right) \quad (5-2)$$

$$\tilde{t}_i = t_i - \frac{(x_i - x_0)}{c} \quad (5-3)$$

où x_i est la position au temps \tilde{t}_i , temps qui prend en compte la nature finie de la vitesse de la lumière c . Comme la lumière a une vitesse finie, une frange est détectée après que l'objet soit passé sur la position x_i (eq. 5-3). x_0 , v_0 et g_0 , la position, la vitesse et l'accélération initiale de l'objet, et γ le gradient vertical de la pesanteur, souvent considéré comme proche de 3 $\mu\text{Gal/cm}$ à la surface de la terre. Dans cette étude le gradient a été mesuré précisément à chacun des sites de mesure absolue à l'aide d'un gravimètre relatif. La valeur de g est donnée en haut de la chambre de chute soit à ~ 1.3 m.

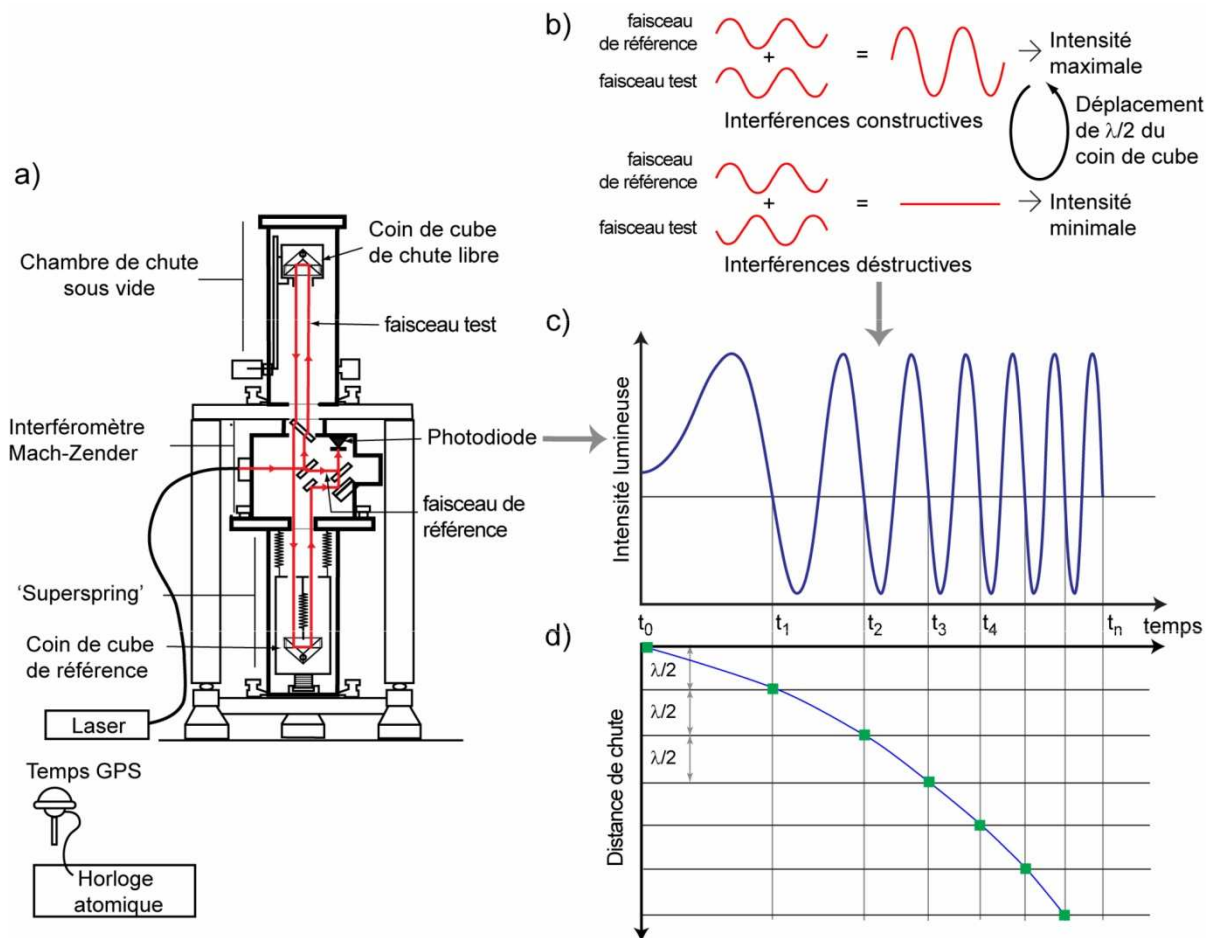


Figure 5.2 : Schéma de fonctionnement du FG5, b) : principe de base d'interférométrie de deux faisceaux de lumière cohérente, c) Franges d'interférences lors d'une chute de l'objet mesuré par la photodiode, d) Couples positions-temps de l'objet en chute libre permettant d'obtenir la valeur de g , modifié d'après Niebauer (1995) dans Jacob (2009).

1.2. Précision et source d'erreurs

La précision d'un instrument de mesure est un élément important pour interpréter de façon correcte les observations. Le FG5 permet de déterminer la valeur de g avec une précision de 1-2 μGal (Niebauer et al., 1995). Les résidus de l'ajustement moindres carrés de la trajectoire sont de l'ordre du nanomètre, ce qui rend compte de la précision du système. Afin de garantir une précision de l'ordre du μGal une attention particulière a été portée sur la structure de l'instrument et lors du montage. La verticalité des rayons et l'alignement parallèle de ceux-ci peuvent influencer la mesure de plusieurs μGal . Lors du montage, ces deux points ont fait l'objet d'une attention particulière.

- Le coin de cube en chute libre a les propriétés optiques suivantes :
- La distance du chemin optique réfléchi par le cube est indépendante d'éventuelle translation horizontale ou rotation de celui-ci.
- Les faisceaux incidents et réfléchis sont toujours parallèles.

La chambre de chute est maintenue à une pression de 10^{-4} Pa afin d'éviter que le coin de cube soit freiné par les particules d'air. Le rôle du superspring est primordial pour une mesure

précise. Celui-ci isole le coin de cube de référence des vibrations sismiques terrestres. En effet, les vibrations induisent des changements de la position du coin de cube de référence, et provoquent une erreur dans l'estimation de la distance et donc dans la valeur de g . L'écart type sur 100 chutes sans le dispositif superspring est dix fois supérieur à celui obtenu avec celui-ci (Jacob, 2009). De même, la chambre de chute est séparée des autres composantes de l'instrument afin de limiter le bruit sismique engendré par la chute sur le coin de cube de référence. La puissance du laser joue aussi un rôle important. Plus le laser est puissant plus l'amplitude des franges sera importante. L'horloge à Rubidium est régulièrement calibrée grâce aux horloges GPS. Une bonne stabilité du temps et de la fréquence du laser est un élément clé de la mesure. En comparant les chroniques d'un FG5 et d'un gravimètre supraconducteur, Van Camp et al. (2005) ont déterminé l'erreur liée à l'installation de l'instrument (erreur humaine) à $1.6 \mu\text{Gal}$.

La mesure avec un FG5 consiste en un ensemble de sets horaires (généralement plus de 12 afin de pallier aux problèmes de modélisations des marées), comportant chacun 100 chutes effectuées à 10 s d'intervalle et répétées toutes les deux heures. Selon le bruit micro-sismique ambiant et la qualité des sites, l'écart type varie entre 5 et $15 \mu\text{Gal}$ pour un set. La valeur de g est donnée par la moyenne pondérée de la valeur obtenue à chaque set. La mesure brute est corrigée des effets de la dynamique terrestre : marée terrestre, surcharge océanique, effets atmosphériques et effets des mouvements des pôles (voir 5.2.3). La période de mesure est de 24h ce qui permet d'atténuer d'éventuelles erreurs sur les corrections de marée ou de surcharge océanique dont les principales périodes sont diurnes ou semi-diurnes. L'incertitude sur la valeur de g est donnée par la formule suivante :

$$\delta_{tot} = \sqrt{\delta_{inst}^2 + \delta_{stat}^2 + \delta_{hum}^2} \quad (5-4)$$

Où δ_{inst} est l'incertitude instrumentale, δ_{stat} l'incertitude statistique et δ_{hum} l'incertitude de montage ($1.6 \mu\text{Gal}$). δ_{inst} est l'incertitude lié aux corrections des effets dynamiques ainsi qu'aux erreurs instrumentales intrinsèques : laser, horloge, et vaut $\sim 1 \mu\text{Gal}$ environ (Niebauer et al., 1995). Lorsque l'on projette g au sol, l'erreur associée à la mesure du gradient est ajoutée de façon quadratique à δ_{inst} . L'erreur statistique prend en compte la dispersion des sets :

$$\delta_{stat} = \sigma_{set} / \sqrt{N_{set}} \quad (5-5)$$

Avec σ_{set} l'écart type sur les sets et N_{set} le nombre de set. σ_{set} vaut entre 0.5 et $2 \mu\text{Gal}$ ce qui donne un δ_{stat} compris entre $0.1 \mu\text{Gal}$ et $0.4 \mu\text{Gal}$. Ceci suppose que le bruit est blanc sur une période de 24 h, ce qui a été vérifié par Van Camp et al. (2005). L'écart type d'Allan du FG5 est estimé entre 30 et $50 \mu\text{Gal Hz}^{0.5}$ pour les sites de mesure pour une période inférieure à 24h. Ainsi l'erreur totale peut être estimée à $\sim 2 \mu\text{Gal}$ et cette valeur sera retenue pour la suite de l'étude.

2 Le gravimètre relatif CG5

Le fonctionnement de tous les CG5 et CG3-M est identique. Néanmoins des différences comportementales existent entre chaque gravimètre. Dans ce travail nous avons utilisé exclusivement le gravimètre relatif CG5#167 et nous détaillerons par la suite le comportement de ce gravimètre.

2.1. Fonctionnement du Scintrex CG5 :

Le gravimètre relatif CG5 a été développé par les industries Scintrex Ltd et succède au CG3-M. Le fonctionnement du capteur de mesure du gravimètre est protégé par un brevet, mais quelques informations générales sont disponibles. Le principe de mesure de gravité est un peson suspendu à un ressort. Le capteur est un ressort plat en silice sur lequel est fixé un corps d'épreuve. La silice apporte des avantages techniques : elle a un coefficient de dilatation thermique faible ($3.5 \cdot 10^{-7} \text{ cm.cm}^{-1}.\text{K}^{-1}$), ce qui la rend moins sensible aux variations de température par rapport à un métal usuel. Elle a un module d'élasticité (module d'Young) très élevé (10^{11} Pa) permettant de minimiser les erreurs de mesure liées à la mécanique du gravimètre.

Lorsque l'équilibre est perturbé par un changement de pesanteur (changement de position du corps d'épreuve), une contre-réaction électrostatique est appliquée permettant à la masse de rester à la même position. Cet asservissement est effectué grâce à deux plaques capacitives placées de part et d'autre du corps d'épreuve (*Figure 5.3*). La mesure de la tension de contre-réaction sur les plaques capacitives donne une mesure indirecte des variations de la gravité. Le fonctionnement est décrit par Vaillant (1986) et permet un positionnement de la masse avec un bruit de $1 \text{ nm.Hz}^{-1/2}$ entraînant une précision instrumentale meilleure à $10 \text{ } \mu\text{Gal}$. Le capteur est inclus dans une chambre sous vide thermostatée ($\sim 40^\circ\text{C}$) afin de l'isoler au mieux des variations de pression et température. Un capteur de température est aussi présent afin d'enregistrer les variations de température (quelques milli Kelvin) au sein de la chambre de mesure pour ensuite pouvoir les corriger (constante TEMPCO).

La conversion entre la tension et une valeur de gravité se fait en multipliant par une constante d'étalonnage GCAL1. Cette constante évolue dans le temps et doit être réévaluée régulièrement. Nous détaillerons l'influence de la constante d'étalonnage dans la suite du chapitre. De plus, le fluage du ressort de quartz entraîne une dérive continue de la mesure de pesanteur. Cette dérive peut être considérée comme linéaire sur une période inférieure à 1 jour. Au-delà, un polynôme de degré supérieur peut la décrire (Bonvalot et al., 1998).

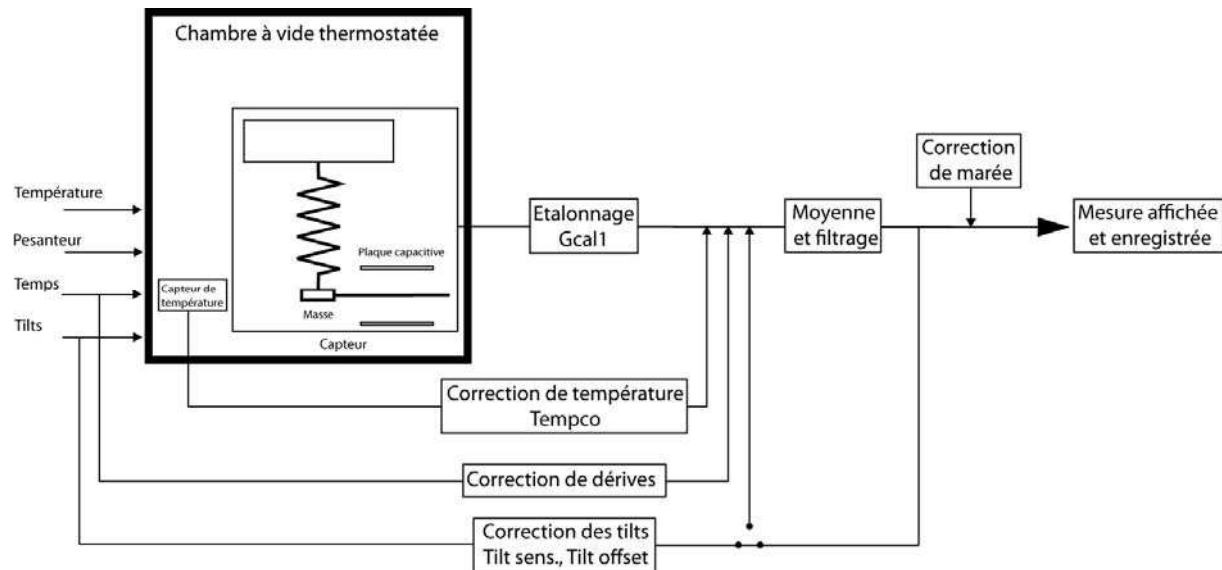


Figure 5.3 : Schéma de fonctionnement interne d'un CG5 montrant les corrections internes appliquées à la mesure de gravité.

2.2. Précision et erreur du gravimètre

Le gravimètre effectue une mesure avec une fréquence de 6 Hz, moyennée chaque seconde, sur une durée prédéfinie par l'opérateur. Suivant les résultats de Merlet (2010) sur le comportement des CG5, on effectue les mesures sur 90 s. Les données s'écartant de plus de trois fois l'écart type sont rejetées. Ainsi, en sortie, une valeur moyenne de toutes les valeurs gardées est proposée. Un bruit blanc est supposé dominer la mesure et l'erreur est définie comme le rapport de l'écart type sur la racine du nombre de données conservé. La résolution du gravimètre est de $1\mu\text{Gal}$ avec une répétabilité de $10\mu\text{Gal}$ (Scintrex limited, 2006).

2.3. Correction des données

Afin de visualiser le signal hydrologique, il faut s'affranchir du signal gravimétrique lié à la dynamique de la terre. Ainsi nous corrigeons la valeur brute des effets de marées terrestres, de surcharge océanique et atmosphérique et enfin des effets de mouvement des pôles.

2.3.1. Correction des effets de marée terrestres et surcharge océanique

Les effets de marées terrestres provoquent des oscillations de g mesurée de l'ordre de 100 mGal environ (Figure 5.4). Les marées terrestres peuvent être prédites assez facilement car elles sont uniquement liées aux positions du soleil et de la lune. Elles ont un effet direct sur la pesanteur par l'attraction qu'à ces astres sur le point d'observation. De plus les marées terrestres ont un effet indirect lié aux variations d'altitude engendrées par la marée et dont l'amplitude dépend de la structure de la croûte. De nombreux modèles sont disponibles actuellement et le résultat varie peu entre eux (quelques μGal). Les effets de marées terrestres sont évalués selon les algorithmes de Longman (Longman, 1960) sur les gravimètres relatifs

Scintrex. Nous corrigeons les effets de marée terrestre en générant les marées avec le modèle de Tamura (Tamura tidal potential development (Tamura, 1987)).

L'attraction des astres solaire et lunaire sur les masses fluides terrestres provoque le phénomène de marée océanique. Les masses océaniques se déplacent sur une période diurne et semi-diurne provoquant de ce fait des variations de gravité de même période. Même si des périodes plus longues ont été observées (15j, 1 mois, ...), ces deux dernières périodes restent les plus significatives. La surcharge océanique a une amplitude de quelques μGals pour nos sites d'étude (*Figure 5.4*). Elle est plus difficile à modéliser du fait de l'influence des tempêtes océaniques. De plus, la topographie des fonds marine et l'irrégularité du trait de cote provoquent des effets non linéaires. Néanmoins, nos sites de mesure sont relativement loin de l'océan et l'influence cette surcharge est assez faible. Les modèles de prédiction de surcharge fonctionnent assez bien pour corriger nos données gravimétriques. Nous utilisons le modèle FES2004 (Lyard et al., 2006) afin de nous affranchir de ces effets.

2.3.2. Correction des effets de surcharge atmosphérique :

Les variations de la pression atmosphérique provoquent deux effets sur la gravité : un effet d'attraction newtonien lié à la masse au-dessus du gravimètre et un effet de déformation du sol. La redistribution de l'air dans l'atmosphère provoque un effet d'attraction négatif car au-dessus du point d'observation. Le poids de l'atmosphère déforme le sol et les variations atmosphériques vont provoquer des variations de la déformation du sol. L'effet gravifique est anti-corrélé au chargement atmosphérique et dépend aussi d'un facteur topographique. La valeur d'admittance pour les corrections de surcharge atmosphérique est de $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$. Cette valeur est une simple fonction de transfert entre la gravité et la pression atmosphérique. Les effets de grandes longueurs d'onde de pressions atmosphériques ne sont pas corrigés si l'on utilise cette valeur d'admittance. La fonction de transfert peut être calculée de différentes manières, par exemple par domaine de fréquences (Crossley et al., 1995) ou ajustement par moindre carré. La valeur de l'admittance est variable selon que l'on mesure sur courte ou longue période (de -0.2 à $-0.35 \mu\text{Gal/mbar}$) (Crossley et al., 1995).

Des modèles intégrant les effets locaux et globaux ont été utilisés par (Boy et al., 1998; Neumeyer et al., 2004), afin de mieux corriger des mesures effectuées par un gravimètre supraconducteur. La correction du champ de pression global, induit alors de nombreuses corrections supplémentaires. Neumeyer et al. (2004) montrent que les corrections avec un modèle combiné des effets locaux et globaux diffèrent au maximum de $2 \mu\text{Gal}$ par rapport aux corrections avec une valeur d'admittance. Cette erreur est principalement visible en été, due à la prise en compte des variations de densité de l'air en fonction de l'altitude au cours du temps.

Nous prendrons ici la valeur d'admittance de $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$ pour la correction des effets de surcharge atmosphérique (*Figure 5.4*).

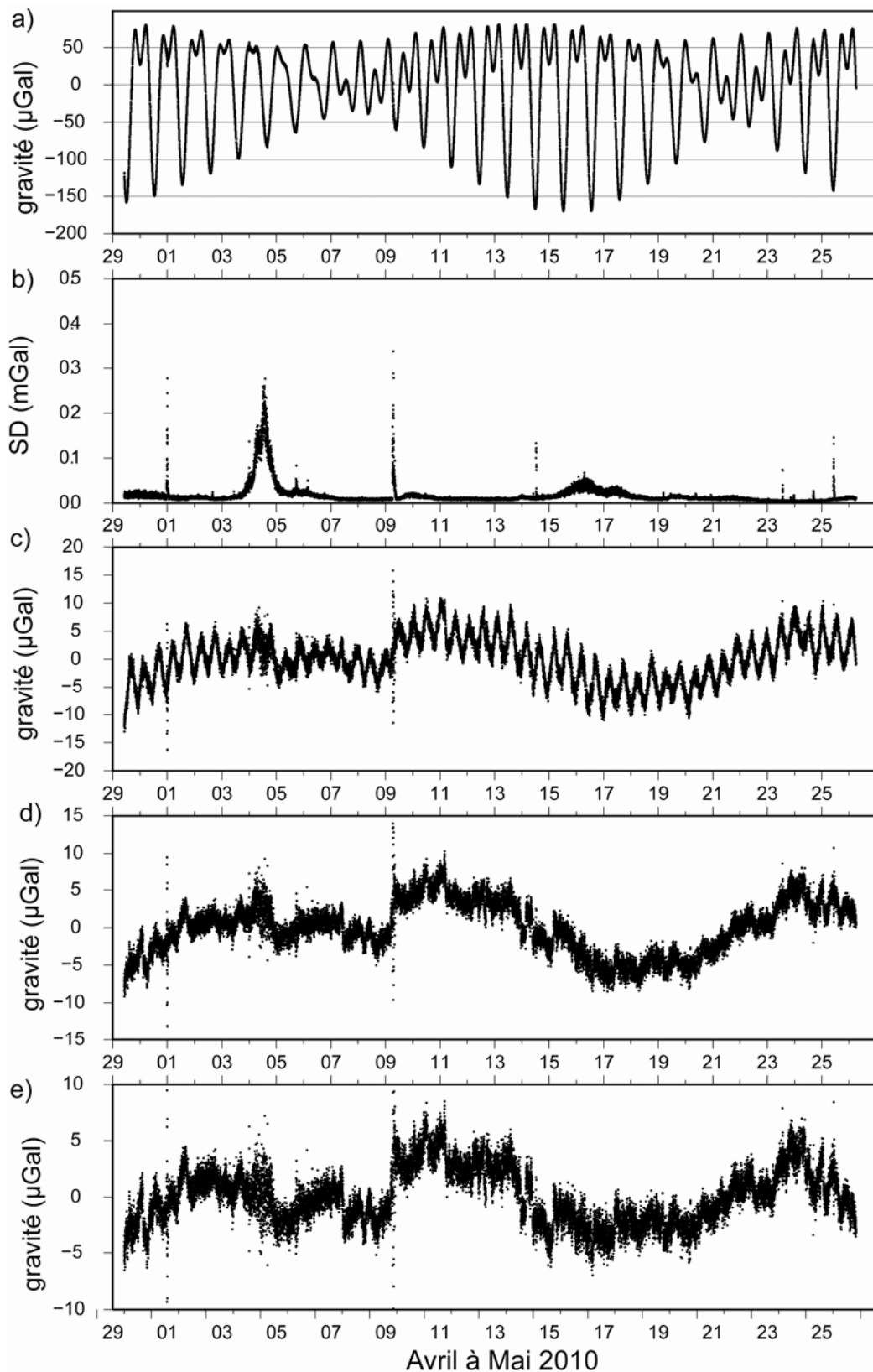


Figure 5.4 : Chronique de gravité mesurée au site SALV entre le 29 Avril 2010 et le 27 Mai 2010 avec le CG5#167. Toutes les courbes de gravité ont été corrigées préalablement d'une dérive avec un polynôme de facteur 2 ; a) mesure de gravité brute ; b) Ecart-type à la mesure donné par le gravimètre ; c) gravité corrigée des effets de marée terrestre ; d) gravité corrigée des effets de marée terrestre et surcharge océanique ; e) gravité corrigée des effets de marée terrestre surcharge océanique et atmosphérique.

2.3.3. Effet de mouvement des pôles :

C'est l'effet de mouvement du pôle terrestre sous l'action conjugué du forçage atmosphérique, océanique et terrestre. Ce mouvement est généralement décomposé en deux oscillations principales (oscillation de Chandler et oscillation annuelle).

L'oscillation annuelle, de période 14 mois environ, est causée par les variations de pression atmosphérique de surface (Munk & MacDonald, 1960; Eubanks et al., 1988). La période de l'oscillation de Chandler est principalement fonction de la structure interne et de la rhéologie de la Terre. Cependant les phénomènes terrestres internes (convection mantellique et circulation dans le noyau externe) ne sont pas capables de maintenir cette oscillation. Les processus atmosphérique et océanique, ont eux, le pouvoir le maintenir l'oscillation de Chandler (Celaya et al., 1999; Ponte & Ali, 2002). Les variations de position du pôle modifient l'accélération de la pesanteur au point de mesure par variation de l'accélération centrifuge. Aux latitudes moyennes, l'amplitude des fluctuations de gravité induite est de 10 à 13 μGal (Wahr, 1985; Xu et al., 2004). L'IERS, service international de rotation de la Terre, fourni les coordonnées x_p et y_p du pôle Nord par rapport au pôle de référence. La correction de la mesure de gravité est donnée par l'IAGBN Absolute Observations Data Processing standard (1992) :

$$\delta g = -1.164\omega^2 a \sin\varphi \cos\varphi (x_p \cos\lambda - y_p \sin\lambda) \quad (5-6)$$

Avec ω la vitesse de rotation de la Terre, a le « $\frac{1}{2}$ grand axe » de l'ellipsoïde terrestre et (λ, φ) les longitudes et latitudes du point de mesure. Le facteur d'amplitude (1.164) prend en comptes la réponse élastique de la Terre.

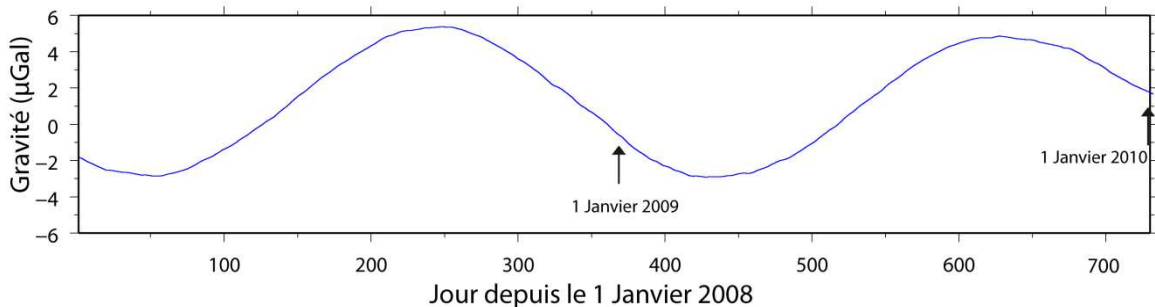


Figure 5.5 : Prédiction de l'effet de mouvement des pôles sur une période de 2 ans au site SALV (Larzac).

Le mouvement des pôles provoque une oscillation faible fréquence d'amplitude $\sim 6 \mu\text{Gal}$ sous nos latitudes. Cet effet est corrigé pour les données absolues mais pas pour les mesures relatives effectuées avec un Scintrex CG5. En effets, lors d'une utilisation en levée gravimétrique, les valeurs relatives sont automatiquement corrigées de cet effet puisque la valeur sur la base est soustraite. Pour les mesures en surface et profondeur, on effectue une double différence (temps et espace) qui élimine l'effet de mouvement des pôles.

2.4. Calibration

Comme démontré par Budetta et Carbone (1997), les gravimètres relatifs Scintrex nécessitent une calibration régulière lorsqu'ils sont utilisés pour détecter de faibles variations gravimétriques étalées sur une longue période de temps. La calibration est un réajustement de la constante de calibration GCAL1 propre à chaque instrument. Le facteur de correction du coefficient est estimé en comparant les variations de g mesurées avec un Scintrex et les mesures absolues sur une ligne de calibration. Pour une meilleure précision sur l'estimation du facteur de correction, les sites sur la ligne de calibration sont situés à des altitudes très différentes ce qui induit une variation de gravité entre les sites très importante. On s'affranchit ainsi des effets hydrologiques, qui, de par leurs faibles amplitudes par rapport aux variations de g lié à l'altitude, sont considérés comme du bruit. Les industries Scintrex calibrent chacun des CG5 en sortie d'usine et lors de l'entretien sur la ligne de calibration d'Orangeville (Ontario, Canada). Cette ligne permet 199 mGal de variations gravimétriques sur 5 stations réparties sur 70 km de distance (Scintrex limited, 2006).

Pour nos études, nous voulons nous affranchir d'une erreur éventuelle liée à une mauvaise valeur du coefficient de calibration. Ainsi nous mesurons le facteur de correction avant chaque mission sur la ligne de calibration Montpellier-Mont-Aigoual. Cette ligne est constituée de 3 stations entre Montpellier (~70 m) et le Mont Aigoual (~1550 m) et propose une variation de g de 300 mGal environ. L'incertitude sur cette ligne est de 10^{-4} (Debeglia & Dupont, 2002). Certaines calibrations ont été effectuées entre les trois stations de gravimétrie absolue situées sur le Larzac (BLAQ, CANA et SALV). La différence de gravité entre ces trois stations est de 20 mGal environ. L'incertitude sur cette ligne est aussi de 10^{-4} grâce à la proximité de ces stations (Jacob, unpublished result). L'évolution au cours du temps du facteur de calibration du CG5#167 est montrée en Figure 5.6.

Le coefficient de calibration du gravimètre relatif CG5#167 est régulièrement calculé depuis 2006 et il évolue de près de 2000 ppm depuis cette période. La plus importante variation se produit durant des deux premières années de vie du gravimètre. Depuis 2008, le coefficient tend à se stabiliser (Figure 5.6) et il n'a évolué que de 600 ppm en quatre ans. Budetta et Carbone (1997) proposent un polynôme de second degré pour représenter les données. Une telle courbe s'accorde bien sur la première partie des données mais la stabilisation visible à partir de Janvier 2008 n'est pas bien représentée. Jacob (2009; 2010a) utilisait ce polynôme afin d'estimer la valeur précise du coefficient au moment de ces mesures. Dans notre cas l'estimation du coefficient via le polynôme donne des valeurs erronées du coefficient de calibration. Sur notre période de mesure (2009 à 2012), le coefficient de calibration n'évolue pas beaucoup durant les quelques semaines après la calibration. Nous utilisons donc dans tout ce mémoire la valeur du coefficient de calibration mesurée avant chaque mission.

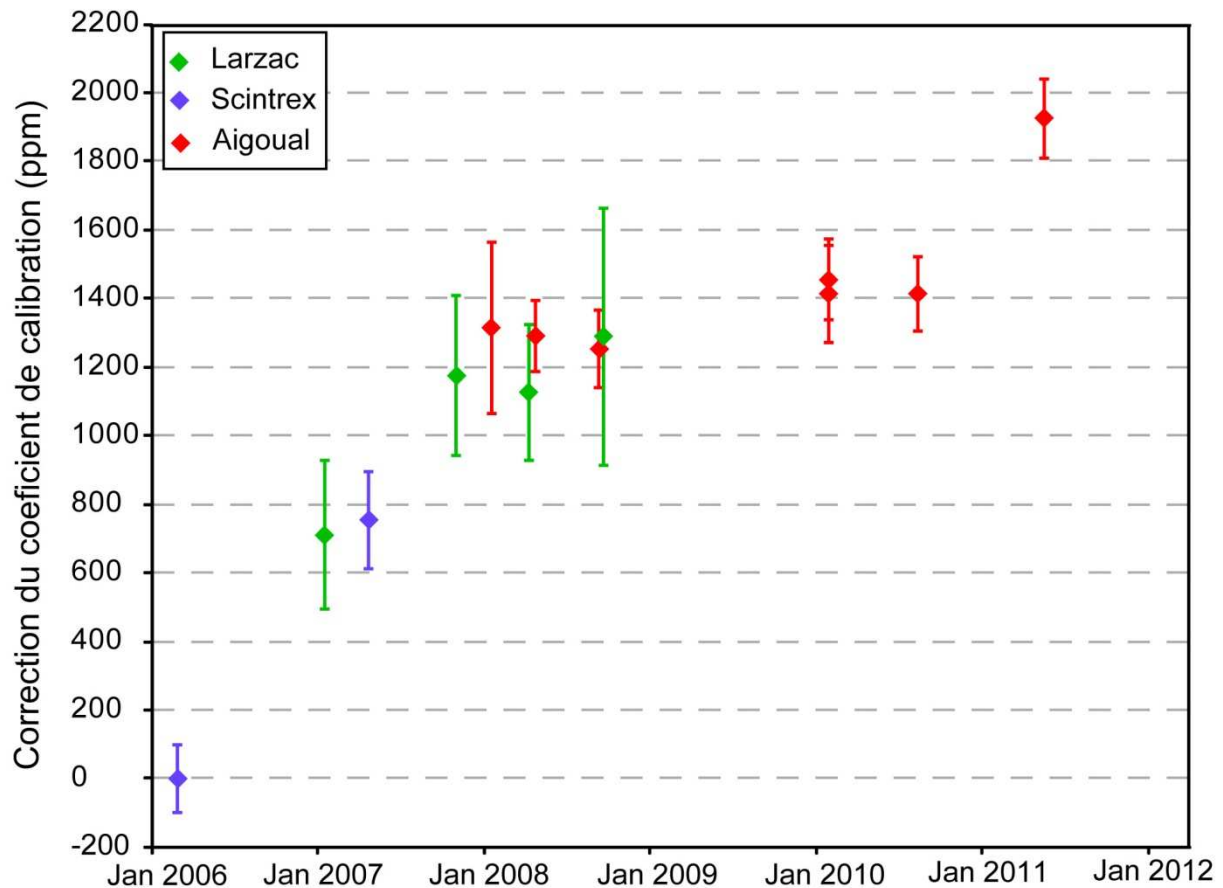


Figure 5.6 : Evolution du coefficient de calibration du CG5#167 au cours du temps.

L'évolution du coefficient de calibration induit des variations gravimétriques de quelques μGal . Pour donner une idée de l'importance de cette correction, l'absence de correction du coefficient de calibration sur une variation de gravité de 1 mGal entraine une erreur de 20 μGal environ. Sans cette correction, les variations temporelles de gravité liées à l'hydrologie ne seraient pas détectables.

2.5. Ajustement par moindres carrés

La différence de gravité entre différentes stations de mesures est obtenue à partir d'un ajustement par moindres carrés. La dérive instrumentale est considérée comme linéaire sur la journée. Les variations de gravité liées aux variations de température ne sont pas prises en compte dans l'ajustement. Le logiciel MC-Gravi (Beilin, 2006), basé sur le schéma de modélisation de GRAVNET (Hwang et al., 2002) a été utilisé pour ajuster les données. Les inconnues sont la valeur de gravité à chaque station et une valeur de la dérive instrumentale par boucle. La gravité mesurée peut être exprimée de la façon suivante :

$$C_f (m_{s_j}^{t_j} - m_{s_i}^{t_i}) + v_{s_i}^{s_j} = g_j - g_i + D_k (t_j - t_i) \quad (5-7)$$

Où C_f est le coefficient de calibration rectificatif, $m_{sj}^{t_j}$ et $m_{si}^{t_i}$ sont les valeurs moyennes de gravité lues aux stations s_i et s_j au temps t_i et t_j , v_{si}^{sj} l'incertitude de $(m_{sj}^{t_j} - m_{si}^{t_i})$, g_j et g_i la valeur de gravité aux stations s_j et s_i et D_k la valeur de dérive pour la boucle k . La variance pour une valeur de gravité « lue » est donnée par l'écart type sur 90s de mesure. Une erreur additionnelle de 2 μGal est ajoutée systématiquement afin de prendre en compte une éventuelle erreur de correction. La représentation matricielle de l'équation (5-6) s'écrit :

$$L + V = AX \quad (5-8)$$

Où L est la matrice $n \times 1$ des valeurs lues liée à une matrice poids P données par l'inverse de l'écart type sur chaque mesure, V est la matrice $n \times 1$ des résidus, A est la matrice design représentant les valeurs tests de l'ajustement et X la matrice $(m+s) \times 1$ des inconnues avec m le nombre de stations et s le nombre de boucle.

Le meilleur vecteur X au sens des moindres carrés est donné par :

$$X = (A^T P A)^{-1} (A^T P L) \quad (5-9)$$

La variance a posteriori est alors estimée :

$$\sigma_0^2 = \frac{v^T P v}{n - (m+s)} \quad (5-10)$$

Avec n le nombre de valeurs lues.

2.6. Comportement du CG5#167

Dans cette partie nous détaillons le comportement du CG5#167. Bien que tous les CG5 fonctionnent de la même manière, ils n'ont pas tous le même comportement vis-à-vis du transport, des chocs thermiques et de la dérive. Le CG5#167 est un gravimètre relativement stable : pas de saut de la valeur de gravité sans raison. La dérive au repos est assez faible avec une variation de gravité de 100 $\mu\text{Gal/j}$.

2.6.1. Relaxation

C'est un phénomène que l'on observe au démarrage du gravimètre après un transport. À ce moment, la dérive du gravimètre est plus forte que la dérive au repos (*Figure 5.7*). Ce phénomène est observé sur chaque point de mesure. La relaxation est visible sur les 30 à 40 premières minutes de mesure. L'amplitude de la relaxation diffère d'un point à un autre et peut atteindre plus de 20 μGal . Un terme de relaxation a aussi été observé sur d'autres gravimètres (Hackney, 2001; Flury et al., 2006). D'après Hackney (2001), ce phénomène serait lié à la relaxation de la tension du capteur de mesure acquise durant le transport du gravimètre.

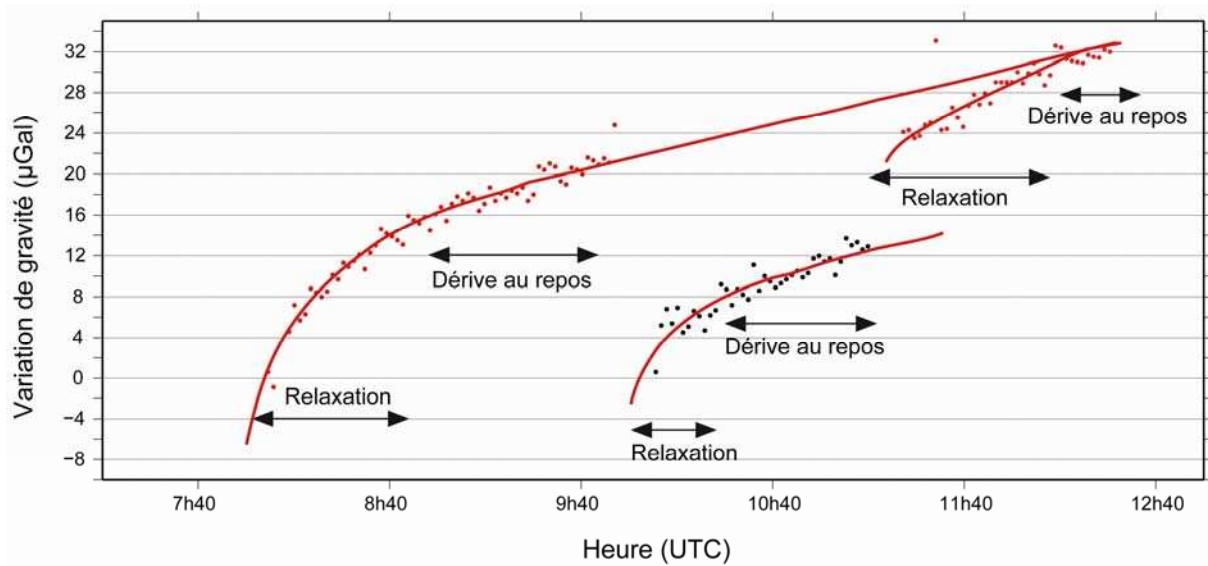


Figure 5.7 : Mesure de gravité au site GCAN corrigée des effets de marée et de pression atmosphérique. La valeur de gravité est relative à la première valeur mesurée sur la station. Le premier et dernier set sont effectués sur la même station.

Le temps et l'amplitude de la relaxation diffèrent d'une mesure à une autre. On retrouve cette relaxation lors d'un transport à pied ou en véhicule. Après cette phase de relaxation, la dérive au repos devient visible sur tous les points avec des valeurs relativement stables. Cette dérive est similaire sur chacun des points de mesure et linéaire sur la journée (Figure 5.7). L'allure générale de la mesure sur un point peut être représentée par une courbe exponentielle de type :

$$g_s(t) = g_0 + \omega e^{adt} + \beta dt + \gamma dt^2 \quad (5-11)$$

où g_0 est la valeur de g pour $t = t_0$ au début du set de mesure, ωe^{adt} est le terme de relaxation, βdt , le terme de dérive linéaire, et γdt^2 un terme de dérive quadratique dans le cas où la dérive journalière n'est pas linéaire. Pour le CG5#167, γ vaut 0 sur un temps de mesure inférieur à une journée.

2.6.2. Influence du transport

Lors du transport le gravimètre subit des accélérations répétées et hautes fréquences. L'amplitude de l'accélération subie dépend du type de transport (véhicule ou à pied) et du type portage. Dans un véhicule, un gravimètre non bloqué (caisse non bloquée) va subir une accélération plus importante au cours du voyage qu'un gravimètre dont la caisse a été solidement attachée. Un choc durant le transport peut induire des variations de la dérive de l'ordre du μGal (Timmen & Gitlein, 2004). Il peut aussi entraîner des sauts dans la mesure de gravité atteignant parfois quelques dizaines de μGal (Christiansen et al., 2011).

Afin de tester l'influence du transport sur la gravité mesurée nous avons effectué, sur une journée, une expérience de mesure de g après différents temps de trajet. Les mesures ont été faites au site absolu de Montpellier sur un pilier en béton le 8 Octobre 2010. L'expérience a consisté en une alternance de phases de mesure de gravité avec des phases de transport dans

5. Les instruments de mesures de la gravité

une voiture. Les durées de transport testées sont de 20 min, 40 min et 1 h. La caisse du gravimètre a été solidement fixée à la voiture afin d'éviter tout biais lié à un balancement de celle-ci (condition habituelle de transport).

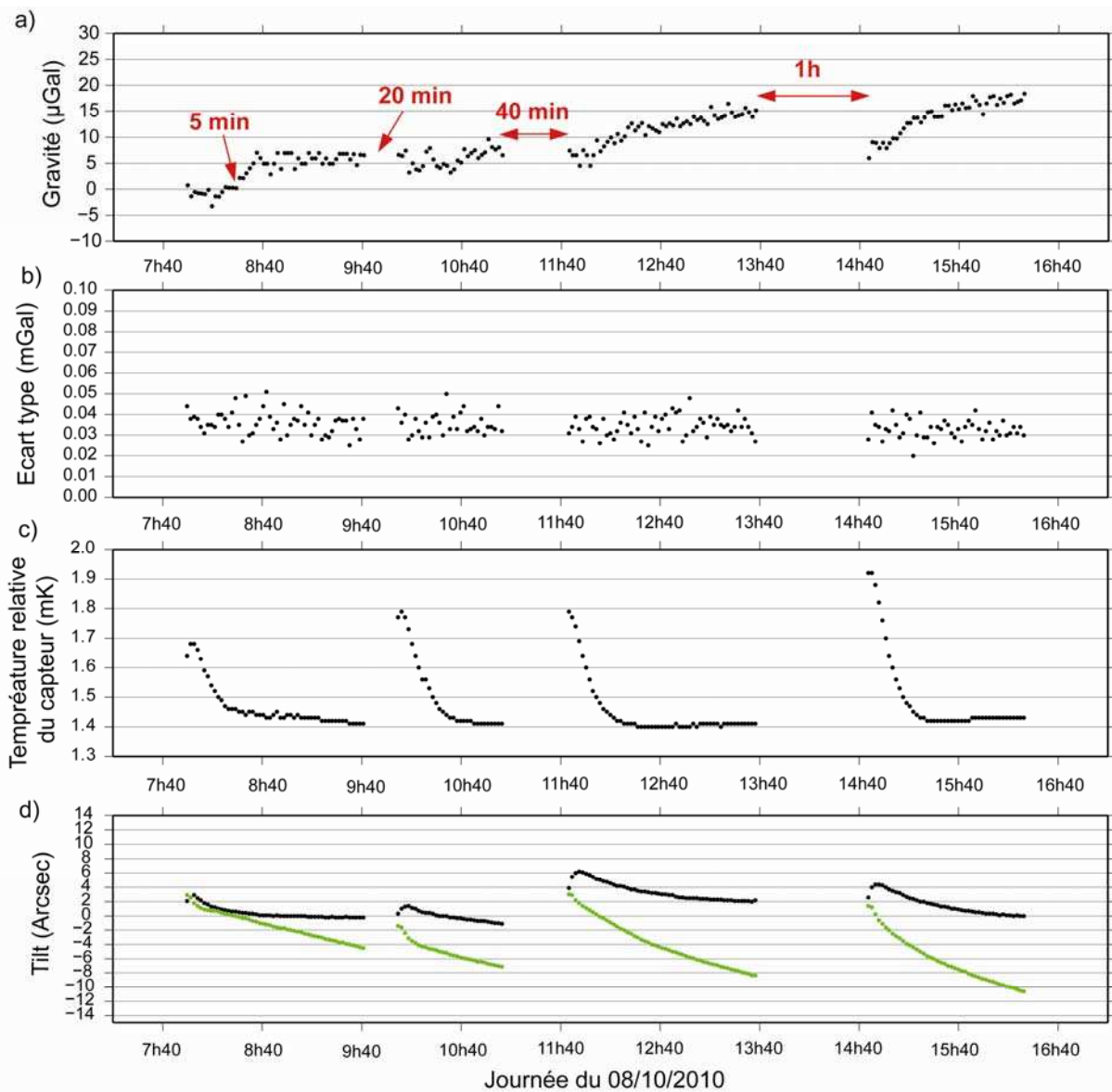


Figure 5.8 : Résultats de l'expérience de transport. a) Gravité mesurée et corrigée des effets de marée et d'atmosphère ; b) Ecart-type sur la mesure ; c) Température relative du capteur de mesure ; d) Tilt en X (points verts) et en Y (points noirs). Les temps de transport sont notés en rouge.

Les mesures sont effectuées avec la méthode habituelle soit des mesures de 90 s. Une nouvelle phase de transport débute lorsque le gravimètre a retrouvé un état au repos afin d'éviter tout effets mémoires des transports précédents. Les données brutes sont corrigées des marées terrestres (Tamura, 1987), surcharge océaniques (Lyard et al., 2006) et atmosphériques (facteur d'admittance de $-0.3 \mu\text{Gal}/\text{hPa}$). L'interprétation des résultats se fait sur des mesures non corrigées de la dérive afin de voir un possible effet du transport sur celle-ci (Figure 5.8a).

Les résultats de l'expérience montrent que le transport n'affecte pas l'écart type propre à chaque mesure (*Figure 5.8b*). Ainsi, il ne semble pas y avoir d'effet mémoire des vibrations subit pendant le transport sur le ressort du gravimètre. Si cela avait été le cas, la valeur de la mesure tous les 6 Hz oscillerait et induirait un écart type plus important que l'écart type au repos.

La température relative du capteur de mesure varie fortement au cours de l'expérience. On observe ces variations uniquement durant les premières mesures du set. La température revient néanmoins très vite à une température de base autour de 1.4 mK, similaire pour toutes les phases de mesures (*Figure 5.8c*). Ces fortes variations en début de set peuvent être liées à différents facteurs :

- La température extérieure (ici dans le véhicule) peut influencer la température du capteur. Si la température extérieure est très différente de la température du capteur, le régulateur mettra du temps à réajuster la température de l'enceinte de mesure. Les températures enregistrées en début de set seront donc différentes de celles enregistrées au repos, le temps que le régulateur interne de température ramène celle-ci à la valeur au repos.
- Le transport en lui-même qui, de par ces vibrations, peut introduire un travail et donc un échauffement dans la partie de mesure. On pense ici à l'échauffement que produirait le ressort à force d'osciller. Néanmoins cette hypothèse est difficile à valider car l'échauffement du ressort induirait une « déformation » plus importante de celui-ci. Cette déformation serait retransmise, en termes de mesure, par des sauts de gravité entre chaque set. Ce n'est pas le cas pour les mesures du CG5#167 (*Figure 5.8a*).
- L'échauffement des pièces mécaniques provoquant une inertie dans la remise à niveau des températures au repos.

D'un point de vue de la mesure en elle-même, le transport ne semble pas affecter la valeur et le comportement de la dérive. On retrouve une dérive linéaire similaire sur chaque set de mesure quelque soit le temps de transport. On n'observe pas de saut dans la donnée gravimétrique pouvant être le témoin de chocs importants. Néanmoins, le transport semble influencer l'amplitude de la relaxation dans les premières minutes des sets. En effet, on peut noter une augmentation de l'amplitude lorsque l'on augmente le temps de transport (*Figure 5.8a*). Le temps d'influence de la relaxation ne semble pas changé lorsque l'on augmente le temps de transport.

Le temps de transport influencerait donc seulement l'amplitude de la relaxation. Néanmoins la cause de ce lien reste encore à débattre. Cette expérience a permis une meilleure compréhension du fonctionnement du gravimètre. Elle donne un signal fort quant à la dangerosité, pour la qualité des résultats, d'effectuer des mesures sur des temps courts (15 minutes) en supposant une réaction identique de la relaxation du gravimètre à chaque set. Enfin, le protocole de transport du gravimètre est validé et nous l'utiliserons pour tous les transports véhiculés de celui-ci.

2.6.3. Influence de la température

La température de l'enceinte de mesure est stabilisée par un régulateur à $\sim 40^{\circ}\text{C}$. Au cours d'un set de mesure, les variations résiduelles de la température sont suivies avec une précision de 10^{-5} K. Les variations de la température sont corrigées dans le gravimètre via la constante TEMPCO. Selon Flury et al. (2006), un coefficient de correction de température erroné entraînerait des erreurs significatives sur la mesure de gravité. Toujours selon cet auteur, il n'y a pas de corrélation définie entre la valeur de gravité lue et la valeur de température interne. Dans notre cas, aucun lien entre la relaxation et les variations de température du capteur de mesure n'est visible. De même, cela ne semble pas influencer la valeur de gravité au repos et la dérive au repos du gravimètre.

2.7. Nouvelle méthodologie de mesure

À partir des observations précédentes, nous pouvons en déduire que la relaxation du gravimètre au début du set de mesure joue un rôle perturbateur dans la mesure de g . Les amplitudes et durées sont différentes d'une station à une autre et d'un jour à un autre. Le systématisme respecté lors des mesures gravimétriques ne permet forcément pas d'avoir une relaxation similaire à chaque point.

La stratégie de mesure classique consiste en une série de boucles (3 ou 4) quotidiennes comportant des mesures sur chaque station pendant ~ 15 min. Tous les quarts d'heure le gravimètre est manipulé et transporté vers une nouvelle station de mesure. Les trajets sont établis de façon à ce que le temps de transport entre chaque station soit le plus petit possible et à peu près identique sur une boucle. Ce systématisme permet de limiter les erreurs de mesure liées à une influence du transport. On suppose ici une erreur systématique identique à chaque station et qui s'annule donc en utilisant le gravimètre en mode différentiel. La répétition des boucles dans la journée permet de s'affranchir des erreurs liées à des relaxations de la mesure de g non systématique.

Malgré ce systématisme, la relaxation du gravimètre à chaque station est différente (*Figure 5.7*). On introduit donc, involontairement, un biais dans la mesure causé par la variabilité temporelle de la relaxation. Afin d'obtenir une valeur de g affranchie d'erreurs instrumentales de mesure, il est nécessaire d'identifier la relaxation en chacune des stations de mesures. Il convient alors d'allonger le temps de mesure à chaque station afin d'arriver à la dérive au repos. On mesure la gravité sur 1 h minimum à chaque station, la relaxation est ainsi visible sur la donnée. On manipule et transporte le gravimètre toutes les heures ce qui augmente le temps de mesure par rapport au temps de transport. Comme on mesure plus longtemps sur chaque station il n'est pas alors possible de répéter les boucles trois ou quatre fois dans la journée. Il faut donc s'assurer que le gravimètre utilisé soit extrêmement stable (pas de saut de g sans raison) et avec une faible dérive linéaire. Lors de la réduction des données on garde uniquement les mesures après la phase de relaxation (phase de dérive au repos).

Station	Méthode "1h"		Méthode habituelle	
	g (mGal)	σ (mGal)	g (mGal)	σ (mGal)
75	0	0.001	0	0.002
74	14.709	0.001	14.711	0.003
73	34.965	0.001	34.968	0.003

Table 5-1 : Résultat du traitement des données gravimétrique pour les deux stratégies de mesure. Le point 75 a été la base de chaque boucle et sa valeur est fixée à 0.

2.8. Validation de la stratégie de mesure « 1h »

Afin de valider la stratégie de mesure sur une heure, nous avons comparé celle-ci à la méthode classique. Les mesures ont été effectuées sur deux jours consécutifs au site du LSBB. On s'affranchit ainsi de toutes les variations gravimétriques liées à l'hydrologie. Trois stations de mesures réparties dans le tunnel ont été mesurées avec les deux méthodes. La stratégie « 1h » a consisté à mesurer g sur chaque point durant plus d'une heure et avec une seule boucle. Le deuxième jour, les points ont été remesurés pendant 15 min et répétés trois fois (3 boucles). La correction des données brutes est identique pour chaque méthode. La réduction des données a été faite par MC-Gravi (Beilin, 2006).

Après traitement les résultats pour les deux méthodes sont similaires aux erreurs près (Table 5-1). La stratégie de mesure utilisée ne change pas la valeur de g en une station. Néanmoins, l'erreur sur la valeur de g est plus importante avec la « méthode classique ». La stratégie « 1h » semble donc plus appropriée au suivi des variations gravimétriques de faible amplitude. L'histogramme des résidus après traitement montre une grande différence entre les deux stratégies de mesure (Figure 5.9). L'histogramme des résidus pour la méthode « 1h » forme une Gaussienne centré sur 0. Les résidus maximums sont de 6 μ Gal et sont très faiblement représentés (<5%). Les résidus pour la méthode classique sont très étalés et ne sont pas centrés sur 0. On atteint des valeurs de résidu supérieures à 8 μ Gal dans des proportions non négligeables (>10%). Cette comparaison montre bien la différence de précision entre les deux méthodes de mesure.

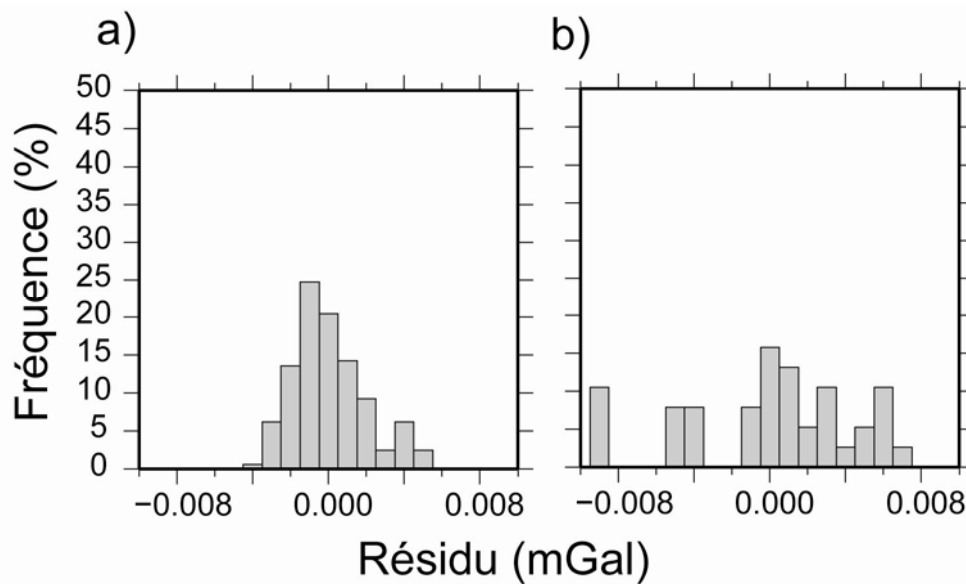


Figure 5.9 : Histogramme des résidus après traitement pour a) la stratégie « 1h » et b) la stratégie de mesure classique.

En comparant les deux méthodes avec ces tests on ne compare pas seulement la précision des mesures sur un set dans une boucle. En effet, lors du test de mesure avec la méthode ‘classique’, on répète plusieurs fois la boucle, on introduit ainsi une incertitude possible liée à la répétabilité de la mesure. Ainsi les grandes différences de dispersion des données sont principalement liées à la non-prise en compte de la relaxation mais peut-être aussi à une mauvaise répétabilité de l’appareil.

La stratégie de mesure sur 1h apporte moins d’incertitude et donc plus de robustesse à la valeur gravimétrique. De même un nombre plus important de mesures est effectué sur une même journée et l’on est à même d’analyser la relaxation sur chaque station de mesure. Cette stratégie de mesure semble donc plus adéquate pour le suivi hydrologique et pour la micro-gravimétrie en général. Nous utiliserons donc cette stratégie de mesure au cours de la thèse.

6. Mesures différentielles de la pesanteur et propriétés du stockage épikarstique

1 Motivation

La zone non saturée des systèmes karstiques correspond à deux entités aux fonctionnements distincts : l'épikarst et la zone d'infiltration. Le fonctionnement hydrogéologique de l'épikarst est encore débattu. De nombreux auteurs pensent que cette entité peut stocker, de façon temporaire, de l'eau en son sein (Mangin, 1975; Rouch, 1986; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). La forte altération de cette entité karstique et le contraste de perméabilité entre l'épikarst et la zone d'infiltration permettraient ce stockage (Williams, 2008). Les géochimistes ont montré, par l'étude de la chimie de sources karstiques que la zone non saturée pourrait soutenir périodiquement le débit de source et ceux jusqu'à 40% du débit total (Emblanch et al., 2003). Les interprétations géomorphologiques et géochimiques du potentiel de stockage en zone non saturée sont toutefois des interprétations déduites de mesures indirectes du stock en eau.

Dans ce chapitre nous utilisons une méthode non-invasive de mesure des variations du stock en eau pour étudier le stockage en zone non saturée karstique. Il s'agit de la gravimétrie. De nombreux auteurs ont montré le lien entre variations gravimétriques temporelles et variations du stock en eau (Harnisch & Harnisch, 2006; Van Camp et al., 2006b; Jacob et al., 2008). Les mesures de gravité en surface répétées dans le temps apportent ainsi des informations sur les variations du stock en eau dans le sous-sol. Néanmoins, de par la non-unicité des solutions relatives à la mesure de pesanteur, aucune information directe quant à la profondeur du stockage ne peuvent être tirées des chroniques de gravité de surface.

Ainsi, nous utilisons les cavités naturelles des systèmes karstiques afin de mesurer les variations temporelles de gravité en surface et en profondeur et donc d'en déduire les variations du stock en zone non saturée. Cette méthode a été validée par Jacob et al. (2009), et a permis de montrer la présence d'un stock saisonnier en zone non saturée sur une partie du système karstique du Durzon.

Dans l'article de la section suivante nous utilisons cette méthode pour déterminer les variations saisonnières du stock en eau au sein de la zone non saturée (ZNS). Nous tentons de comprendre le processus de stockage saisonnier de l'eau dans la ZNS sur des systèmes karstiques aux propriétés différentes (dimension de l'impluvium, lithologie, climat). Ainsi, cette méthode est appliquée à plusieurs systèmes karstiques du Sud de la France. La détermination de la position du stockage au sein de la zone non saturée a fait l'objet de mesures répétées en différentes profondeurs d'une même cavité. Cette technique permet aussi d'appréhender certaines propriétés pétrophysiques de la zone non saturée. Les mesures différentielles de pesanteur ont aussi été couplées à des mesures de gravité absolue sur le bassin de la Fontaine de Vaucluse (FDV) afin de comprendre la répartition du stockage dans les karsts. Des modèles de distribution de l'eau ont pu être appliqués au site d'observation.

6. Mesures différentielles de la pesanteur et propriétés du stockage épikarstique

Bien que cette étude ne soit pas totalement finalisée, elle apporte de nombreuses informations sur la distribution du stockage de l'eau dans la ZNS et ses interactions avec la géologie.

2 Publication: “Studying the unsaturated epikarst water storage properties by time lapse surface to depth gravity measurements”.

S. Deville¹, C. Champollion¹, J. Chery¹, E. Doerflinger¹, N. Le Moigne¹, R. Bayer¹, P. Vernant¹

¹ Laboratoire Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, 34090 Montpellier, France

En préparation pour Journal of Geophysical Research.

Introduction

Despite carbonate karst systems are largely spread in the Mediterranean area, their associated water resources remain poorly known. In a context of climate change and population increase, these karstic areas are becoming key water resources. A better knowledge of the properties of the karst reservoir is therefore needed to manage and protect the resources (Bakalowicz, 2005).

Increasing the knowledge of karst hydrogeological properties and functioning is not a simple task. Indeed, a karstified area is complex and spatially heterogeneous with a non-linear response to rainfall. Numerous in-situ field observation lead to divided karst systems into three horizons: epikarst, infiltration zone and saturated zone. The epikarst has been first defined by Mangin (1975) as the part of the underground in interaction with the soil and the atmosphere. It is often described as highly altered zone displaying a large porosity. In many cases, the epikarst is described like a significant water reservoir (Lastennet & Mudry, 1997; Perrin et al., 2003b; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Chemically based modeling studies suggest that epikarst could contribute from 30% to 50% of the total flow discharge at the spring (Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 2003). This view drastically differs from other studies that attribute most of the discharge to a deeper storage (Mangin, 1975; Fleury et al., 2007b). Because epikarst is also a fragile area due to potential surface pollution and its biological activity, a better understanding of its hydrological behavior is welcome for an optimal management and protection of water resource.

To study the karst water transfer and storage, hydrogeologists use “classical” tools based on chemical, boreholes and spring hydrograph often associated with modeling approach (Pinault et al., 2001; Hu et al., 2008; Zhang et al., 2011). Spring chemistry or flow approaches provide useful information at the basin scale but bring limited clues about the spatial distribution of the hydrogeological properties. On the opposite, the local and quantitative information associated to borehole measurements provide useful quantitative information but restricted to the near field scale because of the strong medium heterogeneity. At an intermediate scale (~100m), the determination of the hydrogeologic karst properties can be mostly reached by geophysics due to integrative properties of the measured signal.

Different geophysical tools are used to monitor, at a mid-scale, transfer and storage properties such as Magnetic Resonance Sounding (MRS) (Legchenko et al., 2002), 4D seismic (Valois,

2011), Electrical Resistivity Tomography (ERT) (Valois, 2011) and gravity measurements among others. As the geophysical measurements are distributed (ERT, 4D seismic) or integrative (MRS, gravity) methods, they image or average the spatial heterogeneities. Gravity methods are nowadays pertinent tools for hydrogeological studies in various context (Van Camp et al., 2006a; Davis et al., 2008).

The value of the gravity at the surface of the earth is directly influenced by underground density. A variation of density due to water saturation at depth can be directly measured from the surface through the temporal variation of the gravity (Harnisch & Harnisch, 2006; Van Camp et al., 2006b). Modern and accurate ground-based gravimeters provide a direct measurement of the temporal water storage changes in the underground without the need of any complementary petro-physic relationship (Davis et al., 2008; Jacob et al., 2008; Jacob et al., 2010a). Time-lapse gravity measurements stand as an efficient hydrological tool for the estimation of water storage variations in both saturated and unsaturated zone. Moreover the sampling volume of the gravity is a cone increasing with depth: at 10 meters depth, the gravity “sees” a surface of about 100 m² averaging small scale variability. As the gravity is an integrated measurement, underground water storage variations are related to both saturated and unsaturated zones. Without additional information, time-lapse surface gravity measurements integrate water storage variation, but providing no information about the vertical distribution of water. Therefore, surface gravity measurements result in a depth-signal amplitude ambiguity. To get around the absence of vertical resolution, gravity measurement can be done at different depths in caves or tunnels (Jacob et al., 2009). Such time-lapse Surface to Depth (S2D) gravity measurement allows estimating water storage variations only in the unsaturated zone of the karst.

Previous studies have shown from gravity S2D measurements in only one natural cave that water storage changes in the epikarst correspond in some cases to a major part of total water storage change (Jacob et al., 2009). In the present study we use gravity data to quantify the influence of the epikarst in term of seasonal water storage in various karst systems in the south of France. First the hydrogeological situation of the sites and the experimental setup is introduced. Result from other sites (Jacob et al., 2009) are then recalled and discussed in comparison of our results. The gravity data processing is then detailed and first comparisons with core samples are presented. Insight of the epikarst properties (porosity) are described based on rock density from gravity and in-situ measurements. Subsequently, time-lapse S2D gravity variations are analyzed in the light of these depth distributions. Finally, the seasonal water storage for all sites is discussed in terms of processes during the recharge and discharge of the epikarst and its link with lithology.

Hydrogeological setting of studied karst systems

Lamalou karst system

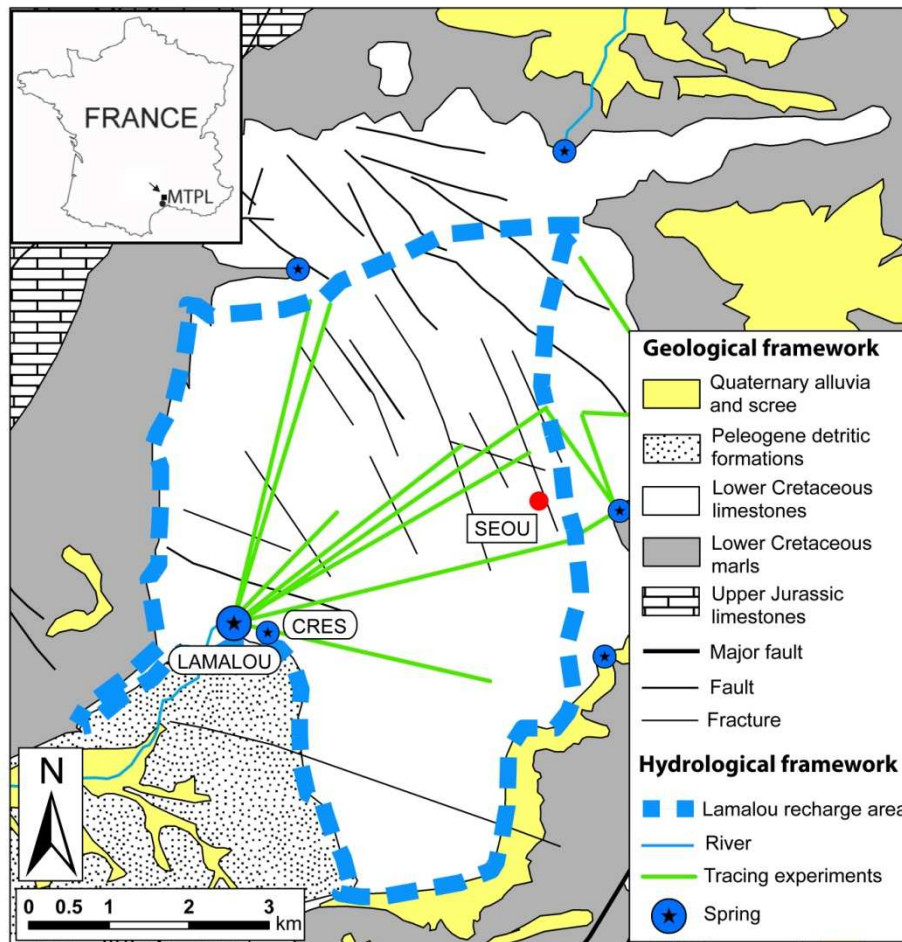


Figure 6.1 : Hydrogeological location map of Lamalou karst system on the Hortus plateau. Seoubio cave (SEOU) is indicated by a red dot.

The Lamalou karst system is located on the Hortus plateau (South of France). The aquifer is set in 100 m thick formation of lower Cretaceous limestone (Figure 6.1) deposited on Berriasian marls formation. The marls act as an impermeable barrier and define the lower limits of the saturated zone. Tertiary deposits overhang Cretaceous formations at the South-West and limit the aquifer. Limestone formation has a weak NE-SW synclinal structure linked to Pyrenean compression. On the Lamalou karst system, the main recharge comes from rainfall which reaches 900 mm annually. Snow occurs less than once a year and is negligible in the seasonal water cycle. Surface streaming are extremely rare except during high precipitation events when most of the system is saturated (Boinet, 1999). Discharge of Lamalou karst system only occurs at perennial Lamalou-Crès springs system composed of two perennial springs connected during high flow period (Durand 1992). Daily discharge is 5 l/s and 1.5 l/s respectively for Lamalou spring and Crès spring (Chevalier, 1988). From combination of geomorphological observations, tracing experiments and mass balance modeling, the Lamalou recharge area is estimated of $\sim 30 \text{ km}^2$ (Bonnet et al., 1980; Chevalier, 1988) (Figure 6.1). The vadose zone has a maximum thickness of $\sim 45 \text{ m}$. The epikarst thickness is estimated to 10 – 12 m depth at spring vicinity (Al-fares et al., 2002) and

corresponds to an altered limestone area with a strong secondary porosity such as opened fractures.

The Lamalou experimental site is a cave called Seoubio (SEOU) located to the North-East part of the system (Figure 6.1). The cave entrance is a vertical pothole of 5 m diameter and 30 m depth allowing straight descent through the epikarst (Figure 6.3). The depth of saturated zone is indicated in the caves at -39 m depth by two siphons. The cave is embedded in Valanginian-aged homoclinal limestones. Surface consists to ‘lapiaz’ surface structure with absence of alteration deposit. Opened fractures are clearly visible at the surface.

Gourneyras karst system

The Gourneyras karst system is located in the southern part of Grands Causses area (French Massif Central). Hydrological functioning of this system is very seldom. The aquifer is set in Middle to Upper Jurassic limestones and dolomites deposited on top of Liassic marls formation. This latter formation defines the lower limit of the saturated zone of the karst system. The main recharge of the system comes from rainfall which reaches ~1100 mm annually. Input water due to snow is small and was included in the precipitation measurements. Discharge occurs only at the Gourneyras Vaclusian-type perennial spring. Discharge is not continuously monitored but punctual measurement gives a discharge of ~20m³/s during flood events. Recharge area of Gourneyras spring is estimated to 41 km² (SIE Rhône-Méditerranée, 2011). The vadose zone has a maximum thickness of 450 m. Observations in caves show a strong alteration of the limestone at least in the first 60m depth. Fractures plugged with calcite are visible with a relief in the cave.

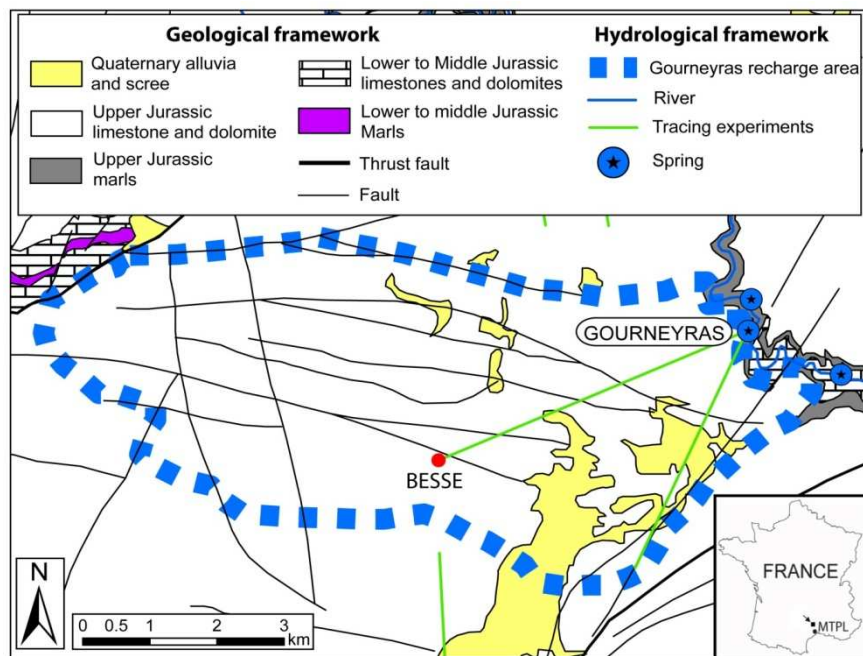


Figure 6.2: Hydrogeological location map of Gourneyras karst system. Besses cave is indicated by a red dot (BESS).

The Gourneyras experimental site is a cave called Besses (BESS) (Figure 6.3b). The cave is located in Kimmeridgian limestone formations. Limestones on the surface at the vicinity of

the caves are sometimes overhead by a small thick of Dolomite formation. Shallow alteration deposits such as clay are visible at the surface. The morphology of the cave allows an easy afoot descent except between 670 m and 690 m elevation where abseiling rope is necessary. The cave topography allows taking gravity measurements at 5 different depths (Figure 6.3b). Saturated zone is probably at -450 m depth with the presence of a siphon.

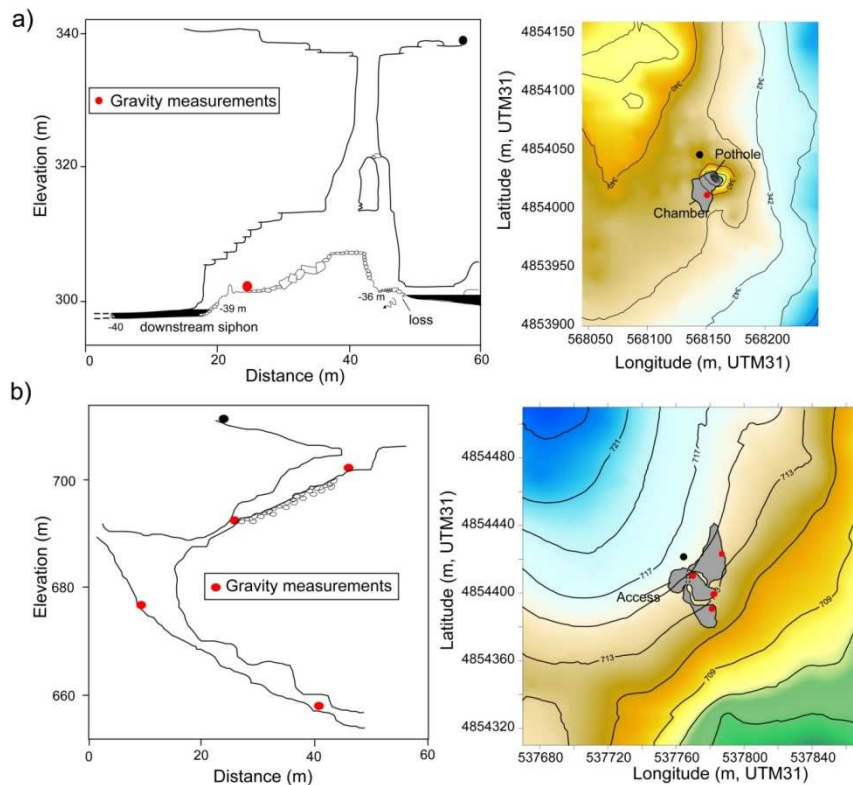


Figure 6.3: Developed cross-section and topography surrounding a) SEOU caves, after (Boinet, 2002); and b) BESS caves. Black and red circle correspond to gravity measurements. Elevations are in meters. The caves position is represented in grey on topography.

Durzon karst system

The two karst systems where time-lapse gravity measurements have been presented, but the results from a previous study (Jacob et al., 2010) are extensively used in the discussion. Detailed description of the site are available in Jacob et al. (2009). BEAU and BESS sites are located 25 km away at the same altitude with a similar geology and climate except that the BEAU site is in a highly altered dolomite with a shallow soil.

Dataset and data processing

Topography, position and cave volume

Digital elevation models (DEM) encompassing ~300m around each cave entrance were built using kinematic GPS (figure 3) to obtain an accurate vertical position (0.05m precision) at for high horizontal resolution (2 m). ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) DEM data was added around the local DEM to extend the total DEM

at 3 km around the caves. Accuracy of ASTER DEM is 20 m vertically and 30 m horizontally with a horizontal resolution of 30m (METI/ERSDAC et al., 2009). Mean elevation difference between each DEM was calculated using the elevation shift at the limit of the local DEM and was corrected for.

Positions of cave gravity stations at each site were measured using standard speleologists tools. Azimuth, inclination and distance were performed along 2 progressions of surface toward depth stations. Closing misfit indicates that elevation accuracy is around 0.2 m.

Volume of chambers and pothole is estimated using the same standard speleologist tools. For each chambers and potholes, the distance between gravity stations and wall every 45° azimuth and 20° inclination was measured (Figure 6.3).

Meteorological data

Precipitation and potential evapotranspiration is given by Météo-France institution. The nearest Météo-France stations of each site were selected. Precipitations are daily monitored respectively at 4 km to the South-East of SEOU site and 5km to the South of BESS site. Rain gauges are automatic tipping-bucket with a resolution of 0.2mm. Accuracy of rain gauges is equal to 4% during weak precipitation, but the errors increase when precipitation exceeds 150 mm/h (10% accuracy) (Civiate & Mandel, 2008) which is rare in the area.

Daily potential evapotranspiration (PET_d) is calculated using Penman-Monteith's formula by Météo-France. PET_d is given at respectively 7 km to the South-West of SEOU site and 5 km to the South of BESS site. The actual evapotranspiration (AET) has been calculated from the potential evapotranspiration (PET_d) and a crop coefficient (k). The crop coefficient is time-variable (i.e. during a season) (Allen et al., 1998) and includes effects of water availability and physiological properties of plants. The seasonal variation of the crop coefficient cannot be evaluated without direct monitoring of actual evapotranspiration but a mean yearly value of k coefficient can be estimated using yearly actual evapotranspiration (AET_y) and daily potential evapotranspiration (PET_d). Turc's formula gives the AET_y as function of yearly rainfall and yearly mean air temperature (Turc, 1961; Révéniéras, 1986). Yearly average of k coefficient is the ratio between AET_y and yearly total PET_d :

$$k = \frac{AET_y}{\sum_{i=1}^{365} PET_d(i)} \quad (6-1)$$

Based on 12 and 5 years from site to site, k coefficient is equal to 0.51 and 0.49 respectively for SEOU and BESS site. The crop coefficient on Durzon karst system has been calculated using different methods and ranges between 0.5 and 0.7 (Jacob, 2009). A value of 0.6 for BEAU site has been selected. Due to the lack of real error estimation, accuracy of AET is arbitrarily fixed to 15% of AET estimation.

In situ density and porosity from core sample

Rock core samples have been taken around each gravity site both at the surface and at depth. Porosity and grain density of core sample were obtained using triple weighting. The dry, saturated and immersed masses were weighted with a 10^{-3} g accuracy. Core sample were placed in vacuum chamber before saturated them in order to assure a best micro-pore filling.

Stabilized water of charged ion is used to saturate core sample, thus avoiding micro-precipitation or micro-dissolution during experiment. Knowing grain density and porosity, one can determine saturated and dry densities ρ_b and ρ_{dry} of the core samples, which are respectively the densities of the saturated and dry samples. Thirteen limestone core samples from the surface and 19 from depth were analyzed at SEOU site. At BESS site, grain density and porosity was measured on 6 to 7 cores samples at each gravity station.

Surface to depth gravity measurement

The surface to depth (S2D) gravity experiment consists in measuring the time-lapse gravity difference between the surface and depth at a given site. S2D was used in previous study in cave about 25 km NW from BESS (Jacob, 2009). The caves morphology allows taking measurements in the interior of karst and at different depth in the unsaturated zone (i.e. BESS cave). For each karst system we chose one cave where the surface and underground access is easy, large and practicable with a relative gravimeter. S2D gravity measurements are done at the surface and \sim 35m depth at the SEOU cave. For BESS cave, gravity stations are located throughout the cave and approximately every 15m depth. Therefore, gravity stations have been placed respectively at the surface, -12m, -23m, -41m and -53m. We know that 90% of the gravity effect is derived from a cylinder where radius is five time the vertical separation between measurement stations (McCulloh, 1965). Considering each depth of measurement from site to site, time-lapse S2D gravity differences correspond to an investigation cylinder with \sim 200m radius for SEOU site and respectively \sim 70, 50, 90 and 80 m radius for each part of BESS site.

Gravity measurements have done during two years (2010-2011) in late summer and early spring in order to catch the up and down of the seasonal water cycle. Even if only two measurements date per year are presented in the results section, they can correspond to the sum of different experiments as the end of summer can be late.

Scintrex relative gravimeters have been used in the past for precise micro-gravimetric survey (Bonvalot et al., 2008; Merlet et al., 2008; Jacob et al., 2010a). The CG-5 instrument has a reading resolution of 1 μ Gal and a repeatability less than 10 μ Gal (Scintrex limited, 2006). The compactness and the precision of this gravimeter give back it as an interesting tool for our study and we choose this gravimeter to measure the S2D gravity. The gravity sensor is based on a capacitive transducer electrostatic feedback system to counteract displacements of a proof mass attached to a fused quartz spring. Small disadvantage of this system is that steady calibration is needed and a correction of the instrumental drift. The drift is supposed to be linear during a short experiment (less than one day) and can be evaluated with repeating measurements at the same station during a day. We used only the CG-5#167 for all measurements to avoid gravimeter bias. This gravimeter is known for the use in accurate gravity measurement network (Jacob et al., 2009; Jacob et al., 2010a).

In addition to the daily drift, the transport of the gravimeter causes a relaxation of the quartz spring that leads a rapid variation of the gravity value during the first \sim 40 minutes of measurements (for the CG5 #167). This phenomena also been related in numerous studies (Hackney, 2001; Timmen & Gitlein, 2004; Flury et al., 2006; Christiansen et al., 2011). The

relaxation is greater than the daily drift of the gravimeter and displays variable amplitude depending probably on time transport and temperature variations. Contrary to the drift, the role of the sensor temperature and the relaxation are not well understood and cannot be well modeled. For this reason the relative spring gravimeter have lack of clear error budget without influence of these phenomena.

Two measurement strategies were used. The first one, called “short time strategy” consists to measure the reference station 5 times and the others stations 4 times. For each single occupation 10 measurements of 90s at 6Hz sampling measurement were performed. Only the 5 or 6 most stable measurements were selected. Frequent reference station measurements allow constraining the instrumental drift and the number of occupations decrease statistically the error. In this approach, one assumes that the relaxation due to the transport always results to the same bias from site to site. The transport time between two stations is keep as constant as possible to obtain similar relaxation bias. This strategy was used for the two first dataset (winter 2010 and summer 2010) (appendix 1)

The second strategy, called “long time strategy” aims to overcome the relaxation phenomena and was used for the three last dataset. Only two or three occupations at the reference station and only one at the others stations are done. For each occupation, a minimum of 40 measurements of 90 seconds at 6 Hz sampling measurements was performed (~ 1 hour). At the end of one station measurement, the relaxation of the gravimeter is expected to be done. Therefore the gravity reading then follows the daily drift. A minimum of 20 gravity reading during this linear, stable measurement period are kept. Such a strategy can be applied only if the drift of the gravimeter is small and linear, which is the case of CG-5#167. To limited temporal bias linked to gravimeter position, the height and orientation of the CG-5 gravity sensor was fixed for all stations using a brass ring and carving the basement rock.

Gravity data processing and error estimation

As demonstrated by Budetta & Carbonne (1997), Scintrex relative gravimeters need to be regularly calibrated when used to detect small gravity variations over extended periods of time. The calibration factor changes were measured before each gravity period at the Montpellier-Aigoual calibration line (Jacob, 2009). The accuracy of the calibration is 10^{-4} . Calibration factor of CG-5#167 is stable during studying period. The error of the calibration factor change does see not significantly affect the corrected S2D gravity accuracy.

The gravity data are corrected for Earth tides using ETGTAB software (Wenzel, 1996) with the Tamura tidal potential development (Tamura, 1987). Considering the distance of Atlantic Ocean, The ocean loading effects are weak ($6\mu\text{Gal}$) and have been removed using Schwiderski tide model (Schwiderski, 1980). Atmospheric pressure loading is corrected using a classical empirical admittance value of $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$ (pressure measurements have an accuracy of about 1 hPa with a small barometer). Polar motion effects are not corrected because they are nearly identical for the surface and depth sites over the time span of one S2D measurement (~ 8 hours).

The drift of the CG-5 sensor is linked to a creep of the quartz spring and must be corrected to obtain μGal values of gravity variation. The instrumental drift is assumed to linear because of the short time span of the loops is lower than a day (< 4 hours). Temperature drift was not corrected.

The gravity differences between the surface and depth and the drift value are obtained using a least-square adjustment scheme. We consider that the effects of temperature change on gravity variations are uncorrelated with the drift. Software MCGRAVI (Beilin, 2006) based on the inversion scheme of GRAVNET (Hwang et al., 2002) is used to adjust gravity measurements. Unknowns to be adjusted are gravity value at each station (surface and depths) and the linear drift of the gravimeter. Measurements between surface (m_s) and depth (m_d) can be expressed as:

$$C_f \left(m_s^{t_j} - m_d^{t_i} \right) + v_{S_i}^{S_j} = g_s - g_d + D_k (t_j - t_i) \quad (6-2)$$

Where C_f is the calibration correction factor, $m_s^{t_j}$ and $m_d^{t_i}$ respectively the surface and depth gravity reading at time t_j and t_i , $v_{S_i}^{S_j}$ the residuals of $(m_s^{t_j} - m_d^{t_i})$, D_k the linear drift of the loop k , g_s and g_d the gravity values at the surface and depth station. The variance of one gravity reading is given by the standard deviation of 90s measurements series. Additional errors of $2\mu\text{Gal}$ come from inaccurate gravity corrections and possible setup errors. The a posteriori variance of unit weight is computed as:

$$\sigma_0^2 = \frac{V^T P V}{n - (m + s)} \quad (6-3)$$

Where n is the number of gravity station, s the number of loops, m the number of gravity reading, V is an n vector of residuals and P is a weight matrix.

After processing, the “long time” strategy reduces the errors of the gravity value. Indeed, residuals histograms of the fit of the “long time” strategy are narrower than those of the “classical” strategy which confirms the improvement of the field experiment strategy (Figure 6.4). We tested in a cave the “long time” strategy using repeated measurement on a single site interrupted by hand transportation. Again, we obtain a gravity value displaying smaller dispersion of the residuals than the one provided by the “short time” method (unpublished result). Most of residuals display a Gaussian shape centered on zero with a small dispersion showing the good quality of the gravity readings and hence the robustness of the surface to depth gravity differences. However, the standard deviations of the residuals are around $8 \mu\text{Gal}$ (Figure 6.4a) for the period t_1 at SEOU site due to an unexpected gravity jump during a dataset acquisition. As no explanation was found for this gravity jump, we kept it for data adjustment even if it increases the dispersion of the gravity residuals. The S2D gravity difference (show significant variations with time (appendix 1): $17 \mu\text{Gal}$ and $14\mu\text{Gal}$ for SEOU and BESS sites.

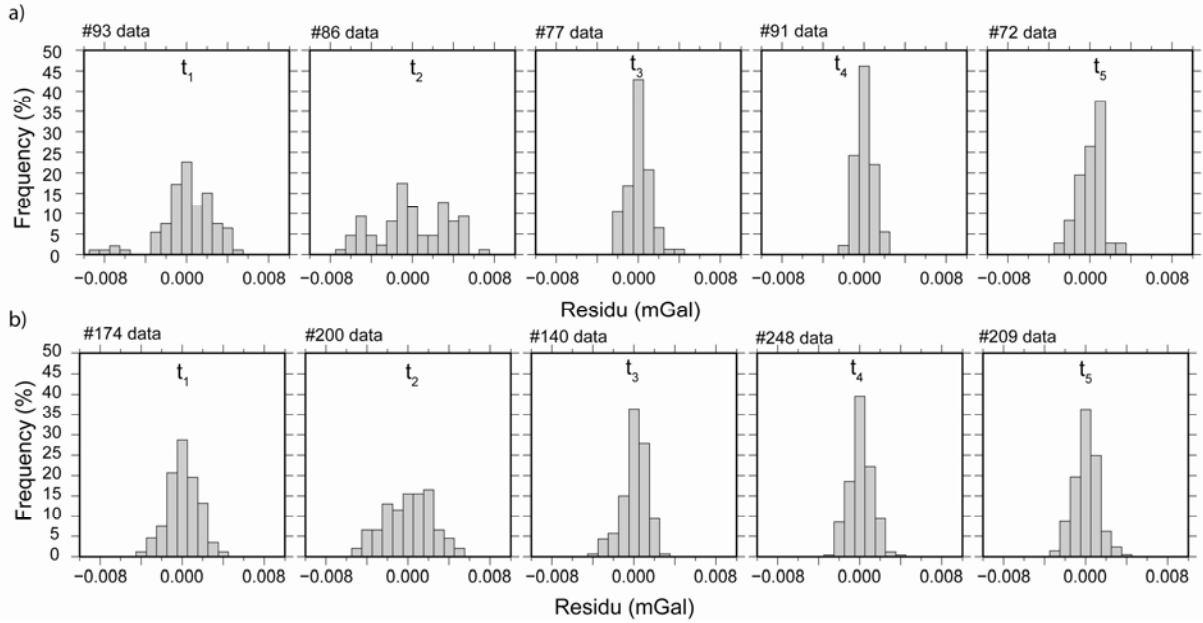


Figure 6.4: Histogram of residuals of the fit at a) SEOU site, and b) BESS site for each measurements periods. Residuals of the fit is the difference between estimated gravity using least square adjustment and calculated value using drift estimation of least square adjustment.

The surface to depth formulation is now described. Results are presented as follow. Using a simple difference (S2D) one can estimate physical properties (density and porosity) of the medium at each site and compare them to BEAU result. Double difference (S2D and time) allow estimating seasonal water storage variation and we detail the depth distribution of these. When time-lapse S2D gravity variations are coupled to meteorological data on can compare gravity variations from site to site. The surface to depth formulation is now described.

Surface to Depth formulation

The surface and depth gravity measurements g_s and g_d can be expressed as:

$$g_s = 2\pi G\rho_{app}h + 2\pi G\rho_{app}z_d + T_s + z_s grad(g_0) + \Delta g_B(z_s) + g_0(\phi_s) + g_{LW}^S \quad (6-4)$$

$$g_d = -2\pi G\rho_{app}h + 2\pi G\rho_{app}z_d + T_d + z_d grad(g_0) + \Delta g_B(z_d) + g_0(\phi_d) + g_{LW}^d \quad (6-5)$$

Where G is the universal gravitational constant, h is the height difference between two stations, ρ the density of the rock mass below depth station, z_s and z_d the depth of stations, T_s and T_d the terrain effects at the surface and depth, $grad(g_0)$ the vertical normal gravity gradient known as free-air gradient, Δg_b the Bouguer anomaly, g_0 the normal gravity for surface and depth station at latitude ϕ_s and ϕ_d . g_{LW}^S and g_{LW}^d are the long wavelength effects of global hydrology which is dominated by surface deformation induced by hydrological continental loading. Over the depth of investigation, the vertical deformation induced by hydrological loading is supposed constant. The surface to depth gravity difference $\Delta_{S2D}g$ can therefore be expressed as:

$$\Delta_{S2D}g = 4\pi G\rho_{app}h + \Delta_{S2D}T + hgrad(g_0) + \Delta_{S2D}g_B + \Delta_{S2D}g_0(\phi) \quad (6-6)$$

Where $\Delta_{STD}T$ is the difference of terrain effects between surface and depth station, $\Delta_{S2D}g_b$ the difference of Bouguer anomaly between surface and depth station, $\Delta_{S2D}g_0(\phi)$ the change in gravity due to latitude difference between surface and depth station. The main assumption is that the rock formations between each station have lateral constant density ρ_{app} .

Epikarst reservoir characteristics from S2D measurement

Using eq. 5 one can determine the apparent density of the matrix rock between surface and depth station. Similar method has been used in previous studies (Hussain et al., 1981; LaFehr, 1983; Kasameyer & Hearst, 1988; Jacob et al., 2009). Using the fact that the terrain effect is a linear function of density, the apparent density is obtained using eq. 5-17:

$$T(\rho) = \rho T(\rho = 1) \quad (6-7)$$

$$\rho_{app}(t) = \frac{\Delta_{STD}g(t) - hgrad(g_0) - \Delta_{STD}g_B - \Delta_{STD}g_0(\phi)}{4\pi Gh - \Delta_{STD}T(\rho=1)} \quad (6-8)$$

The apparent density corresponds to a mean apparent density of a large volume of rock between two measurement stations. Apparent density determination needs precise determination of each part of equation 7. Following Jacob et al. (2009) method, an estimation of each part of this equation at SEOU and BESS is detailed in Appendix 2.

The range of the porosity can be estimated using result of S2D gravity variation. Apparent density can be expressed as a function of apparent porosity:

$$\rho_{app}(t) = \rho_g(1 - \omega_{app}) + \rho_v(t)\omega_{app} \quad (6-9)$$

Where $\rho_{app}(t)$ is apparent density calculated from S2D gravity variation, ρ_g is the grain density, ω_{app} is the apparent porosity ρ_v is the void density which is function of saturation and water density $S(t)\rho_w$. The saturation is unknown; however its range is comprised between 0 and 1 for dry and saturated pores. The equation 8 allows evaluating the porosity range using the grain density known from core sample measurements. As the porosity is constant over the 2 years of the experiment, considering a saturation of 0% corresponds to the minimum possible porosity and a saturation of 100%, the maximum possible porosity. Result of density and porosity determination with S2D measurement and on core sample are summarize in *Table 6-1*. Results of the site BESS and SEOU are compared to the site BEAU studied in Jacob et al. (2009) using the same data processing.

Site	Depth (m)	From S2D			From core sample			
		Mean ρ_{app}	Mean ω_{dry}	Mean ω_{sat}	Mean ω	Mean ρ_g	Mean ρ_{dry}	Mean ρ_{sat}
SEUBIO	0	2604 ± 10	1.7	2.7	0.5 ± 0.5	2646 ± 3	2634 ± 11	2638 ± 6
	-33				1 ± 0.3	2651 ± 4	2624 ± 9	2634 ± 7
BESSE	0	2252 ± 8	15.5	24.6	5.4 ± 1.3	2672 ± 44	2516 ± 38	2573 ± 37
	-12				7.4 ± 1.3	2662 ± 45	2464 ± 75	2537 ± 63
	-23	2220 ± 26	17.0	26.9	1.6 ± 1.2	2692 ± 25	2649 ± 57	2665 ± 45
	-41	2507 ± 14	5.7	9.0	9.7 ± 2.5	2625 ± 9	2371 ± 69	2466 ± 45
	-53	2579 ± 10	3.1	4.9	4.3 ± 2.5	2697 ± 35	2581 ± 66	2623 ± 46
	BEAU.	0	2591 ± 22	4.7	7.4	9.2 ± 2.7	2729 ± 29	2477 ± 79
64	5.5 ± 2.3	2708 ± 15				2558 ± 73	2613 ± 50	

Table 6-1 : Mean apparent density and porosity estimated with S2D measurement at each site. Mean porosity, mean grain density, and mean saturated and dry density for each depth measured from core sample.

The S2D density range shows a high variability but is coherent with a carbonate density value from literature. For SEOU site, mean apparent density estimated from S2D measurement is of 2604 kg/m³ (Table 6-1). Density from core sample is including between 2634 to 2638 kg/m³ for surface and between 2624 to 2634 kg/m³ for depth. Density from S2D measurement is lower than those from core sample. The error budget from all methods is around 10 kg/m³. Porosity estimations are really weak compared to a mean of carbonate in karst system. A maximum of 2.7% of porosity have been estimated using S2D measurement. The porosity measured from core sample is always less than porosity from gravity and are close to the standard deviation (Table 6-1).

At BESS site, all density values (i.e. S2D and core sample) are lower than SEOU site. The apparent density from S2D measurement ranges from 2221 to 2579 kg/m³. Density increases with depth except for -12 m to -23 m depth where it is lower than those of surface to -12 m depth (Table 6-1). One can note that S2D estimation leads to very large porosity value (27%) near the surface at the BESS, much higher than core sample porosity. By contrast, grain density is similar at each depth. Porosity from core sample is range 1.6% to 9.7% and its value is strongly lower than those from S2D until -23m depth. Values of porosity is always

upper than error budget. At BEAU site, density estimated from S2D measurement is close to the range of density from core sample estimation. S2D porosity is in agreement with the ranges of core sample porosity.

The S2D density range shows a high variability but is coherent with a carbonate density value from literature. Core samples allow evaluating the micro-porosity only whereas the S2D gravity methods evaluate both the micro and macro porosity (i.e. matrix porosity, fracture porosity, voids). The global discussion of the results is presented in section 7.

Seasonal water storage variations from time lapse S2D

Once surface to depth differences are calculated, looking at temporal variations of the gravity S2D allow for retrieving the water storage variations. The time-lapse S2D gravity can be interpreted in term of equivalent water height changes assuming that the water storage variations are laterally homogenous at investigated temporal (seasonal) and spatial (~100 m) scales. Such hypothesis is likely to be untrue in a karstic area because voids are present at all scales. Looking at a snapshot of the water storage (porosity time's saturation) in the first meters of the karst should probably show high heterogeneity as seen in boreholes. In the present study, one can argue three points:

Time-lapse S2D gravity measures the water storage changes i.e. porosity times saturation variations. As the epikarst is never completely saturated during the experiment, the heterogeneity of the water storage variations is only due to saturation and not to porosity. Therefore, the heterogeneity of the water storage is mainly independent of the porosity heterogeneities.

Time-lapse S2D gravity measure underground water variations associated to a *seasonal water cycle*. At the seasonal time-scale, the capacitive function of the karst is probably largely dominant and the transfer function as the fast transfer is not measurable. Furthermore, the diffusion leads to a homogenization of the saturation. S2D gravity measures at an intermediate (100 m) scale. The laterally integrative property of the gravity leads to ignore small scale (up to a few meters) heterogeneities which is one of the main advantage of the gravity method.

Taking into account previous hypothesis, the time variations of each term of equation 6-5 must be evaluated. The free-air gradient, normal gravity and depth are constant with time because of the absence of tectonic activity. For our time of investigation, effects of erosion on topography, caves wall and potential tectonic activity can be considered as negligible for all sites. Therefore, we can consider topography variations around sites and caves volumes constant with time. Additionally, apparent density variations due to water storage variations yield a negligible influence on terrain effects (<1 μ Gal). Therefore, the evolution of surface to depth gravity $\Delta_{STD}g$ with time δt can be reduced to:

$$\Delta_{\delta t}\Delta_{S2D}g = 4\pi G\Delta_{\delta t}\rho_{app}h \quad (6-10)$$

Where $\Delta_{\delta t}\rho_{app}$ is the apparent density change over time δt within height h . Surface to depth gravity variation during time period $\Delta_{\delta t}\Delta_{S2D}g$ correspond to twice the Bouguer attraction of a plate with $\Delta_{\delta t}\rho_{app}$ density and height h . Karst specific processes such as dissolution or precipitation can be discarded because they occur over much longer time periods. Finally,

only the water saturation variations can change the apparent medium density. Time-lapse distributed water saturation variation can be approximated as an equivalent water layer height variation. Moreover time-lapse S2D gravity differences correspond to twice the gravity effect measured from the surface increasing the signal to noise ratio. Let $\Delta_{\delta t} \Delta_{S2D} l$ be the equivalent water layer height variations (EqW) over time δt within height h . $\Delta_{\delta t} \Delta_{S2D} l$ induces the density change $\Delta_{\delta t} \rho_{app}$. Hence, the time-evolution of $\Delta_{\delta t} \Delta_{S2D} g$ can be expressed in the following manner:

$$\Delta_{\delta t} \Delta_{S2D} g = 4\pi G \rho_w \Delta_{\delta t} \Delta_{S2D} l \quad (6-11)$$

where ρ_w is density of water and $\Delta_{\delta t} \Delta_{S2D} l$ the equivalent water height variation over time δt within height h .

Site	Time period	Gravity difference (mGal)	σ_{diff} (mGal)	Equiv. Water height (mm)	Cummulative precip. (mm)	Cummulative AET (mm)	Water inflow (mm)
SEOUBIO	Feb/10-Aug/10	-0.0085	0.0019	-203 ± 48	281 ± 11	239 ± 48	41 ± 49
	Aug/10-May/11	0.0040	0.0019	95 ± 48	628 ± 25	254 ± 51	373 ± 56
	May11-Sep11	-0.0015	0.0010	-35 ± 25	256 ± 10	344 ± 69	-88 ± 69
BESSE TOTAL	Feb/10-Aug/10	-0.0060	0.0033	-143 ± 40	315 ± 13	381 ± 76	-66.6 ± 77
	Aug/10-May/11	0.0050	0.0033	119 ± 40	854 ± 34	266 ± 53	587 ± 63
	May11-Sep11	-0.0055	0.0022	-131 ± 33	162 ± 6	320 ± 64	-158 ± 64
BEAUMELLE	Sep/06-Nov/06	0.0130	0.0011	325 ± 53	445 ± 18	69 ± 14	375 ± 22
	Nov/06-Sep/07	-0.0105	0.0017	-262 ± 82	482 ± 19	753 ± 150	-271 ± 151
	Sep/07-Feb/08	0.0130	0.0016	325 ± 79	424 ± 17	208 ± 17	217 44

Table 6-2: Time-lapse S2D gravity difference, EqW, cumulative precipitation and evapotranspiration, and total water inflow at SEOU, BESS and BEAU site for different recharge and discharge period.

Results of the time-lapse gravity difference and equivalent water height are presented for each site between two consecutive periods (Table 6-2). Results of BESS and SEOU site are compared to the ones obtained at the BEAU site. As the measurements are done

approximately every 6 months during the optimum of the seasonal water cycle, the yearly cycle is measured without ambiguity. Gravity differences from all depths have been added for BESS site to obtain a total EqW.

During all discharge period, gravity differences are negative in the three sites that indicate a decrease of EqW. At SEOU site, the two dry seasons lead to a loss of about 203 mm and 36 mm EqW respectively for first and second discharge period. Similarly, gravity differences have all a positive value during recharge period (Table 6-2). At BESS site, total EqW increase during recharge period is equal to 119 mm. EqW range between the sites from 95 mm to 325 mm during recharge period. One can note that errors budget is always smaller than the measured gravity variations validating the experimental setup and processing. Except for the first recharge periods at the SEOU site, the EqW from recharge is equivalent to those from discharge.

Depth distribution of seasonal EqW

Result summarize in Table 6-2 for BESS site is the sum of the contribution of investigation thickness until -58m depth. At BESS site, EqW can be obtained for each measurement depth. Because of gravity change has been measured at different depths at the BESS site, time-lapse S2D gravity variation versus depth are available (Figure 6.5). Recharge and discharge distribution are shown in figure 5. Recharge and discharge section have the same form. Time-lapse S2D gravity variation is equal to $9\mu\text{Gal}$ and $-9\mu\text{Gal}$ respect for 0-12m thickness respectively for recharge and discharge period. These variation are significant because of error budget is less than this value ($4.5\mu\text{Gal}$). This gravity variation matches to 106mm of EqW. Beneath -12m depth most of variation recorded is of $-3\mu\text{Gal}$ between -12m to -23m depth for discharge period. All other time-lapse S2D gravity variations are less than this value. Under -12m depth, S2D gravity changes is close or lower than error budget.

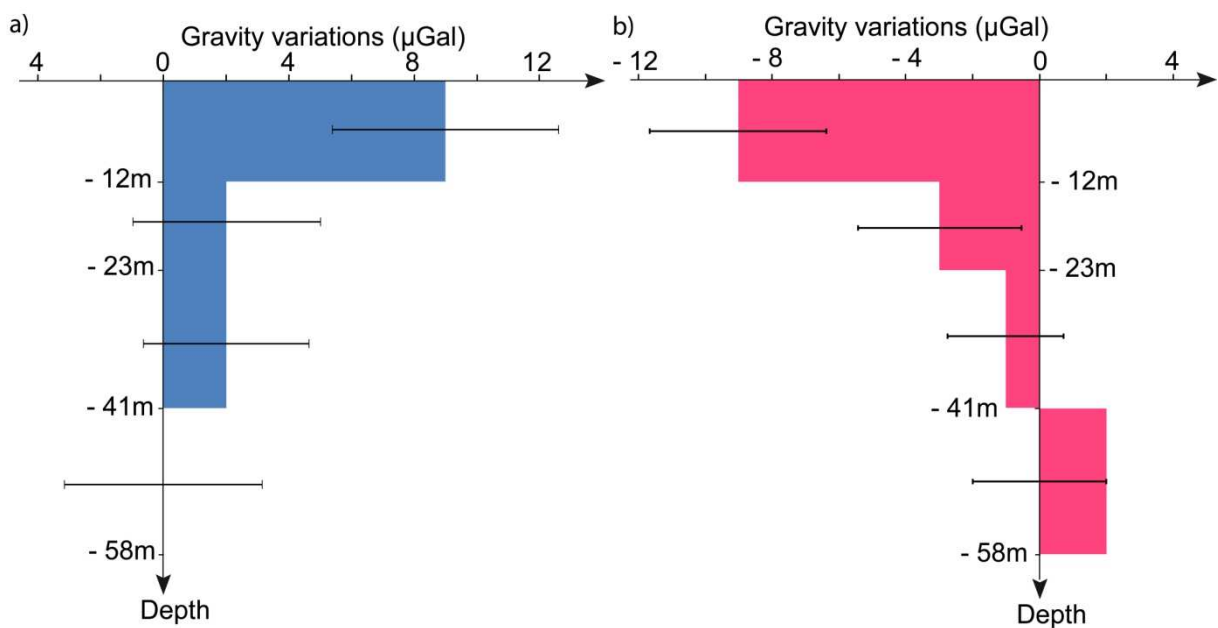


Figure 6.5 : S2D gravity difference function of depth at the BESS site for a) recharge period in 2010; b) and discharge period in 2011.

Epikarst water storage properties

As the precipitation and the evapotranspiration vary geographically from site to site, EqW cannot be directly compared. The water inflow (i.e. precipitation minus AET) must be considered to compare EqW from site to site and discuss the water storage capacity in the unsaturated zone. The normalization by the water inflow of the water storage allows also comparing EqW measured at BEAU in 2007-2008 with the EqW at BESS and SEOU in 2010-2011.

As no runoff has been observed at the three sites, the effective precipitation or the net water inflow (NWI) during a time period is the difference between the cumulative precipitation (P_c) and the cumulative actual evapotranspiration (AET_c) for the given site:

$$NWI = P_c - AET_c \quad (6-12)$$

Error budget of NWI is evaluating using the square root of the sum of square precipitation uncertainty and square AET uncertainty. The net water inflow exhibits as expected a seasonal cycle. High values (up to 600 mm) during the recharge and small or negative value during the discharge (up to -263 mm) has been recorded (Table 6-2). Precipitation, AET estimation and their error budget are explained in previous section.

At BESS and SEOU during the recharge, the EqW is always smaller than the net water inflow. For example, at BESS site EqW is equal to 119 mm instead of net water inflow is only of 587 mm. During the same season, BEAU exhibits an EqW similar to the NWI. We obtain 325mm of EqW with 376mm for NWI.

During discharge period, EqW and NWI are all negative except for 2010 in SEOU where NWI is equal to 41.2 mm. The EqW decrease is larger than estimated from NWI for the February 2010 to August 2011 period at SEOU and BESS site. On opposite, for May 2011 to September 2011 period, EqW decrease is lower than NWI loss (Table 6-2). At BEAU site, EqW are sometimes larger and sometimes lower than NWI during the discharge. Such unrelated relationship between EqW variations and NWI are typical of the discharge and prevent simple interpretation. The discharge is also characterized by a high error budget of NWI value as the evaluation of AET is dependent of the relative low accuracy of k coefficient.

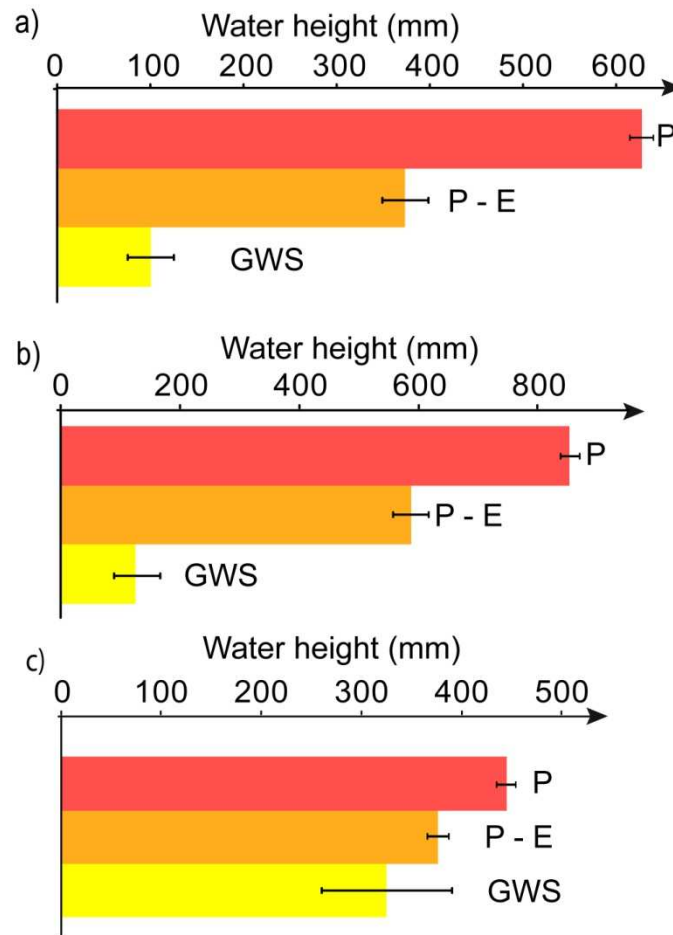


Figure 6.6 : Precipitation, water inflow and EqW during recharge period for a) SEOU site; b) BESS site and c) BEAU site (09/06-11/06).

We now can describe EqW function of NWI at each site for one recharge period. We calculated the proportion of water of EqW that correspond to NWI (Figure 6.6). One can note that AET play a major role at SEOU site and eliminate approximately 40% of precipitation during recharge period. By contrast AET eliminate only ~25% and 10% of precipitation respectively at BESS and BEAU site. This strong influence of AET at SEOU site is probably linked to the weak elevation of this site (~350m) compared to BESS and BEAU site (~700m). For SEOU site, EqW increase corresponds to 30% of net water inflow during August 2010 to May 2011. For BESS site, EqW proportion is similar to SEOU site and match to 30% of NWI. EqW proportion is stronger at BEAU site with 80% of NWI.

Interpretation and discussion

Epikarst physical properties

In karst systems, total porosity is to the sum of contribution of different structures such as pore matrix, fracture and conduits. The geometrical organization of these structures leads to complex and heterogeneous hydrological properties. This heterogeneity is represented in all entity of karst system. For saturated zone that correspond to drain properties versus matrix properties that have a significant porosity difference and then play a different role in water

storage and transfer (Mangin, 1975; Emblanch et al., 2003). Drain play role of transfer instead of matrix play role of water storage reservoir (Mangin, 1975). For unsaturated zone of karst system, heterogeneity is also visible. In this way some authors observe a great difference of physical properties between surfaces rock to depth rock of unsaturated zone (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). First meter of unsaturated zone are very spoil compared to depth with presence of opened fracture, strong spoil matrix and soil and spoil deposit. This part of unsaturated zone is generally named épikarst and has a different physical property than depth of unsaturated zone. Epikarst, linked to strong alteration of rock, have a strong porosity and permeability than the depth of unsaturated zone (Williams, 2008). This difference contributes to the emergence of permeability barrier at the base of epikarst that allow to stock water (Williams, 2008). Epikarst structure has been imaged by “georadar” (Al-fares et al., 2002). Estimating a mean value of porosity in épikarst is not easy because of lot of structure with different scales contribute to porosity increase. Unlike porous or fractured system, it does not exist a representative basic volume of hydrological properties for karst system and the hydraulic properties vary from several orders of magnitude with the observation scale (Király, 2003). Due to these weak volumes, core samples allow evaluating only the micro-porosity. Fracture porosity cannot be expressed in core sample. Because of gravity measurement is an integrative method, the time-lapse S2D gravity method evaluates both the micro and macro porosity (i.e. fractures, voids and matrix porosity). If we assume that core sample porosity is representative of mean matrix porosity, the comparison between both methods allows estimating the proportion of macro-porosity in the epikarst. In the compact limestone of SEOU, the micro-porosity is lower than 1 % whereas the whole average porosity deduced from gravity measurement ranges from 1.7-2.7%. Therefore, most of porosity on this site could be attributed to fractures and large voids. This result is in accordance with the geological and geophysical knowledge of the area. Electric network and observation during flood event show that fractures play a major role in water transfer between surfaces to saturated zone of Lamalou karst system. Fractures network above major drain are not plugged by clay or soil deposit compared to other fractures on system that prove the hydrological functioning of fracture in unsaturated zone of this system. Analyzing of spring behavior show that most part of water is evacuated rapidly after rain event. This observation let think that water transfer through unsaturated zone is mainly linked to fracture network that allow a rapid water flow until saturated zone. Indeed the limestone is very compact (mudstone) and probably not allow rapid transfer of water trough unsaturated zone. Field observations and geophysical imaging (Al-fares et al., 2002) confirm the presence of open fracture network at the surface.

At the BESS site, the different depths of gravity measurements in limestone formation allow to look further into the structure of the epikarst. A large difference is seen between the first 20 meters and below. In the first 20 meters, the total porosity (27% max) is significantly greater than the micro-porosity (7%). Such a high total porosity reflects fracture porosity but also probably plural-centimeter voids or unexplored larges voids. Furthermore, scree constituted by pebble and marl, is present between 12 m to 23m depth that tend to increase the total porosity estimated from S2D gravity. Beneath 23 m depth, total porosity is similar to micro-porosity that let think that limestone is more homogeneous (?) and less spoiled. Fracture and unknowing void do not seems to have a great influence in term of apparent porosity in depth.

Then, one can interpret the structure of unsaturated zone at BESS as an épikarst zone located in the ten first meter under surface where strong alteration leads a high secondary porosity. Under épikarst horizon, the unsaturated zone is less spoiled and secondary porosity is weakly developed. The results are in accordance with the definition of the upper part of unsaturated zone proposed by Williams (2008) where epikarst have a great secondary porosity in comparison to the rest of unsaturated zone. Such total porosity cannot be directly accessed from local in-situ observations and large volume sampling measurements are necessary.

Taking into account that gravity cave effect is corrected for, at the BEAU site, almost no macro-porosity is present in the first 60 meters of the karst. This result can be deduced because core sample porosity (only micro-porosity) is similar to S2D apparent porosity (all porosity). From the terrain observations, almost no opened fractures or void are seen at the surface or in caves. Most of the voids are filled with sand (result of dolomite alteration). This comparison let think that physical properties is most spatially homogeneous than in limestone unsaturated zone. Indeed, because of fracture have not a strong proportion of apparent porosity, one can deduce that this structure do not play a major role in water transfer such as explain by most authors (Drogue, 1974; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). In this case matrix can be the main reservoir structure of dolomite unsaturated zone. Our porosity estimation is in accordance to the literature where mean dolomite porosity is 7% with range from 0-30% (Kresic, 2007). Great variability of porosity rang is probably linked to different karstification stage. Apparent porosity of BEAU site is located in lower part of total range of porosity. This can be attributing to the weak or not very developed karstification processes at this site in comparison to others dolomite karst system in the world. In the two studied limestone karst system, fracture and more generally macro-porosity seem to be a dominant porosity. The open fractures promote probably a fast water transfer within the unsaturated zone such as SEOU site. As the matrix porosity is small, the amount of water storage in the unsaturated zone should be limited. However, major implication of fracture in water transfer does not demonstrate the absence of spoiled épikarst. As well as, Al-Fares et al. (2002) have shown the presence of epikarstic horizon on this karst system. In BESS site we demonstrate the presence of an epikarst spoiled thickness in the first ten meter of unsaturated zone. As well as, although fast transfer seem to be present with the light of fracture porosity in limestone unsaturated zone, they are maybe also presence of water storage in the epikarst. In the light of great variability of limestone in the earth surface (mudstone to grainstone), native porosity can take weak as strong value. In SEOU site, limestone is mudstone and at BESS site it is wackstone or packstone type. These two types of limestone have a different native porosity where mudstone porosity is less than packstone porosity. Although this native difference, BESS and SEOU site seem to have the same epikarstic properties that let think this properties should be extend at all limestone karst system.

By contrast to limestone karst, in dolomite karst of Durzon system micro-porosity seems to be dominant and leads a possibility of large water storage. The small part of macro-porosity in the dolomite allows driving some conclusion about the water storage such as potential reservoir but not about water transfer. Indeed, a single open fracture could be negligible from the reservoir or porosity point of view but be major drain water. Lithology clearly influences the physical properties of the unsaturated zone in the studied karst system.

Depth position of water storage change

The BESS site allows evaluating the vertical distribution of the seasonal water storage variations. Water storage variations are mostly located within the first 12 meters (Figure 6.5) which is also the depth displaying the largest porosity (see section 5). The effective water thickness transiently stored here reaches 110 mm. The transient water storage between 12 m and 55m depth is not detectable using our gravimetric method and is less than 30mm. Therefore, transient water storage in this area seems to occur in the first meters of the unsaturated zone: in the epikarst. The remaining unsaturated zone below (i.e., infiltration zone) may only have a transfer function. Estimated transfer and water storage in this area of high porosity therefore supports the idea of a key role of the epikarst in seasonal water storage (ref). By combining this result to result of physical properties of BESS site, we show that water storage occurs in thickness most spoiled part of unsaturated zone. This is in accordance with a model functioning of this part of karst system in effect currently (Mangin, 1975; Perrin et al., 2003a; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Strong apparent porosity allow to seasonal water storage in the épikarst. Spoiled structure allow water reservoir in the first meter of unsaturated zone of karst system. Following Williams (2008), epikarst thickness vary from 10m to 30m. This author explains that epikarst water storage is possible if they are a strong porosity of epikarst and a permeability contrast between épikarst and infiltration zone. Depth distribution of water storage in unsaturated zone, before deduced from observations, is now quantified and depth limited by gravity method.

Role of lithology on epikarst water storage properties

Comparison of EqW with NWI clearly shows the water storage properties of the epikarst. A significant amount of seasonal water storage is measured at the three sites but with different amplitudes. Such results confirm the role of the epikarst as an active reservoir at seasonal scale. Recharge periods integrate mainly autumn and winter season that are weakly influenced by evapotranspiration due to low temperature. Hence large uncertainty in the evaluation of the evapotranspiration does not affect the estimation of net water inflow. During recharge period, EqW increase correspond to 30% of net water inflow at SEOU and BESS site (Figure 6.6) whereas at BEAU site EqW increase is as large as 80% of NWI.

Thickness of unsaturated zone should lead a difference in storage capacity of unsaturated zone. As BESS and SEOU EqW to NWI ratios are equivalent, the thickness of the unsaturated zone seems not to be a critical factor influencing the seasonal water storage capacity of the epikarst.

The EqW to NWI ratio from the gravity measurements is now interpreted in the terms of karst morphology or lithology. Water storage capacity seems to be largely dependent on the kind of host rock (limestone for BESS and SEOU sites and dolomite for BEAU site). Nearly all of water inflow is stored in the epikarst horizon in dolomite site. On the opposite, in limestone site, only a third of the NWI is stored. This suggests that dolomite favors the transient water storage thanks to large porosity. Indeed, alteration of the dolomite develops high micro-porosity that increases the reservoir properties of the epikarst (Quinif, 1999). This type of alteration is called fantomisation. Due to the cubic form of dolomite, dolomitic sand way out from fantomisation processes indeed a great porosity of large volume. Also, enlarged fractures

associated to secondary porosity are filled by the residuals of dolomite alteration. By contrast, limestone is characterized by a small to medium micro-porosity drained by open fractures. As a consequence, seasonal water storage capabilities of dolomite's epikarst could be more important than those of limestone's epikarst. Unsaturated zone of dolomite karst could have a great capacitive function and a relatively limited transfer function. On the opposite, unsaturated zone of limestone karst system could have a smaller capacitive function.

Some studies indicate that epikarst has a large capacitive function and corresponds to a main seasonal stock of water (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). The dominant role of epikarst for water storage is largely confirmed by STD gravity survey. For dolomite rock, the capacitive function of the epikarst could retain up to 80 % of water inflow. Limestone sites reveal to be less efficient in term of epikarstic water storage. Indeed, 60% of NWI is transferred in the infiltration and/or in the saturated zone where storage could occur. However, we acknowledge that this deep storage cannot be measured from S2D gravity measurements even if the associated gravity change is included in absolute gravimeter data (ref).

During the discharge period, the evapotranspiration plays a major role in the net water inflow error budget. The large uncertainty in the evaluation of the evapotranspiration leads a large uncertainty on the value of NWI that does not allow a reliable interpretation of the discharge period. A direct Moreover, ambiguity remains between evapotranspiration error and water transfer below the depth of investigation.

Deducing a transmissive function

Time-lapse gravity survey highlights only storage properties of karst system (Deville et al., 2012). Direct observation of gravity time-series not allows an interpretation of water transfer properties. However, when gravity time-series is associated to a hydrological model which correct surface effects (topography and building umbrella effect), one can determine water transfer properties. But, this association requires a lot of gravity measurements with time-spacing lower than two months. Then this model scheme is not applicable at our gravity data because of time-repeating gravity measurement is 6 months approximately. However, due to time-lapse repeating measurement, it is possible to deduce partially a water transfer properties using S2D gravity measurement. As gravity measurement is repeated every 6 months, it is possible to deduce if water transfer seems to be upper or lower 6 months. During the recharge period, the epikarst reservoir is filled by water fluxes from surface. To observe large seasonal water storage such in BEAU, the transfer time of the epikarst reservoir should excess 6 months which is the time interval of the gravity measurements. As almost no inter-annual cycle has been observed (Deville et al., 2012) on Durzon karst system, the transfer time should be less than one year. This range of transfer time is in accordance with the model result obtained on Durzon karst system (Deville et al., 2012). A long transfer time of the epikarst reservoir to the infiltration zone of about 6-12 months can be proposed for altered dolomite karst with an absence of effectively transmissive fractures. On the opposite, only a small part of the input water flux is stored in the limestone epikarst (BESS, SEOU) after the recharge period. A short transfer time (< 6 months) in the limestone karst is therefore necessary and can be due to open fracture as observed in surface or from the S2D porosity evaluation. At SEOU site, (Chevalier, 1988) shown with the analysis of spring during flood events that water

transfer is fast between surface to spring (some day) and a major part of water inflow is finding some days after rain at the spring.

If an exponential decrease model of the water storage is taken, a mean life-time of 3.5 and 13 months for the short (limestone) and long (dolomite) transfer time is found. One can finally look at the SEOU recharge 2010 experiment which has an abnormal high EqW increase (*Table 6-2*). The measure was done only a few days (one day) after a heavy rainfall and a major part of water from fast transfer is probably still present in the unsaturated zone.

Conclusion and perspective

Our time-lapse S2D methodology uses in-situ measurements in karstic caves during the extrema of the seasonal climatic cycle. The large volume investigated by gravity measurements leads to average local medium heterogeneity. The three studied areas display different morphology, lithology and climate. However, significant seasonal water storage in the epikarst is always detectable. Physical reservoir properties and their difference from site to site have been estimated. We highlight a different capacitive function between the two sites located in limestone with respect to the one embedded in a dolomite environment. One explanation of these specific behaviors could be a petro-physical difference between limestone and dolomite. The depth extent of epikarstic storage has been clearly shown in the BESS site thanks to gravity stations regularly spaced with respect to depth. We found that seasonal water storage occurs in the 20 first upper meters, therefore matching the high porosity zone. The infiltration zone below 20 m depth seems to have only a transfer function. Therefore, even in a relatively shallow epikarst, seasonal water storage change remains efficient.

No relation between seasonal water storage amplitude and morphology of karst system (i.e. unsaturated zone thickness) has been observed. However, the seasonal water storage amplitude seems to be dependent of the lithology. Especially the alteration of the dolomite seems to enhance the storage properties of the epikarst. Dolomite's epikarst seems to a greater capacitive function than limestone's epikarst.

The transmissive function of the epikarst can be partially deduced from the water storage estimation. Long transfer time in the dolomite (> 6 months) and short in the limestone (< 6 months) are observed. The study of the karst transfer function cannot be done directly from surface gravity measurements and is a clear advantage of S2D setup. The addition of an absolute monitoring of the surface point with an absolute gravimeter should allow estimating the water storage both between the surface and depth but also below the depth measurement and give constrain on the infiltration / saturated zone.

Since the paper focus only on three sites, our findings should be compared with other measurements in various karst systems to analyze more rigorously the impact of the fracture and of the lithology. Moreover, gravity observations should be combined with in situ flux (such as seepage) or geophysical (such as Magnetic Resonance Sounding) measurements in order to study the between water storage, total water stock and local transfer properties. These collocated measurements should lead to a best knowledge of unsaturated zone properties and processes. Transfer and storage modeling could then be constrained at the scale of the

epikarst. In order to investigate epikarst time-dependent properties, continuous gravity observatory can be coupled with local evapotranspiration measurements.

Acknowledgments

The project is part of the HydroKarst G² project from 2009 to 2013 funded by the French Agence Nationale de la Recherche (ANR). Gravity surveys were part of the OSU OREME funded by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) and of ORE H+ (INSU). The Scintrex CG5 relative gravimeter was loaned by the Gravity Mobile facility (GMOB) of INSU. We would also like to acknowledge the farmer of SEOU and BESS to let us access the caves.

Apendix1

<i>Site</i>	<i>Date</i>	<i>Occup.</i>	<i>Calibration correction factor</i>	Δg_{STD} (mGal)	σ_{STD} (mGal)	<i>RMS residuals</i> (mGal)
SEOUBIO	t ₁ : 24/02/2010	4 to 5	0.999377	-3.897	0.0014	0.0025
	t ₂ : 26/08/2010	4 to 5	0.999337	-3.914	0.0036	0.0034
	t ₃ : 07/10/2010	1 to 2	0.999337	-3.910	0.0014	0.0011
	t ₄ : 03/05/2011	1 to 2	0.999569	-3.906	0.0014	0.0008
	t ₅ : 13/09/2011	1 to 2	0.999569	-3.909	0.0014	0.0012
BESSE (0,-12m)	t ₁ : 01/03/2010	4 to 5	0.999377	-1.523	0.0014	0.0011
	t ₂ : 24/08/2010	4 to 5	0.999337	-1.537	0.0028	0.0016
	t ₃ : 01/10/2010	1 to 2	0.999337	-1.531	0.0014	0.0007
	t ₄ : 05/05/2011	1 to 2	0.999569	-1.528	0.0022	0.0011
	t ₅ : 06/09/2011	1 to 2	0.999569	-1.537	0.0014	0.0010
BESSE (-12, - 23m)	t ₁ : 01/03/2010	4 to 5	0.999377	-1.320	0.0014	0.0011
	t ₂ : 24/08/2010	4 to 5	0.999337	-1.320	0.0022	0.0017
	t ₃ : 01/10/2010	1 to 2	0.999337	-1.322	0.0014	0.0015
	t ₄ : 05/05/2011	1 to 2	0.999569	-1.317	0.0020	0.0012
	t ₅ : 06/09/2011	1 to 2	0.999569	-1.320	0.0014	0.0014
BESSE (-23, - 41m)	t ₁ : 01/03/2010	4 to 5	0.999377	-1.724	0.0022	0.0018
	t ₂ : 24/08/2010	4 to 5	0.999337	-1.724	0.0022	0.0031
	t ₃ : 01/10/2010	1 to 2	0.999337	-1.728	0.0014	0.0015
	t ₄ : 05/05/2011	1 to 2	0.999569	-1.726	0.0010	0.0012
	t ₅ : 06/09/2011	1 to 2	0.999569	-1.727	0.0014	0.0013
BESSE (-41, - 58m)	t ₁ : 01/03/2010	4 to 5	0.999377	-1.277	0.0028	0.0019
	t ₂ : 24/08/2010	4 to 5	0.999337	-1.275	0.0028	0.0029
	t ₃ : 01/10/2010	1 to 2	0.999337	-1.272	0.0014	0.0009
	t ₄ : 05/05/2011	1 to 2	0.999569	-1.275	0.0014	0.0011
	t ₅ : 06/09/2011	1 to 2	0.999569	-1.273	0.0014	0.0008

Results of the least square inversion for each site and each time periods. Results at Besses site is represented for each thickness.

Appendix 2

<i>Site</i>	Δh (m)	<i>Err.</i> (m)	Δg_n (mGal)	<i>Err.</i>	$grad_{fa+b}$ (g ₀) (mGal/m)	ΔT (mGal)	<i>Err.</i> (mGal)
SEOUBIO	38.8	0.2	2.58E-02	2.E-04	-0.3086	-0.430	0.012
BESSE (0,-12m)	12.8	0.2	8.72E-03	3.E-04	-0.3094	0.151	0.008
BESSE (-12, -23m)	10.9	0.2	8.26E-03	3.E-04	-0.3094	0.294	0.021
BESSE (-23, -41m)	17.4	0.2	-1.83E-02	3.E-04	-0.3094	-0.178	0.021
BESSE (-41, -58m)	17.0	0.2	2.57E-02	3.E-04	-0.3094	0.300	0.014

3 Synthèse des résultats et discussion complémentaire

3.1. Synthèse de la publication

Dans cet article nous utilisons des mesures gravimétriques répétées en surface et profondeur (S2D) afin de contraindre le fonctionnement du stockage dans la zone non saturée. Afin de mesurer uniquement les variations de gravité en lien avec les variations du stock non saturé, nous effectuons des mesures en surface et dans des cavités. Au site BESS, les mesures gravimétriques ont pu être répétées à différentes profondeurs jusqu'à 50 m. La méthode de mesure gravimétrique intègre un volume de roche aux propriétés moyennées. En raison de la forte hétérogénéité des structures au sein d'un karst, l'utilisation d'une méthode intégrative moyennant les propriétés locales est un avantage. Les mesures gravimétriques sont effectuées sur trois karsts aux propriétés différentes (lithologie, climat et morphologie). Les propriétés physiques de la zone non saturée (densité apparente et porosité apparente) sont estimées sur chacun des sites à partir de la donnée gravimétrique. Nous mettons en lumière les différences pétrophysiques entre les zones non saturées des calcaires et des dolomies et leur impact sur les processus hydrogéologiques. L'épaisseur de la zone épikarstique et ses caractéristiques ont pu être mis en évidence au site BESS sur les dix premiers mètres de la zone non saturée. Dans les calcaires la porosité de fracture semble prédominer sur la porosité de la matrice altérée. A contrario, dans les dolomies, les fractures ne semblent pas jouer un rôle important dans la porosité, plutôt portée par la matrice altérée.

Les mesures gravimétriques répétées dans le temps permettent d'appréhender les variations saisonnières du stockage en zone non saturée. Les mesures répétées à différentes profondeurs au site BESS montrent que les variations du stock en eau saisonnier se produisent uniquement dans les dix premiers mètres de la zone non saturée. Dans la zone non saturée, seul l'épikarst agirait comme réservoir d'eau saisonnier.

Les mesures gravimétriques répétées dans le temps peuvent faire l'objet d'une interprétation en termes d'équivalent hauteur d'eau (EqW) à partir de l'hypothèse d'un plateau infini de Bouguer. On compare ainsi les estimations EqW saisonnières avec la quantité d'eau infiltrée dans le système sur nos deux sites calcaires et un site dolomitique mesuré par Jacob et al. (2009). On montre ainsi que la zone non saturée de karst calcaire a une capacité de stockage bien inférieure à la zone non saturée d'un karst dolomitique. La fonction transmissive de l'épikarst peut être partiellement déduite. Un long temps de transfert épikarstique dans les dolomies (>6 mois) et un faible dans les calcaires (<6 mois) sont invoqués pour permettre les différentes capacités de stockage observées.

3.2. Mise en évidence du stock total avec la RMP

Dans le cadre de l'ANR 'Hydrokarst G2', plusieurs techniques ont permis d'étudier la zone non saturée sur nos sites d'études (Durzon principalement). Ainsi, des mesures par Résonance Magnétique Protonique (RMP) ont été effectuées par les équipes de Grenoble et d'Avignon sur différents sites karstiques dont les Besses (BESS). Cette méthode, utilise la propriété magnétique de la molécule d'eau pour mesurer la quantité d'eau libre par couches dans le

sous-sol. J'invite le lecteur à se référer à la thèse de M. Boucher (2007) pour plus de détails sur cette méthode géophysique. Des mesures répétées dans le temps ont donc été effectuées au site BESS (Boucher et al., 2011). Deux périodes ont été choisies : une période humide (Mai 2011) et une période sèche (Août 2011) afin de connaître la teneur en eau en fonction de la profondeur ainsi que ses variations temporelles.

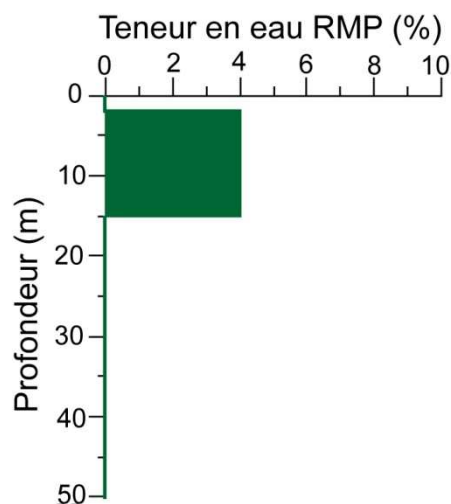


Figure 6.7 : Profil de teneur en eau RMP au site BESS, modifiée d'après Boucher et al. (2011). Résultat de l'inversion par bloc de la mesure de Mai 2011.

Au site BESS, les résultats de l'inversion par bloc montrent la présence d'eaux sur les 15 premiers mètres de la zone non saturée (Figure 6.7). La teneur en eau RMP est de l'ordre de 4%. Au-delà de cette profondeur la teneur en eau est inférieure au seuil de détection de la méthode. Notons que la méthode RMP détecte la quantité d'eau libre présente par couches dans le sous-sol, elle propose donc une estimation du stock total en eau dans le sous-sol. Ce résultat confirme les observations gravimétriques sur le site BESS : le stockage saisonnier de l'eau se produit principalement dans les dix premiers mètres de la zone non saturée, autrement dit dans l'épikarst.

La teneur en eau de 4% sur plus de 15 m d'épaisseur correspond à une couche d'eau saturée équivalente de 60 cm. Les variations du stockage saisonnier sont de l'ordre de 11cm EqW soit environ 18% du stock total qui fluctue saisonnièrement. Ceci indique que cette zone a une capacité de rétention d'eau relativement importante. Les résultats S2D sur ce site montrent une variation saisonnière en décharge identique à celle en recharge. On aurait pu penser, à la vue de ces résultats, que l'épikarst de cette zone évacue toutes ses eaux emmagasinées en une année. Les résultats RMP montrent au contraire que l'épikarst des BESS est une entité de stockage pérenne ou à tout le moins semi-annuelle. Néanmoins, le stock d'eau RMP correspond à une somme de l'eau libre mobilisable et de l'eau libre non mobilisable. Le stock RMP mesuré ici, au vu des résultats de comparaisons de flux nets avec la gravimétrie, semble être plutôt un stock peu mobilisable.

Un suivi temporel a aussi été effectué sur ce site par la RMP. Les mesures réalisées en Mai et Aout 2011 sont inversées et comparées.

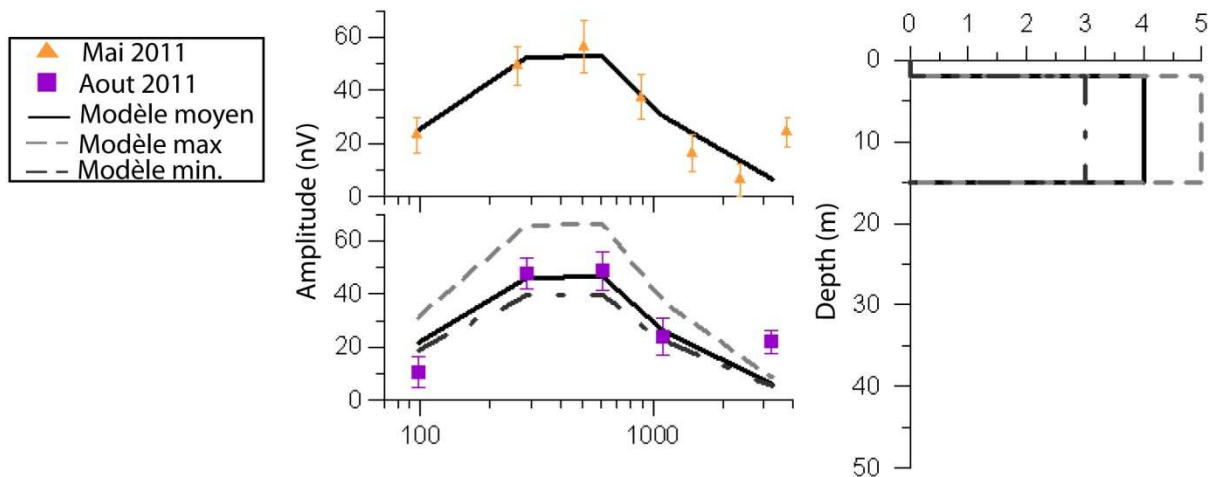


Figure 6.8 : Mesure des variations d'amplitude du signal RMP sur le site des Besses entre mai et août 2011 ; et modélisation de l'influence de variations de 1% de teneur en eau dans les 15 premiers mètres de sous-sol, modifiée d'après M. Boucher et al. (2011).

Afin de déterminer la sensibilité du signal RMP aux variations du stock en eau dans les quinze premiers mètres de la ZNS, des tests ont été effectués. Il apparaît que des variations de teneur en eau supérieure à 1% entre 2 et 15 mètres de profondeur auraient induites des variations du signal RMP supérieures à l'incertitude de mesure (Figure 6.8). Les variations du stock d'eau sur cette couche sont donc inférieures au seuil de détectabilité de la méthode RMP. L'équivalent EqW de 1% de teneur en eau RMP correspond à une couche d'eau équivalente de 15 cm. La variation saisonnière enregistrée par la gravimétrie n'est que de 11 cm. Il semble donc normal que la RMP ne soit pas sensible à des variations saisonnières du stock en eau car elles sont inférieures aux incertitudes de mesure. En raison de sa précision actuelle, la RMP ne semble pas être un outil efficace pour suivre les variations de stock en eau de la zone non saturée sur de faibles épaisseurs.

La méthode RMP et la méthode gravimétrique sont complémentaires. Alors que la gravimétrie détecte uniquement mais précisément les variations saisonnières du stock en eau, la RMP mesure la teneur en eau totale sur une épaisseur de roche définie. L'application conjointe de mesures RMP et gravimétriques sur un même site permet de contraindre le stock en eau et ses variations saisonnières. L'utilisation conjointe de ces deux méthodes donne donc un aperçu global du fonctionnement capacitif de la zone non saturée.

3.3. Porosité sur échantillon de roche : intégration de la macroporosité

La mesure gravimétrique intègre un volume conséquent de roche où l'on retrouve la matrice, les fractures et les vides de tailles différentes. L'estimation de la densité et de la porosité apparente tient compte de toutes ces structures. Ainsi, comme nous l'avons discuté dans l'article précédent, la différence entre la densité apparente S2D et la densité estimée sur les échantillons de roche provient des échelles de mesure respectives.

Nous avons invoqué la présence de porosités de fractures ou de cavités inexplorées, vue par la gravimétrie mais absente des échantillons rocheux pour expliquer cette différence. Néanmoins la porosité matricielle macroscopique (quelques mm à quelques cm) peut aussi

être invoquée pour expliquer cette différence. Cette macroporosité est présente aussi dans les échantillons rocheux mais la méthode utilisée pour déterminer la porosité des échantillons (triple pesé) ne la prend pas en compte. Avec l'estimation par triple pesée sur échantillons, la roche aura tendance avoir une porosité plus faible que la porosité S2D car les vides matriciels macroscopiques (macroporosité) et les fractures ne sont pas pris en compte dans l'estimation du volume (*Figure 6.9*).

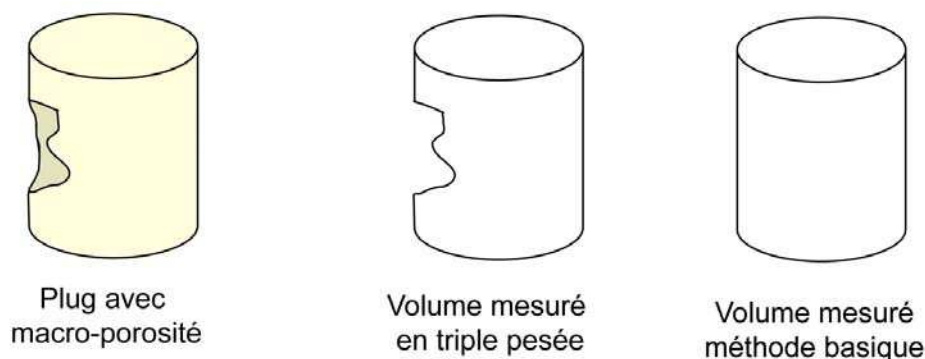


Figure 6.9: Volume mesuré sur un échantillon de roche en fonction de la méthode utilisée.

Afin de vérifier la présence de vides matriciels macroscopiques ainsi que leurs incidences sur la porosité, nous recalculons la porosité à partir de la densité sur échantillons en considérant que le volume est tubulaire. Cette méthode de mesure de la masse volumique est moins précise que la méthode par triple pesée, elle a néanmoins l'avantage de prendre en compte les vides macroscopiques.

	Porosité (%)			
	Triple pesée		Volume	
	Mean	STD	Mean	STD
SEOU_S	0	0	1	2
SEOU_P	1	0	1	2
BESS_{0m}	5	1	5	10
BESS_{.12m}	15	7	12	7
BESS_{.23m}	7	1	6	4
BESS_{.41m}	2	1	3	9
BESS_{.58m}	10	3	11	9

Table 6-3 : Résultat d'estimation de la porosité en fonction de la méthode utilisée pour les sites de SEOU et BESS. L'incertitude sur la valeur de porosité est déterminée à partir de l'écart type à la moyenne des résultats de porosité pour tous les échantillons d'une même profondeur.

D'un point de vue méthodologique, la triple pesée donne des précisions bien supérieures à la méthode de mesure des volumes. En effet, lors de la mesure des volumes, la géométrie de

l'échantillon ainsi que ses défauts jouent un rôle important. L'hypothèse sous-jacente au calcul du volume est qu'il correspond à un tube parfait fini. Dans la réalité, ce n'est pas le cas et des défauts apparaissent au moment du carottage. Les incertitudes sur les valeurs de porosité estimées par cette méthode sont très importantes et même souvent supérieures à la valeur moyenne (Table 6-3).

La comparaison des résultats issus des deux méthodes permet de tester la présence de vides macroscopiques matriciels. Pour les sites SEOU et BESS, les deux méthodes donnent des valeurs de porosité similaire aux erreurs près (Table 6-3). De plus l'incertitude sur les valeurs de porosité estimées à partir des mesures de volume est très forte. La présence de vides matriciels macroscopiques ne peut donc pas être estimée en comparant les deux méthodes d'estimation pour BESS et SEOU. Néanmoins, l'observation des échantillons sur les deux sites aux différentes profondeurs, ne montre pas la présence visuelle de macroporosité. Les variabilités de densité observées dans l'article ne sont donc probablement pas liées à la présence de vides matriciels macroscopiques. Le rôle des fractures dans cette variabilité reste donc d'actualité.

Si l'on suppose que les échantillons rocheux sont représentatifs des propriétés physiques de la matrice et du volume de vides macroscopique, la différence entre les porosités d'échantillons et la porosité S2D correspond à l'occupation des fractures dans le volume gravimétrique. La différence entre la porosité d'échantillons par triple pesée et celle par estimation du volume correspond à l'occupation de la macroporosité (Figure 6.9). Nous venons de voir que la macroporosité matricielle (mm à cm) n'est pas décelable dans les échantillons aux sites SEOU et BESS. Néanmoins nous pouvons appliquer cette hypothèse pour déterminer la proportion de porosité liée aux fractures. La porosité de fracture est la différence entre la porosité S2D et la porosité sur échantillons. Nous utilisons comme porosité d'échantillon, celle estimée par triple pesée car elle est plus précise. Ainsi, la proportion de porosité de fracture est mise en évidence (Table 6-4).

<i>Site</i>	<i>Depth (m)</i>	<i>Fracture ω_{dry} (%)</i>	<i>Proportion du total (%)</i>
<i>SEOU</i>	<i>0</i>	0.9	55
	<i>-33</i>		
<i>BESS</i>	<i>0</i>	9.1	59
	<i>-12</i>	13.1	77
	<i>-23</i>	0.1	1
	<i>-41</i>	—	—
	<i>-53</i>	—	—

Table 6-4 : Porosité liée à la fracturation au site SEOU et BESS.

La porosité liée aux fractures représente une part importante de la porosité totale au site SEOU. Elle correspond à 55% de la porosité totale sèche. Cette porosité secondaire est de 61 % et 77% pour les vingt premiers mètres du site BESS. Sous cette profondeur la proportion de porosité liée aux fractures devient négligeable.

Les valeurs négatives calculées sur la dernière section du site BESS sont liées à un échantillonnage très local de la roche à la profondeur -41 m. Dans cette zone, les parois de la cavité sont des coulées stalagmitiques. Le processus de formation de celle-ci laisse des vides sous les pellicules de calcite nouvellement formées ce qui augmente la porosité des coulées malgré une patine visuellement très dense. Ces coulées ne sont pas très épaisses (quelques mètres maximum) mais leur étendue dans cette zone ne permet pas d'atteindre l'encaissant rocheux par prélèvement direct. Les échantillons de roche prélevés à cette profondeur sont uniquement tirés de ces coulées ce qui introduit un biais important quant à la représentativité des valeurs de porosités des échantillons pour cette profondeur. La porosité des échantillons à cette profondeur est très probablement surévaluée par rapport à la porosité moyenne d'un volume équivalant au volume gravimétrique. Ainsi la moyenne des porosités des échantillons entre les deux profondeurs (-41 et -53 m) est supérieure à la porosité S2D. Il s'agit là d'un artéfact.

D'un point de vue général, la macroporosité matricielle (mm à cm) ne peut être distinguée de la microporosité matricielle (mm ou < mm) sur nos deux sites d'étude. Néanmoins, la porosité secondaire (i.e. fractures ou vide) représente une part importante de la porosité du milieu. Ces résultats mettent en lumière l'importance potentielle de la fracturation dans les processus hydrodynamiques de la zone non saturée de ces deux sites. Sur ces sites d'études, les fractures représentent des zones drainantes privilégiées de part leurs orientations à peu près verticales et leurs formes à peu près linéaires. Ainsi une forte proportion de fractures pourrait permettre un transfert facilité de l'eau au travers de la zone non saturée. La zone non saturée aux sites SEOU et BESS ne serait que peu capacitive et très transmissive. Ce raisonnement est en accord avec celui établi dans l'article où l'on notait une faible capacité de stockage dans la ZNS pour les sites SEOU et BESS. Néanmoins elle reste en désaccord avec la mesure RMP. Cela conforte l'hypothèse que le stock d'eau RMP tend à être une eau peu ou non mobilisable.

4 Mesure S2D sur le karst du Vaucluse

4.1. Introduction

Comme nous l'avons discuté dans l'article précédent, la lithologie semble jouer un rôle important dans la capacité du stockage épikarstique saisonnier. Nous testons cette hypothèse sur un autre système karstique. D'autres caractéristiques propres à chaque système karstique peuvent jouer un rôle important dans la capacité de stockage saisonnier dans la ZNS, comme la taille du système et l'épaisseur de la zone non saturée par exemple. En effet, une épaisseur importante de la zone non saturée pourrait permettre un stockage plus important. De même,

au vu de la taille du système, avec un réseau de drainage compétent et une lithologie variable, le stockage saisonnier pourrait être présent sur plusieurs épaisseurs de la zone non saturée.

Afin de répondre à ces questions, des mesures gravimétriques répétées dans le temps ont été effectuées sur le karst de la Fontaine de Vaucluse. Le site du LSBB a hébergé les mesures gravimétriques. La description du site est faite en chapitre 4. La configuration du LSBB, a permis d'effectuer ces mesures selon la méthode S2D pour différentes épaisseurs de roche. De plus, des infrastructures (électricité, abris, ...) du site ont permis des mesures absolues en haut de versant et au fond du tunnel. L'intérêt du couplage entre les mesures de gravité absolue et S2D est que l'on peut estimer la répartition du stock. Ainsi dans le cas du LSBB, on mesure les variations de stock dans les différentes épaisseurs de roche mais aussi sous le tunnel.

Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse (FDV) est un système de dimension très importante (Surface du BV et épaisseur de la ZNS), nous pourrions comparer ces résultats avec les précédents et estimer une quantité de stockage en fonction de la profondeur. Dans un premier temps nous décrivons la méthodologie de mesure de gravité au LSBB. Nous présentons ensuite les résultats. Les données gravimétriques sont d'abord interprétées en termes de quantité d'eau en utilisant des modèles simples. Par la suite nous augmentons la complexité de ceux-ci afin de déterminer la géométrie et la position approximative de la variation du stock d'eau sur le site du LSBB.

Mesure gravimétrique au LSBB

Six stations gravimétriques ont été implantées sur le site du LSBB. Trois stations sont réparties dans le tunnel à ~50 m, 250 m et 500 m de profondeur. Les trois autres stations sont situées en surface à l'aplomb des premières (*Figure 6.10*). Les stations en sommet de versant et au fond du tunnel ont été mesurées avec le gravimètre absolu FG5#228 et constituent les stations de base pour les 2 boucles gravimétriques B1 et B2. Deux boucles avec un gravimètre relatif CG5 ont été nécessaires afin d'assurer un minimum de transport entre les différentes stations. Le transport du gravimètre se fait à pied ou à vélo dans le tunnel. La boucle B1 débute au point absolu 70 et mesure uniquement le point 71 en milieu de versant (30 min de marche). La boucle B2 commence au point absolu 75 et parcourt les stations du tunnel 74 et 73 ainsi que la station extérieure en bas de versant 72 (15 min de marche entre 73 et 72). Malgré le choc thermique subi par le gravimètre au moment de la mesure à la station 72, il était plus judicieux de mesurer cette station par le bas en termes de temps de transport.

Ces 6 sites permettent d'étudier la ZNS du karst au travers de différentes épaisseurs de roche. En effet, ~50 m, 250 m, et 500m de roche séparent respectivement les couples de stations 72-73, 71-74 et 70-75.

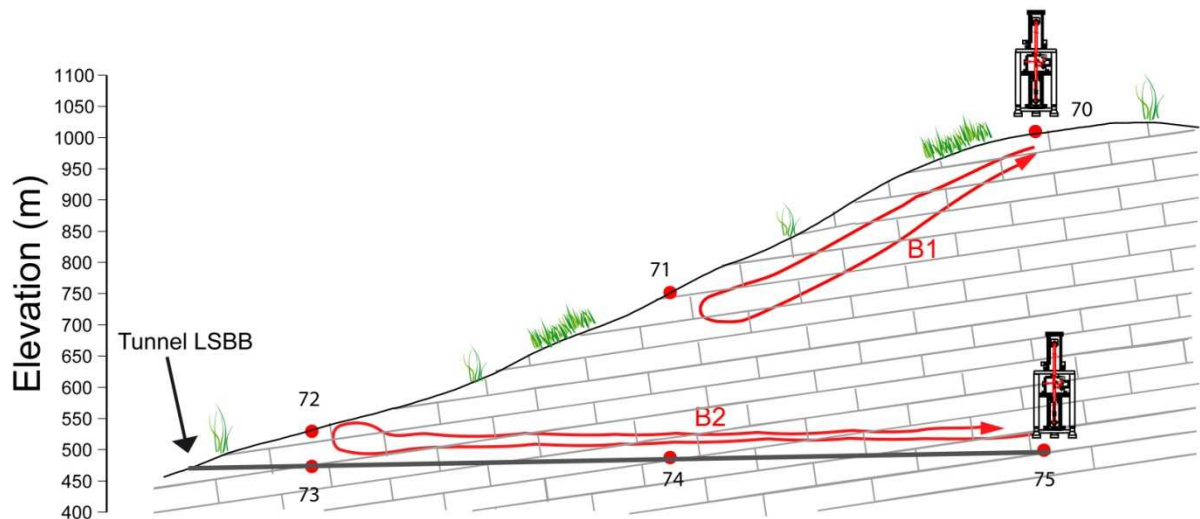


Figure 6.10 : Position des stations de mesures sur le versant et dans le tunnel du LSBB. Les stations absolues sont identifiées ainsi que le cheminement des boucles gravimétriques.

Les mesures gravimétriques ont été répétées quatre fois entre 2010 et 2012 (Sept 2010, Avril 2011, Octobre 2011 et Avril 2012). Ainsi les variations gravimétriques ont été mesurées sur deux périodes hivernales et une période d'été.

Traitement des données gravimétriques et estimation des erreurs

Les données gravimétriques brutes ont été traitées de la même façon que les données de la publication présentées dans ce chapitre. Les marées terrestres, surcharge océanique et atmosphérique ont été corrigées. La réduction des données se fait à l'aide du logiciel MC-GRAVI avec la méthode de résolution par moindres carrés. Chaque valeur de station a ensuite été ramenée à une valeur absolue grâce aux mesures de gravité absolue sur deux stations du site. Les variations temporelles de g à chaque point peuvent être comparées en plus des variations S2D.

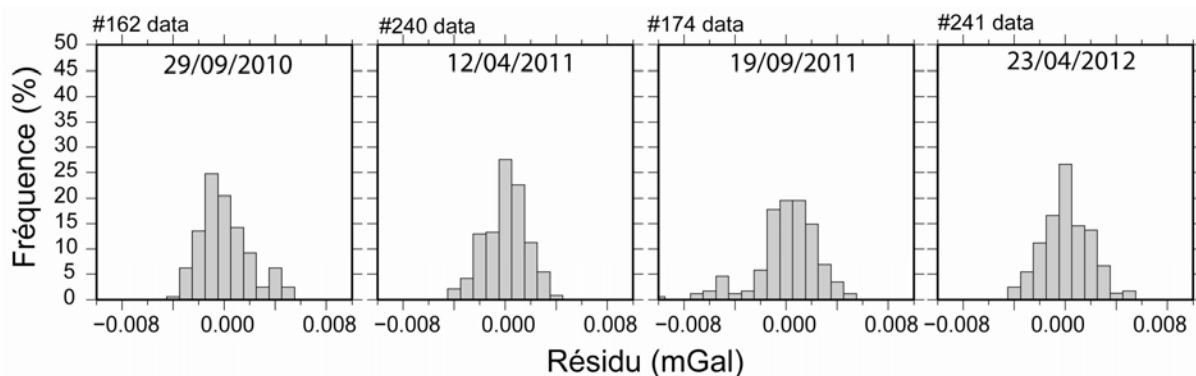


Figure 6.11: Histogramme des résidus après traitement pour les mesures au LSBB.

Les résidus après traitement sont centrés autour de zéro et forment une gaussienne nette (Figure 6.11). Pour les deux premières missions (Septembre 2012 et Avril 2011) les résidus ne dépassent pas $4 \mu\text{Gal}$. Pour la mission de Septembre 2012, l'histogramme est un peu plus

étalé avec des valeurs de résidu atteignant $7 \mu\text{Gal}$. Les résidus au-delà de $4\mu\text{Gal}$ sont liés à la mesure au point 72. En effet un choc thermique important avait été observé entre les points 73 et 72 ce qui a dégradé quelque peu la mesure au point 72. Néanmoins le résultat sur chacune des stations de toutes les missions est interprétable. Lors de la mission d'Avril 2012, les conditions climatiques n'étaient pas optimales. Le bruit sur la mesure était plus important que sur les autres missions. L'histogramme des résidus est donc plus étalé. Les effets globaux ont été négligés en première approximation. Néanmoins on peut se poser la question de l'effet de la topographie sur la correction de ces effets. De ce point de vue, la composante élastique ne sera pas différente d'un point à un autre à cause de la topographie. Par contre si l'on surimpose le stock d'eau continental sur la topographie, les effets seront peut-être différents d'une station à une autre. Ce point mériterait d'être éclairci et fera l'objet d'une analyse dans le futur. Dans le cadre de ce manuscrit nous considérerons les effets globaux comme identiques d'un site à l'autre et les négligerons.

4.2. Résultats

6. Mesures différentielles de la pesanteur et propriétés du stockage épikarstique

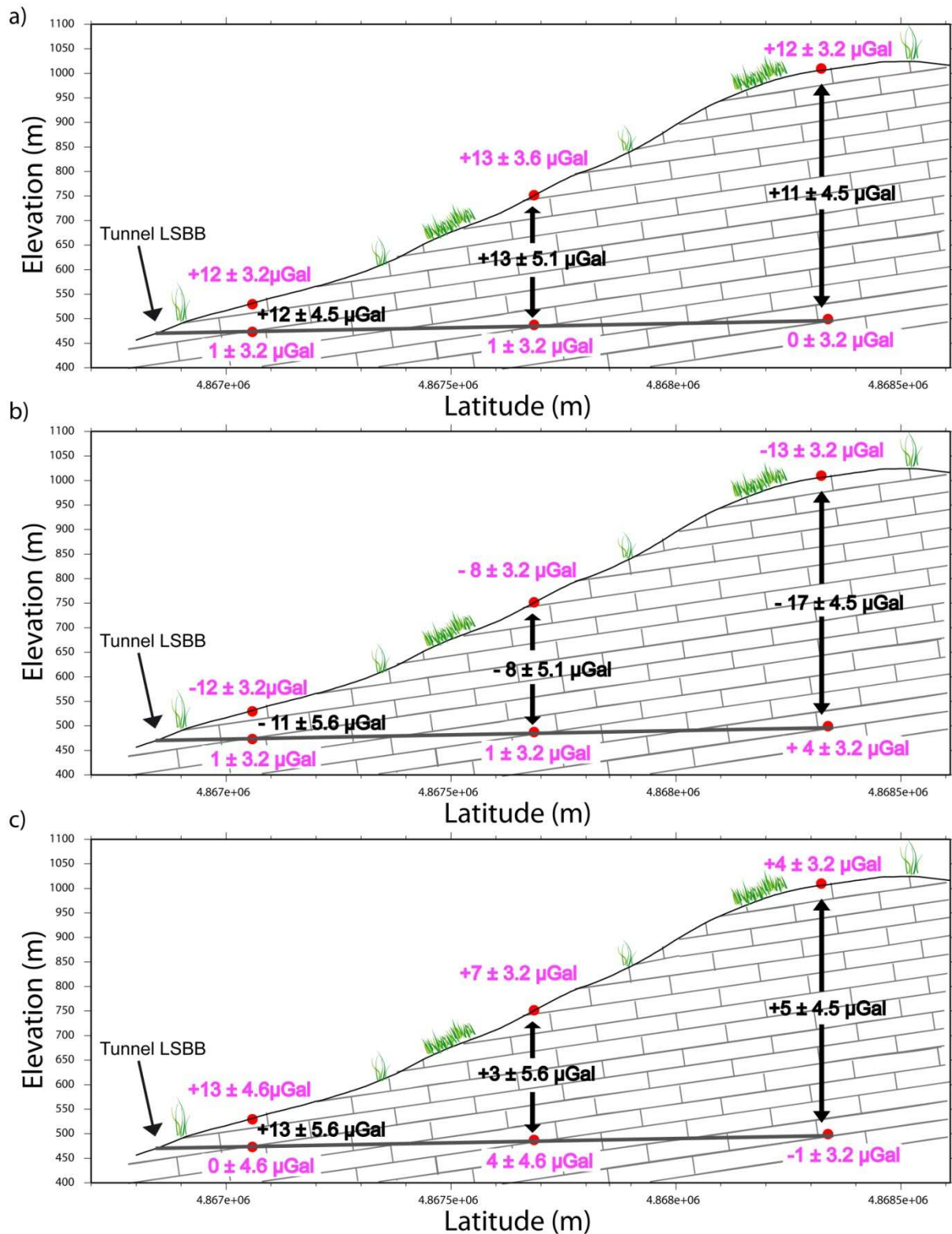


Figure 6.12 : Variations de la gravité à chaque station (violet) et sur l'épaisseur (surface-tunnel) en noir pour a) la période de recharge 2010-2011; b) la période de décharge 2011 et c) la période de recharge 2011-2012.

Pour la période de recharge 2010-2011 les variations de gravité sont de $\sim 12 \mu\text{Gal}$ en surface (Figure 6.12a). Les variations de gravité sont négligeables dans le tunnel ce qui implique que les variations de stock d'eau dans les épaisseurs entre la surface et le tunnel sont identiques malgré la variation d'épaisseur de roche. De plus une variation de gravité négligeable dans le tunnel implique aussi une variation du stock en eau sous le tunnel du même ordre de grandeur. Durant cette période, nous observons donc une augmentation du stock en eau entre la surface et le tunnel indépendante de l'épaisseur de roche. De plus nous déduisons une variation du stock en eau sous le tunnel.

Pour la période de décharge en 2011, les variations de gravité en surface oscillent entre -8 et $-13 \mu\text{Gal}$ (Figure 6.12b). Les variations dans le tunnel ne dépassent pas $4 \mu\text{Gal}$. Deux des trois mesures dans le tunnel donnent une variation de gravité négligeable. Sur l'épaisseur surface-tunnel la variation de gravité oscille entre -8 et $-17 \mu\text{Gal}$. Les variations gravimétriques de cette période vont donc à l'inverse de celles mesurées en période de recharge 2010-2011.

Lors de la période de recharge 2011-2012, les variations gravimétriques sont différentes des deux phases précédentes. Les variations de g évoluent entre 4 et $13 \mu\text{Gal}$ en surface. La variation la plus faible est située en sommet de versant tandis que la plus forte est sur le bas du versant. Dans le tunnel, les valeurs de g sont comprises dans l'incertitude de mesure. Ainsi la variation gravimétrique enregistrée sur l'épaisseur surface-tunnel oscille entre 3 et $13 \mu\text{Gal}$. Seule la variation gravimétrique sur le bas du versant est interprétable car en dehors de l'incertitude.

Pour les trois périodes investiguées, les variations du stockage ne semblent pas être corrélées avec les épaisseurs de roche. On note dans tous les cas une variation du stock, sous le tunnel, à peu près équivalente à la variation entre la surface et le tunnel.

4.3. Estimation de la densité apparente à partir des mesures S2D

La densité apparente peut-être estimée à partir des mesures S2D. La valeur de densité a été obtenue avec l'équation 1-8. L'estimation de la porosité apparente nécessite une valeur de densité de grain. Les mesures de densité et porosité sur échantillon n'ont pas encore été effectuées sur le site du LSBB, nous n'avons donc aucune valeur de densité de grain pour estimer la porosité moyenne.

Site	Epaisseur (m)	Densité S2D moy (kg/m^3)	σ (kg/m^3)
72	~ 50	1639	9
71	~ 250	1675	2
70	~ 500	1940	2

Table 6-5 : Valeur de densité apparente S2D pour chaque épaisseur de mesure au LSBB.

Les densités apparentes estimées à partir des mesures S2D sont données en *Table 6-5*. Elle montre une augmentation en fonction de l'épaisseur de roche prise en compte. Ainsi, au point 72, pour une épaisseur de 50 m environ, la densité est de 1639 kg/m³. Au point 70, où l'on englobe une épaisseur de roche de 500m environ, on obtient une densité apparente de 1940 kg/m³. Ces valeurs de densité sont extrêmement faibles par rapport à la densité moyenne des carbonates. Ces valeurs faibles impliqueraient une porosité de 35% environ pour les calcaires du LSBB. Bien que la porosité prédite soit très forte, elle reste toutefois dans les porosités possibles et décrites dans la littérature qui peuvent atteindre jusqu'à 65% (Kresic, 2007). Toutefois des mesures de porosité effectuée par Maufroy et al. (2012) montre des taux maximum de l'ordre de 20% dans les carbonates à l'affleurement sur le site du LSBB. Il est donc difficile de corréliser nos résultats avec ce taux de porosité. Ainsi, plusieurs interprétations sont possibles pour expliquer cette différence :

- Une erreur dans les corrections des effets de terrains. Toutefois le même algorithme a été utilisé pour déterminer les effets de terrains au site SEOU et BESS et a donné des résultats satisfaisants.
- La présence de cavités inexplorées et non prise en compte dans les corrections de terrain. Néanmoins, la faiblesse des valeurs est retrouvée sur toutes les épaisseurs et signifierait donc qu'un grand nombre de vide n'est pas été pris en compte. Cette hypothèse semble peu probable pour expliquer à elle seule la faiblesse des valeurs de densité apparente.
- Une zone épikarstique très développée et relativement profonde. L'épikarst est connu pour être une zone altérée où la porosité secondaire est très importante et donc avec une densité apparente faible. Dans ce cas-là, la faible densité apparente serait le signe d'une très forte altération des calcaires en surface et donc un réservoir potentiellement important.

Les estimations de densité seront retraitées dans le futur et comparées à des estimations de densité sur échantillons prélevés par nos soins tout au long du versant et dans le tunnel. Ainsi, les potentielles erreurs de traitement pourront être corrigées.

Dans l'optique où il n'y a pas eu d'erreurs commises et si la densité apparente estimée par S2D est valable on peut tenter d'interpréter ces variabilités en fonction de l'épaisseur de roche prise en compte. D'un point de vue structural, plus on descend en profondeur dans la zone non saturée moins l'altération de surface n'a d'effet. On peut donc imaginer un épikarst très altéré et une zone d'infiltration presque intacte d'un point de vue de l'altération matricielle, ce qui donnerait lieu à un contraste de perméabilité fort entre ces deux entités de la zone non saturée (Williams, 2008). L'épaisseur de l'épikarst est généralement faible, entre 10 et 30 m d'épaisseur selon les karsts et n'est probablement pas continu (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Ainsi, plus l'épaisseur de roche est importante et plus la densité l'est car la part de l'épikarst sur l'épaisseur totale reste faible par rapport à celle de la zone d'infiltration. Par exemple pour un épikarst de 10 m, la densité moyenne estimée sur une épaisseur de 15 se rapprochera plus de la densité épikarstique par celle estimée sur une épaisseur 150 m. On fait ici l'hypothèse que l'épaisseur de roche est constituée seulement de deux couches de densité différente. Cette hypothèse peut facilement s'imaginer sur des épaisseurs de l'ordre de la centaine de mètres où il n'y a probablement pas de variation lithologique en raison de la forte

puissance des couches calcaires. Lorsque l'on dépasse cet ordre de grandeur on se heurte à une modification lithologique et on n'est plus sur une structure bicouche (épikarst altéré et zone infiltration (ZI)) mais plutôt sur trois (épikarst altéré, ZI1 et ZI2). Ainsi, nous n'utiliserons pas la densité obtenue sur l'épaisseur 500 car plusieurs faciès de densités différentes pourraient se cumuler sur cette épaisseur et augmenter la valeur de la densité apparente par rapport à la prédiction sur une bicouche.

Par ailleurs, en raison d'épaisseurs plus faibles sur les deux autres sites de mesure (~50 m et ~250 m), il est ici possible de faire l'hypothèse d'une structure bicouche avec deux densités différentes. Considérant les deux couches comme continues, les densités propres à chaque couche peuvent être déterminées en résolvant le système d'équations :

$$\rho_{app1} = \alpha_{c11}\rho_{c1} + (1 - \alpha_{c11})\rho_{c2} \quad (6-13)$$

$$\rho_{app2} = \alpha_{c21}\rho_{c1} + (1 - \alpha_{c21})\rho_c \quad (6-14)$$

Avec ρ_{app1} et ρ_{app2} les densités apparentes S2D déterminées sur chaque épaisseur. α_{c11} et α_{c21} les proportions d'épaisseur de la couche 1 par rapport à la couche totale pour les deux épaisseurs de mesure. ρ_{c1} et ρ_{c2} les densités propres à la couche 1 et 2. La couche 1 représente l'épikarst que nous supposons d'une épaisseur de 10m et la couche 2 la zone d'infiltration. Le même exercice est répété avec un épikarst de 30 m et les résultats sont identiques à l'estimation pour un épikarst de 10 m. ρ_{c1} et ρ_{c2} valent respectivement 1459 et 1684 kg/m³ quelque soit l'épaisseur de l'épikarst et correspondent respectivement à la densité moyenne de l'épikarst et de la zone d'infiltration. Bien que l'on fasse abstraction de l'extrême hétérogénéité du karst et de la non-linéarité de l'épikarst, les valeurs sont en accord avec la vision altérée de l'épikarst au contraire de la zone d'infiltration. Ainsi, on obtient une densité épikarstique inférieure à celle de la zone d'infiltration. La porosité au sein de l'épikarst tend donc à être plus importante que celle de la zone d'infiltration. L'épikarst est donc ici un meilleur candidat pour le stockage de l'eau en zone non saturée.

4.4. Propriétés de stockage du sous-sol

Dans cette partie nous interprétons simplement les variations gravimétriques en termes d'équivalent hauteur d'eau (EqW). Nous considérons que la topographie n'a pas d'influence sur la variation de gravité et que l'eau stockée se répartie de façon homogène sur une couche infinie. Afin d'estimer EqW, nous utilisons l'équation 6-10 de l'article et l'a comparons avec le flux entrant dans le système (Pluie – EVT).

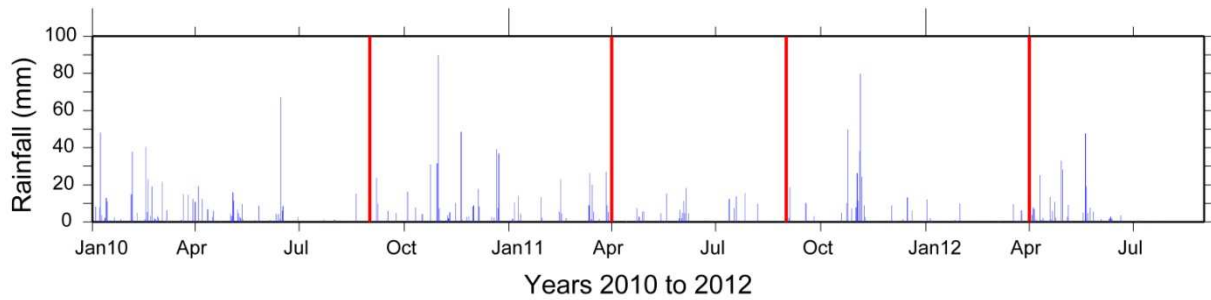


Figure 6.13 : Précipitation quotidienne mesurée par Météo-France à la station Saint-Christol. Les périodes de mesures de gravité sont notées par la barre rouge sur le graphique.

Les précipitations sur le bassin de la Fontaine de Vaucluse ne sont pas homogènes au cours du temps. On observe des phases pluvieuses généralement entre Octobre et Janvier, puis le reste de la saison est relativement calme. Les étés sont relativement secs, notamment entre Juillet et Septembre (Figure 6.13). Il n'y a pas eu de fortes précipitations avant les mesures gravimétriques ce qui laisse à penser que celles-ci n'englobent pas le flux rapide dans la mesure de g .

À partir des mesures effectuées au LSBB nous pouvons estimer les variations de stock sur l'épaisseur totale, entre la surface et le tunnel (supra LSBB) et sous le tunnel (infra LSBB). Les données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle (ETP) sont données par Météo-France à la station de Saint-Christol. Nous admettons que ces valeurs sont valables sur le site du LSBB. L'évapotranspiration réelle est calculée à partir de l'ETP et du « crop coefficient » (k) que nous considérons invariant au cours de la saison. La valeur k est estimée à partir du calcul de l'ETP annuel (formule de Turc (Turc, 1961)) et du rapport à la somme de l'ETP annuel. Pour Saint-Christol $k = 0.46$.

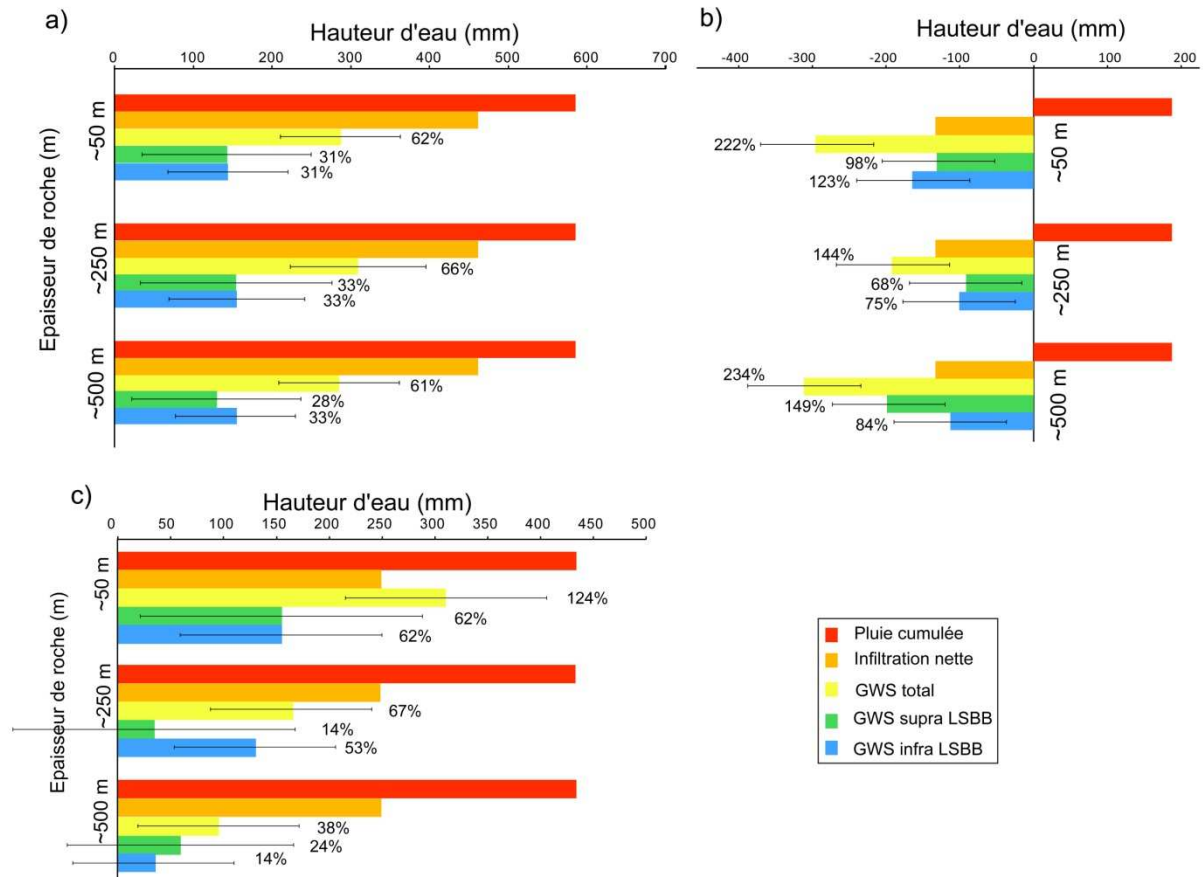


Figure 6.14: Comparaison du flux entrant et des variations de stock en eau estimées par la gravimétrie (EQW) pour a) la période de recharge 1 ; b) la période de décharge du système et c) la période de recharge 2.

Pour la période de recharge 2010-2011, les variations du stock saisonnier total correspondent à 60% du flux entrant dans le système. 30% de ce flux est alors soit évacué par-dessous ou latéralement, soit ailleurs (spatialement) dans le système. Ce résultat laisse penser qu'une partie de l'eau injectée est stockée de façon saisonnière dans le système, mais qu'une part non négligeable de l'apport d'eau durant la période de recharge est aussi évacuée de façon rapide (via la source FDV). Ce résultat met en lumière la bivalence du flux d'eau dans le système karstique avec une partie du flux considéré comme lent à l'échelle saisonnière et une autre partie du flux d'eau considéré comme rapide. Il semblerait que pour le site du LSBB le flux lent correspond à 2/3 du flux et le flux rapide 1/3.

Lorsque l'on décompose la variation de stock avec la profondeur, on note que 30% de l'eau entrant dans le système est stockée entre la surface et le tunnel et que les 30% restant sont stockés sous le tunnel. Les 30% du stockage entre la surface et le tunnel correspondent à un stockage saisonnier en zone non saturée (ZNS). Les 30% de variation de stock sous le tunnel peuvent correspondre à un stockage saisonnier en ZNS basse (dans la zone d'infiltration) ou au battement d'une nappe sous le LSBB. Les deux hypothèses sont possibles sachant que des couches argileuses sont présentes dans la stratigraphie et pourraient constituer une couche pseudo-imperméable à l'infiltration de l'eau vers la nappe. Dans ce cas, cela validerait plutôt

l'hypothèse d'un stockage en ZNS basse. De même, le battement de la nappe est une hypothèse plausible car elle n'est pas située à une grande profondeur par rapport au tunnel (~100 m) (Gaffet et al., 2003). Les mesures gravimétriques pourraient donc être sensibles au battement de celle-ci. Si on convertit les 150 mm de variations de stock vu par la gravimétrie en hauteur de battement de nappe dans un calcaire ayant une porosité de 10%, on arrive à un battement de l'ordre de 1,50 m.

Pour la période de recharge 2, on observe un apport d'eau en bas de versant (i.e. la ou l'épaisseur est de ~50 m) avec 124% du flux entrant et un déficit en sommet avec seulement 38% du flux (*Figure 6.14*). Il semblerait que le bas de versant soit une zone de stockage préférentielle avec un apport en eau autre que purement issue des précipitations de la zone. Ainsi, vu le déficit de la zone sommitale sommet, on peut penser que l'eau tombée sur cette partie du versant s'est en partie déplacée latéralement vers le bas du versant qui constituerait une zone de stockage préférentielle. Les variations du stock saisonnier total pour l'épaisseur 250 m sont similaires à celles décrites pour la recharge 1. Les variations du stock au-dessus et sous le tunnel ne sont pas interprétables pour cette période car les incertitudes sont trop importantes.

Pour résumer, le stockage saisonnier semble pouvoir être réparti en 3 « groupes » :

- ~30% de l'infiltration nette serait stockée entre la surface et le tunnel (dans l'épikarst ?)
- ~30% de l'infiltration nette serait stocké sous le tunnel (nappe ou zone d'infiltration basse ?)
- ~30% de l'infiltration nette serait évacuée du système « rapidement » (débit à la Fontaine de Vaucluse ?)

De plus, il semblerait qu'un flux latéral dans le sens du versant soit présent et permet un stockage plus important d'eau au niveau de l'entrée du tunnel.

Lors de la période estivale (décharge) les variations du stockage saisonnier enregistrées avec la gravimétrie sont largement supérieures à la perte liée à l'évapotranspiration. Selon le site considéré, la variation de stock atteint de 144% à 234% de la perte en eau évapotranspirée. L'eau stockée s'évacue donc par un autre moyen que l'évapotranspiration et pourrait être, pour une part, évacuée en profondeur (via la FDV ?).

Lorsque l'on décompose les variations de stock, on s'aperçoit que la variation du stock d'eau entre la surface et le tunnel correspond (aux erreurs près), à la quantité d'eau évaporée durant la période. Sous le tunnel, l'évapotranspiration n'a plus d'effet car la zone est trop profonde. Les variations du stock sont donc liées à la vidange de l'eau, initialement stockée sous le tunnel. Ces variations sont du même ordre de grandeur que la quantité d'eau rechargée en période de recharge et également la même quantité d'eau évacuée du système durant cette même période. L'eau évacuée en dehors du système serait donc peu influencée par la saison (recharge et décharge) à cette profondeur (aux erreurs près de l'estimation par la gravimétrie).

Bien que les hypothèses émises soient des hypothèses fortes (notamment topographie plane, stockage homogène), cette première interprétation des résultats met en lumière les premiers

éléments du stockage saisonnier de l'eau sur le site du LSBB. Durant la période de recharge, la quantité d'eau entrant dans le système peut être répartie en 3 groupes : 1/3 stocké dans la ZNS (i.e. Surface-tunnel), 1/3 dans la ZNS profonde ou dans la ZS (i.e. sous le tunnel), 1/3 évacué du système (totalement ou en dehors de la vision du gravimètre). L'étude de la période de décharge montre quelques informations intéressantes. La variation du stock dans la ZNS pourrait être liée pour une grande partie à l'effet de l'évapotranspiration. Dans ce cas, le stockage de l'eau dans cette partie serait épikarstique. La variation de stock dans la ZNS profonde ou ZS sont similaires à celles de la période de recharge ce qui laisse penser à une vidange du système indépendante de la saison. Une autre interprétation peut être faite à propos des similitudes de variations au-dessus et sous le tunnel. Si l'évapotranspiration n'affecte pas plus le stock en été, alors les similitudes des variations de stock pourraient correspondre à un transfert d'eau plus important en été qu'en hiver.

4.5. Où se situent les variations du stock ?

Dans la partie précédente nous avons supposé que les variations topographiques n'influaient pas sur la position de l'eau dans la ZNS. Ainsi les variations gravimétriques étaient représentées en termes de variations de quantité d'eau par l'équation d'un plateau infini. Néanmoins, cette hypothèse d'une topographie plane n'est pas valable pour le site du LSBB à la vue des variations d'altitude importantes entre les points de mesure. Le plateau infini ne peut pas être utilisé pour définir géométriquement les variations du stockage de l'eau. La mesure gravimétrique intègre un volume de matière autour du gravimètre. Il est difficile de connaître a priori le volume exact investigué qui va être fonction de l'environnement immédiat du gravimètre (i.e. topographie) et des variations spatiales du stock d'eau. Nous estimons dans le paragraphe suivant le champ d'investigation de la gravimétrie pour le LBSS en prenant en compte les facteurs topographiques.

4.5.1. Champ d'investigation de la gravimétrie

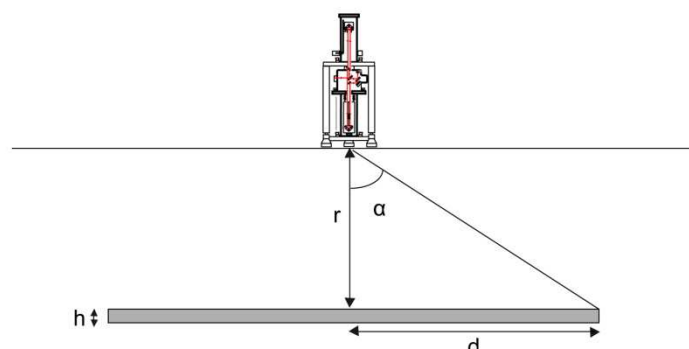


Figure 6.15: Représentation schématique d'une couche d'eau vue par la gravimétrie.

Nous cherchons ici à déterminer le volume approximatif investigué par les méthodes gravimétriques. Pour le cas où l'eau est répartie de façon homogène sur l'épaisseur, Jacob

(2009) a estimé que la taille du disque correspondait à 5 fois l'épaisseur de roche. Nous considérons ici que la variation de gravité est induite par une couche d'épaisseur h située à une distance r du gravimètre (*Figure 6.15*). Nous recherchons un volume pour lequel 90% de l'effet de plateau est représenté. Le volume est réparti de façon homogène autour du gravimètre et forme un disque. On pose :

$$2\pi\rho Gh(1 - \cos \alpha) = 0.9 \times 2\pi\rho Gh \quad (6-15)$$

Où la partie gauche de l'égalité est la formulation gravimétrique d'un disque et celle de droite représente la proportion (90%) d'un effet de plateau. L'équation se réduit à :

$$1 - \cos \alpha = 0.9 \quad (6-16)$$

Or :

$$\cos \alpha = \frac{r}{\sqrt{d^2+r^2}} \quad (6-17)$$

Avec d le rayon du disque et r la distance par rapport au gravimètre. En combinant l'équation 5-26 et 5-28 on obtient :

$$d = r \sqrt{\frac{1}{0.1^2} - 1} \sim 10 r \quad (6-18)$$

On s'aperçoit que l'envergure du disque dépend uniquement de la distance le séparant du gravimètre. L'épaisseur du disque n'a aucune influence sur la taille de celui-ci. Le volume d'investigation forme donc un cône sous le gravimètre de diamètre $\sim 20r$. Les volumes investigués pour le site du LSBB sont présentés dans la *Figure 6.16*.

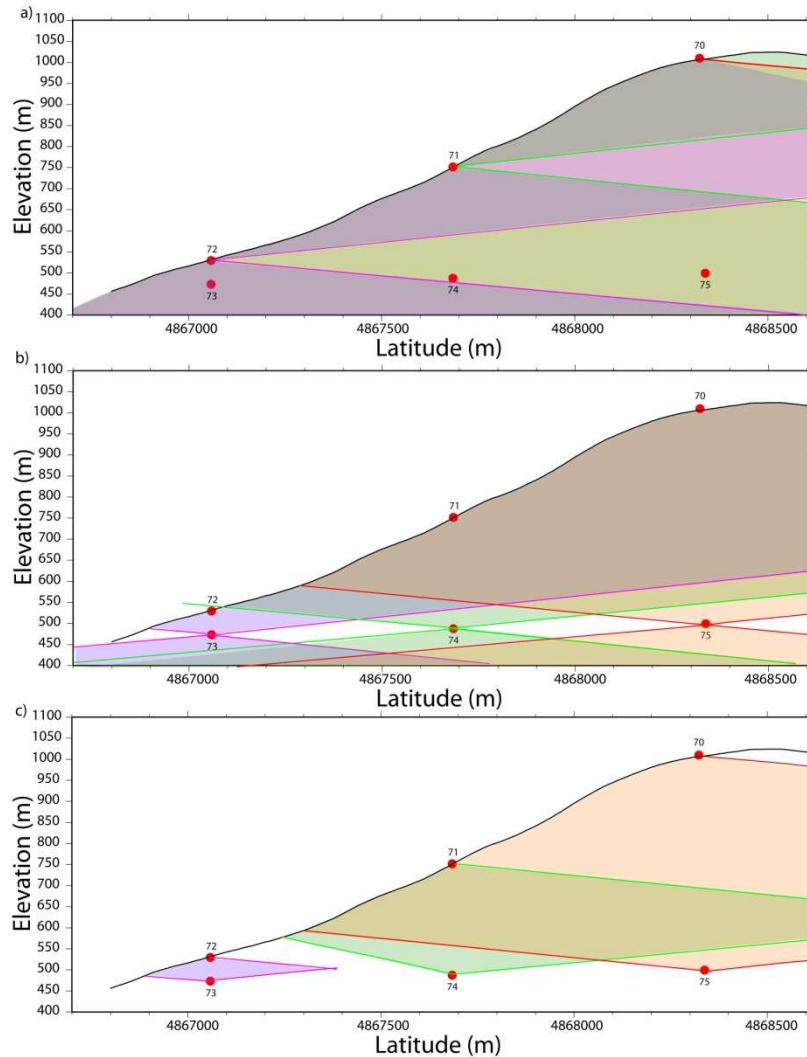


Figure 6.16 : Champ d'investigation de la gravimétrie sur une coupe 2D du LSBB pour a) les mesures en surface seule ; b) les mesures dans le tunnel seul et c) la différence S2D.

Les volumes situés à la normale du vecteur gravité (i.e. volume situés à la même altitude) n'ont que très peu d'effet sur celui-ci. Ils ne sont donc pas pris en compte dans le volume d'investigation du gravimètre. Il est donc impossible de « voir » une couche d'eau de surface comme par exemple dans l'épikarst dont la géométrie serait un plateau. Pour une topographie à peu près plane, la variation du stock en eau épikarstique prise en compte sera celle située immédiatement sous le gravimètre. Les variations fortes de la topographie vont engendrer une limitation des cônes dans l'espace. Ainsi pour le LSBB, la forme de ceux-ci est en partie contrôlée par la topographie très variable le long du versant (Figure 6.16).

Du fait des variations d'altitude fortes, les mesures gravimétriques de surface permettent d'intégrer un volume de roche sous le gravimètre mais aussi au-dessus (Figure 6.16a). Les variations de quantité d'eau comprises dans ce volume vont avoir un effet négatif sur la valeur de g . Une grande partie des variations de stock au sein de l'épikarst auront une influence négative sur la valeur de g des points 71 et 72. Par contre, à cause de sa position sommitale, le point de mesure 70 n'est pas affecté par un quelconque volume au-dessus de lui. Les

variations de stock en eau, même limitée à une partie du versant, impacteront la gravité sur plusieurs points. Le volume investigué au niveau du point 72 correspond à une petite partie du volume des points 71 et 70.

Lorsque l'on mesure dans le tunnel, le volume d'investigation prend la forme de deux cônes supérieurs et inférieurs. Ainsi les variations de stock en eau située à la surface du versant auront un impact sur la valeur de g , de même que les variations situées sous le tunnel (*Figure 6.16b*). Les zones sans influence sont situées à la même altitude que les points de mesures.

Les variations du stock en eau entre la surface et le tunnel vont avoir un effet positif sur la gravité en surface et négatif sur la mesure dans le tunnel. La différence S2D permet donc d'amplifier ce signal en doublant l'effet de cette zone sur la variation de g . Par contre, les cônes inférieurs et supérieurs à cette épaisseur de roche auront le même signe. Même si une variation du stock juste sous le tunnel va impacter de façon plus importante la mesure du tunnel que celle en surface, la différence des deux va avoir une amplitude très faible. Ainsi lors de la différence S2D, les cônes sous le tunnel et au-dessus des points de surface vont être supprimés (*Figure 6.16c*).

Les variations de gravité S2D seront comprises dans des volumes différents de roche en fonction de l'épaisseur entre la surface et le tunnel (*Figure 6.16c*). Ainsi, une même valeur des variations gravimétriques sur deux épaisseurs signifie une saturation en eau plus importante sur la petite épaisseur. À la vue de nos résultats (*Figure 6.12*), la partie inférieure du versant semble donc stocker plus d'eau que la zone supérieure. La variation de volume investiguée entre deux épaisseurs est égale au cube du ratio de celles-ci. Le volume sous le point 73 (i.e. 50m d'épaisseur) sera 1000 fois plus petit que celui du point 70 (i.e. 500m d'épaisseur) et 125 fois plus petit que celui du point 71 (i.e. 250 m). Ainsi, les variations de quantité d'eau mesurées au point 73 le seront dans un volume 1000 fois plus petit que celle du point 70. Lorsque l'on prend en compte la topographie, ce facteur diminue mais les ordres de grandeur reste les mêmes. Nous testons ce raisonnement avec une modélisation de la variation de densité pour une répartition homogène de l'eau dans le cône gravimétrique.

4.6. Modélisation de la distribution du stock en eau au LSBB

4.6.1. Variation de densité pour une répartition homogène de l'eau dans le cône

Dans le cas d'une répartition homogène des variations du stock en eau dans le cône d'investigation S2D, il est possible d'estimer une variation de densité associée aux variations de g mesurées. Nous allons effectuer ce calcul pour les 3 épaisseurs. Nous considérons une topographie 2D étendue dans l'espace vers l'Est et l'Ouest. La géométrie des cônes tient compte de la topographie du site. Ces volumes sont découpés en prisme à base triangulaire de dimension correspondant au maillage topographique. L'effet de gravité sur le point de mesure peut ainsi être estimé pour chaque prisme en fonction d'une densité donnée (Chapman, 1979). La valeur de densité réelle dépend de la densité de la roche, de la porosité et de la saturation en eau initiale de la roche. Ces trois paramètres sont inconnus pour le LSBB. Néanmoins, les

variations de gravité sont induites par des variations de densité liée à la variation de saturation en eau du milieu. En raison de la linéarité entre densité et effet gravifique, il n'est pas nécessaire de connaître la densité initiale exacte pour estimer les variations de densité liée aux variations du stock en eau. Nous fixons donc une valeur arbitraire de densité initiale à 2970 kg/m³. Nous testons ensuite l'effet gravifique de la répartition homogène de l'eau dans le cône pour des densités différentes et comparons avec la valeur de base. On obtient ainsi une variation de gravité simulée dg_{sim} liée à une variation de densité $d\rho$. On cherche le dg_{sim} se rapprochant au maximum du dg mesurée (dg_{mes}) afin d'obtenir la variation de densité équivalente au dg_{mes} . L'estimation du $d\rho$ se fait par tâtonnement. Les variations de gravité simulée sont comparées aux variations de gravité S2D pour la période de recharge 1. Ainsi pour le point de surface, la variation de gravité induite par les variations du stock en eau du cône S2D est de 12 μ Gal, 13 μ Gal et 11 μ Gal respectivement pour les points de mesure 72, 71 et 70.

Afin de prendre en compte le recoupement des cônes des points 70 et 71, nous calculons d'abord le $d\rho$ pour le cône le plus petit (i.e. 71) et considérons ce $d\rho$ fixe pour le volume recoupé du point 70. Ainsi la variation de densité dans le cône 70 ne sera probablement pas homogène du fait de ce recoupement. Cette façon de faire perturbe l'hypothèse de base d'une répartition homogène des variations de stock en eau, elle a cependant l'avantage d'être plus réaliste.

	~50m	~250m	~500m
dg_{S2D} mesurée (μGal)	12	13	11
dg_{S2D} simulée (μGal)	13	12.5	12.5
dρ (kg/m³)	9	2	1
Porosité min (%)	9	2	1

Table 6-6 : Résultat de la simulation pour une répartition homogène de l'eau dans le cône.

À partir du volume du cône et de la variation de densité simulée, on peut calculer les volumes d'eau totaux introduits dans la période de mesure. Les résultats de la simulation montrent qu'il faut une variation de densité de 9 kg/m³ dans le cône d'épaisseur ~50m afin de retranscrire les variations de gravité mesurée. Pour les épaisseurs 250m et 500m il suffit respectivement de 2 kg/m³ et 1 kg/m³. Le résultat montre que pour les mêmes valeurs de gravité mesurée, il faut des variations de densité différentes d'un point à un autre. Ceci est lié au volume d'investigation qui est fonction de l'épaisseur de roche. Ainsi, pour les épaisseurs 250 m et 500 m, l'eau est répartie sur un plus grand volume que sur l'épaisseur 50. La partie basse du versant se sature plus fortement que la partie haute. La partie basse du versant constituerait donc une zone de stockage de l'eau. Néanmoins la porosité minimale nécessaire pour stocker l'eau en partie basse du versant n'est pas élevée. Pour stocker l'équivalent en eau de 13 μ Gal sur la zone d'épaisseur 50 m, il suffit d'une porosité de 9%. La porosité minimale est de 2 et 1% respectivement pour les épaisseurs 250 m et 500 m en cas de stock homogène. Pour estimer une porosité apparente à partir de mesures S2D, nous avons besoin de la densité

de grain. Ce travail sera effectué dans le futur afin de pouvoir comparer les porosités minimales simulées et la porosité apparente estimée par S2D.

Nous interprétons maintenant les résultats de ce premier modèle de distribution de l'eau au LSBB. Dans la prochaine partie de ce chapitre, nous réaliserons de nouveaux modèles où le stock en eau est distribué à plusieurs profondeurs et avec des géométries variables. Ces modèles seront testés et interprétés.

4.6.1.1. Comportement de stockage du site

Le résultat de la simulation montre que la partie basse du versant a une capacité de stockage volumique plus importante que le sommet de versant. Comme nous n'avons aucune connaissance du taux de saturation du massif au cours du temps, il est difficile de savoir si ces variations de capacité de stockage sont liées à un facteur structural ou simplement à des conditions de transfert particulières. Si le massif avait été saturé, les variations de densité simulée le long du versant seraient liées à une variation de la porosité. La porosité serait plus forte en bas de versant et permettrait un stockage plus important de l'eau. Néanmoins l'incertitude sur le taux de saturation rend impossible ce raisonnement. Les variations lithologiques peuvent jouer un rôle et faire varier la porosité ce qui entrainerait des capacités de stockage de l'eau différentes en fonction de la zone investiguée. Les affleurements de surface montrent des calcaires crayeux (U2) au niveau du point 72 et des calcaires compacts (U1) sous les points de mesure 70 et 71 (Figure 6.17). En profondeur on s'aperçoit que les faciès présents sur toute l'épaisseur du point de mesure 72 (épaisseur 50 m) sont des calcaires crayeux dont la porosité est en moyenne de 15%. Sur l'épaisseur de mesure 250 m, il n'y a que l'affleurement de calcaire compact de l'Urgonien (U1) de porosité moyenne de 10%. La mesure sur l'épaisseur 500m englobe quant à elle les calcaires compacts (U1) mais aussi les calcarénites de l'Hauterivien de porosité moyenne respective de 10% et 5%. La porosité est donc bien plus importante sur l'épaisseur 50m et pourrait permettre un plus grand stockage de l'eau en son sein. On invoque donc ici une cause lithologique pour ce stockage important d'eau sous le point de mesure 72. En comparant ces valeurs de porosités avec les porosités minimales déterminées pour couvrir les variations gravimétriques on peut déterminer la capacité de stockage du système. Ainsi, toutes les porosités estimées (Maufroy et al., 2012) sont supérieures à celles modélisées par la gravimétrie. Ceci montre que l'encaissant n'est pas encore saturé en période de recharge et que l'on pourrait stocker plus d'eau dans ces formations.

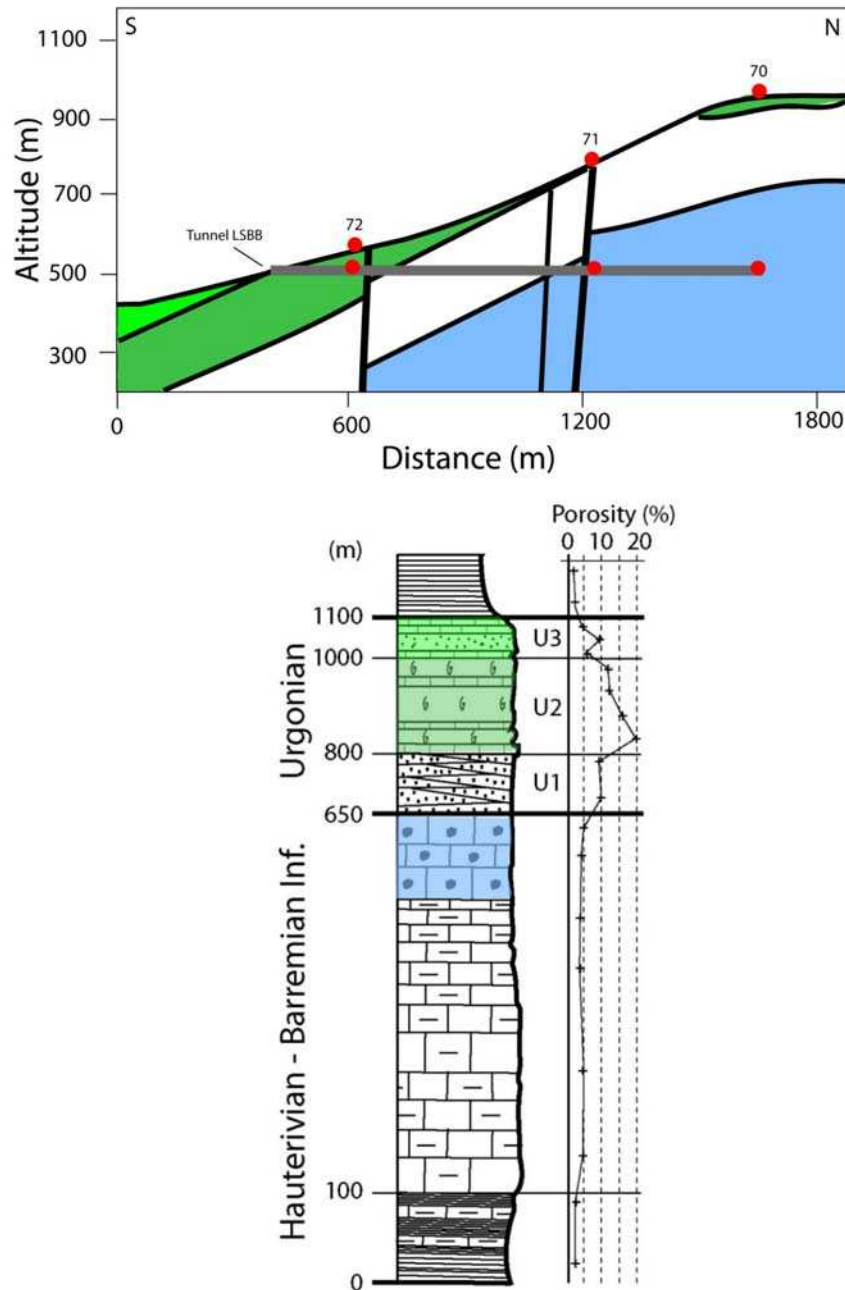


Figure 6.17 : Coupe géologique et log stratigraphique sur les faciès à l’affleurement au LSBB. Modifié d’après (Maufroy et al., 2012).

4.6.1.2. Comportement transmissif du site

D’un point de vue du transfert de l’eau au sein du massif, le stock au mètre cube de roche relativement fort en bas de versant laisse à penser que cette zone constitue une zone de stockage préférentielle. Le transfert de l’eau ne serait pas seulement vertical mais pourrait aussi être latéral. Néanmoins il peut s’agir simplement d’un transfert vertical avec une eau stockée de façon plus concentrée. S’il y a présence d’un transfert latéral, l’eau stockée en partie basse de versant peut provenir de différentes zones. On parle ici de zones situées à peu près à la même altitude et qui, de par une lithologie différente auraient une capacité de stockage limité et transférerait l’eau en excès vers des zones où les propriétés de stockage

seraient supérieures (zone de mesure gravimétrique). Un transfert latéral de l'eau serait ici invoqué. La seconde hypothèse serait que l'eau provient du haut du versant morphologique. On invoquerait ici un transfert d'eau via le gradient de pente. Dans un cas comme celui-là, l'eau se stockerait en excès à la base du versant morphologique et serait en déficit en sommet de versant morphologique. Dans la suite de cette partie le terme versant sera attribué au terme de « versant morphologique » et non « versant hydrologique ».

Nous pouvons vérifier les différentes hypothèses sur le transfert de l'eau grâce aux différentes mesures effectuées sur le versant. En comparant les résultats de la simulation avec l'estimation de l'infiltration nette faite précédemment, nous pouvons estimer si certaines zones du versant sont en déficit en d'eau, stable ou en excès d'eau. Si l'on suppose que le stock est homogène sur l'épaisseur, on suppose aussi que l'eau infiltrée dans cette période se répartit de façon homogène sur l'épaisseur de roche. On fait l'hypothèse que l'infiltration est purement verticale dans un premier temps. La valeur d'infiltration (I) nette durant cette période est de 461.7 mm. À partir du volume d'eau total simulé (V_{tot}) et de l'infiltration nette (I) on calcule la surface d'infiltration (S_{inf}) nécessaire à l'apport volumique d'eau de chaque cône :

$$S_{inf} = \frac{V_{tot}}{I} \quad (6-19)$$

V_{tot} est la somme des volumes de chaque prisme utilisée pour calculer l'effet gravimétrique des variations de densité dans les cônes. Connaissant la surface d'emprise maximale du cône ($S_{cône}$) on estime un ratio de surface entre la surface d'infiltration et la surface du cône :

$$R_{surf} = \frac{S_{inf}}{S_{cône}} \quad (6-20)$$

Lorsque ce ratio est supérieur à 1, la zone stocke plus d'eau que prévu, elle est en excès d'eau. Il y a présence d'un transfert latéral amenant de l'eau dans la zone. Quand le ratio est égal à 1 il n'y a ni excès ni déficit en eau et le transfert en eau est purement vertical. Lorsque celui-ci est inférieur à 1 la zone stocke moins d'eau que prévu et elle est en déficit en eau. L'eau s'évacue de la zone par un transfert horizontal.

		Volume eau (m ³)	Surface d'infiltration (m ²)	Surface emprise cône (m ²)	Ratio surface
Epaisseur	50m	8405	18205	15400	1.18
	250m	149126	322994	342265	0.94
	500m	493832	1069595	1314813	0.81

Table 6-7 : Estimation du ratio de surface pour chaque épaisseur de roche.

R_s est de 1.18, 0.94 et 0.81 respectivement pour les épaisseurs 50 m, 250 m et 500 m. Pour l'épaisseur 50 m, la valeur de R_s de 1.18 suggère que cette zone correspond à une zone de

stockage préférentiel de l'eau dans le versant. Il y aurait bien un transfert latéral concentrant de l'eau dans cette partie du versant. Afin de savoir d'où provient l'eau en excès, nous interprétons les résultats pour les autres épaisseurs. Les valeurs de RS pour les deux autres épaisseurs sont inférieures à 1. Ces deux zones ne stockent pas toute l'eau apportée par l'infiltration et sont en déficit.

Ces résultats laissent à penser qu'une partie de l'eau infiltrée dans la partie haute du versant serait transférée vers le bas du versant. Il s'agirait donc d'un transfert d'eau via le gradient de pente dans le versant et non des apports latéraux en eau. Ainsi l'excès d'eau présent dans la zone d'épaisseur 50m serait lié au transfert de celle-ci des hautes altitudes vers les basses altitudes.

La simulation des variations de gravité pour une répartition homogène de l'eau apporte des indications en termes de stockage et de transfert de l'eau dans la zone non saturée du LSBB. Ainsi, on s'aperçoit que le stockage de l'eau est plus concentré en bas de versant. Ce phénomène peut être lié à une cause structurale (variation de la porosité et perméabilité) ou lithologique (présence d'une fraction argileuse plus importante). Des mesures de porosité et perméabilité in-situ permettrait de trancher entre ces deux hypothèses. D'un point de vue du transfert de l'eau, on montre la présence d'un transfert dans la pente du versant, des hautes altitudes vers les basses altitudes. Le bas de versant correspond à une zone où l'eau converge tandis que dans le haut du versant l'eau est évacuée.

L'hypothèse d'une répartition homogène de l'eau dans l'encaissant permet de caractériser les propriétés de transfert et de stockage de l'eau au sein de la zone non saturée. Cependant, les observations de différents auteurs (Klimchouk, 2004; Williams, 2008) semble indiquer que le stock en eau au sein de la zone non saturée soit réparti de façon discrète, plus ou moins en poche d'eau saturée et préférentiellement situé à l'interface entre l'épikarst et la zone d'infiltration. Dans la prochaine partie nous tentons de déterminer, par une modélisation des données gravimétriques, la géométrie et la position approximative du stock en eau au sein de la zone non saturée.

4.6.2. Modélisation de la répartition discrète du stock en eau

Comme nous l'avons vu précédemment, l'hypothèse d'un stockage homogène de l'eau sur toute l'épaisseur de la ZNS est valable au sens gravimétrique. Néanmoins d'autres géométries du stock semblent a priori possibles et seraient plus en accord avec les visions actuelles de la structure de la zone non saturée. Ainsi, dans ces modèles structuraux, la position exacte du stockage saisonnier n'est pas clairement définie. L'hypothèse d'un stockage préférentiel dans la zone épikarstique a été émise par de nombreux auteurs utilisant des moyens d'investigations différents (Rouch, 1986; Perrin et al., 2003b; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Le stock en eau serait positionné à la limite épikarst- zone d'infiltration et serait possible uniquement lors d'un contraste de perméabilité fort entre ces deux zones du karst (Williams, 2008). La concentration de l'eau dans cet horizon n'est pas bien définie et certains auteurs pensent à des corps saturés perchés permanents (Rouch, 1986) alors que d'autres proposent que ce stockage soit temporaire et non saturé (Mangin, 1975).

Nous testons si cette hypothèse est valable par rapport aux résultats gravimétriques sur le LSBB. Deux modèles de distribution de l'eau sont testés faisant abstraction de toutes considérations géologiques et hydrogéologiques a priori (Figure 6.18). D'un point de vue gravimétrique, les variations de gravité temporelles enregistrées au LSBB peuvent être imaginées comme étant liées à deux couches d'eau de forme tabulaire et situées l'une au-dessus et l'autre en dessous du tunnel (Figure 6.18a). Nous testons en premier lieu cette configuration. Le second modèle consiste à suivre les hypothèses de stockage épikarstique émise par Williams (2008). On situe donc une couche d'eau en proche surface et ayant la forme de la topographie (Figure 6.18b). La couche sous le tunnel est le symétrique de celle en surface par rapport au tunnel. Pour les deux modèles, on fait varier la saturation et l'épaisseur de stockage en gardant toujours la même concentration en eau pour pouvoir comparer les résultats.

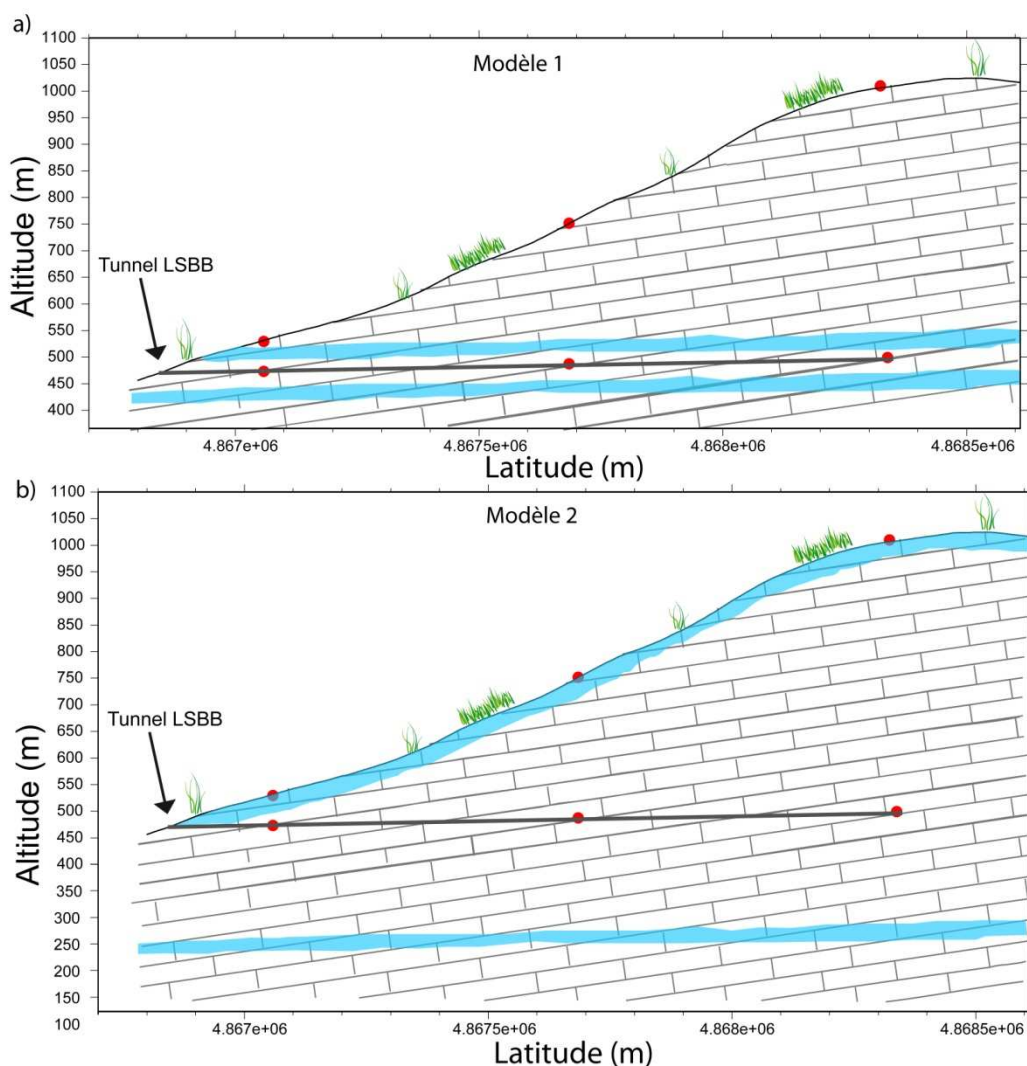


Figure 6.18 : Géométrie du stockage testé dans les modèles de stocks distribués

Les modèles ont été testés pour deux couples d'épaisseur-densité. Le premier test a consisté à choisir une couche saturée sur 20 cm d'épaisseur. Le second couple correspond à un stock d'eau non saturée, réparti sur 10 m d'épaisseur.

Le premier modèle (couche plane) donne des résultats satisfaisants. On obtient des valeurs modélisées du même ordre de grandeur que celles mesurées (Table 6-8) pour les deux couples épaisseur-densité. Ce modèle de distribution est en accord avec les résultats gravimétriques.

Les résultats du second modèle ('couche topographique') varient en fonction de la saturation de la couche. Lorsque l'on plaque une couche d'eau saturée sur la topographie, le dg sur le point 72 est négatif et ne correspond pas à la valeur mesurée (Table 6-8). Les autres stations sont du même ordre de grandeur que la variation de gravité mesurée. Quand on utilise une couche d'eau non saturée d'épaisseur plus importante, la valeur simulée au point 72 se rapproche fortement de la variation gravimétrique mesurée (Table 6-8). Les autres stations correspondent toujours à peu près à la valeur mesurée.

		Mesure	Modèle1		Modèle 2	
Epaisseur (m)		–	10	0.2	0.2	10
Densité		–	0.02	1	1	0.02
dg stations (μGal)	70	12	11	11.4	13.9	13.9
	71	13	14	13.8	11.8	11.8
	72	13	14.4	14.4	-2.16	9.6
	75	0	-0.3	-0.29	-0.12	-0.12
	74	1	-0.2	-0.16	-0.11	-0.11
	73	1	-0.001	0.001	-0.001	-0.001

Table 6-8 : Valeurs des variations de gravité estimées pour les deux modèles de distribution de l'eau dans la ZNS du LSBB.

Les différences observées en variant la saturation de la couche au point 72 sont liées à la position de celui-ci par rapport à la topographie (Figure 6.10). En effet, dans le cas où l'on sature la couche d'eau, son épaisseur est très faible et la couche d'eau est véritablement plaquée contre la topographie de surface. Pour le point 72, la topographie au-dessus du point est plus pentue que celle en-dessous ce qui va contribuer à augmenter l'effet négatif de la couche au-dessus du point. Ainsi, la partie au dessus du point a un effet gravifique supérieur à la partie située topographiquement sous le point de mesure. Lorsque l'on change de saturation on modifie aussi l'épaisseur de la couche afin de garder une concentration en eau constante. Cet effet s'annule car dans le calcul de l'effet gravifique des prismes si le centre de masse du prisme est situé sous le point de mesure, ce prisme aura un effet positif. Ainsi en étendant la couche en profondeur on change la position du centre de masse de quelques prismes situés au-dessus du point de mesure. Ces prismes-là auront un effet positif au lieu d'être négatif. Cela suffit pour inverser le signe de l'effet gravifique de la couche d'eau sur le point 72.

D'un point de vue purement gravimétrique les deux modèles fonctionnent et pourraient représenter la distribution de l'eau dans la zone non saturée. Néanmoins, au niveau hydrogéologique le modèle 1 n'est pas réaliste. La stratigraphie a un pendage net et sans niveau imperméable remarquable pour engendrer une telle distribution. Ce modèle est valable au niveau géophysique mais n'a sans doute pas de réalité hydrogéologique.

Pour le deuxième modèle, le seul couple densité-épaisseur qui fonctionne correspond à une couche d'eau non saturée (20%) sur dix mètres d'épaisseur en proche surface. La couche supérieure suit la topographie et peut donc être assimilée à la zone épikarstique. Ce modèle-là est viable en gravimétrie mais l'est aussi pour l'hydrogéologie. En effet, un stockage distribué au niveau de l'épikarst est tout à fait envisageable. De nombreux auteurs font cette hypothèse sur des aperçus structuraux et biologique (Rouch, 1986) principalement. Nous avons montré dans ce chapitre, la possibilité d'un stockage répartie seulement dans les quelques premiers mètres de la ZNS comme au site BESS.

Pour la couche d'eau répartie sous le tunnel pour le modèle deux, la géométrie de celle-ci a été imaginée uniquement sur des considérations purement gravimétriques. Il est tout à fait possible que cette couche ait cette géométrie sans pour autant avoir une saturation inférieure à 100% et que le couple épaisseur-saturation soit constant sur toute la couche. En effet, le niveau de la nappe est situé à une centaine de mètres sous le tunnel (Gaffet et al., 2003). Les battements saisonniers de la nappe, s'ils existent, sont à ces profondeurs-là. Nous montrons qu'une couche d'eau bien plus profonde est capable d'affecter la valeur de gravité. D'un point de vue gravimétrique, une couche d'eau située moins profondément mais avec une saturation plus faible pour une épaisseur constante est valable pour représenter les mesures. Il est donc tout à fait possible que les variations de stock d'eau détectées sous le tunnel soient liées au battement de la nappe sous celui-ci. La géométrie de cette couche en profondeur reste à discuter. Si l'on considère une nappe libre, il est peu probable qu'un gradient de hauteur hydraulique aussi fort soit présent et génère une nappe moins profonde au Sud qu'au Nord du LSBB. Le battement de la nappe pourrait être représenté comme une couche à peu près horizontale. Cette hypothèse n'est pas impossible au sens gravimétrique. Il est possible que cette configuration ('couche topographie en surface' et couche horizontale en profondeur) fonctionne pour représenter les données gravimétriques. Cette configuration devra faire l'objet d'une analyse.

Néanmoins, la présence au Sud des marnes Gargasiennes pourraient introduire une fonction captive à la nappe dans cette zone. La distribution de l'eau en profondeur sous la forme du modèle 1 semble donc possible avec une profondeur maximale ramenée à environ 100m sous le tunnel est des taux de saturation plus faibles.

4.6.2.1. Interprétation gravimétrique et hydrogéologique combinée pour un modèle de distribution du stock.

Les résultats des différents modèles de distribution de l'eau montrent que deux modèles testés sont possibles et réalistes. Comme nous venons de le voir le modèle de distribution de l'eau en une couche non saturée sur la topographie est envisageable. La comparaison simple entre les variations gravimétriques et l'infiltration nette semble aller dans le sens de ce modèle. Ainsi pour que l'évapotranspiration ait un effet significatif sur le stock supérieur durant la période de décharge 2011, il faut que le stock ne soit pas situé à une grande profondeur. Ce modèle est aussi en accord avec la vision générale du fonctionnement de la zone non saturée et plus précisément de l'épikarst (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). La présence d'un épikarst ou du moins d'une zone plus altérée est généralement visible en surface par

l'observation de faciès de sol. Sur le versant du LSBB, le sol est presque inexistant. Il est donc difficile de corroborer l'hypothèse de la présence d'une couche épikarstique continue le long du versant par des observations géomorphologiques. Néanmoins sur le karst de l'Hortus, un épikarst est présent et imagé par le géoradar (Al-fares et al., 2002) alors qu'il n'y a pas de signe de celui-ci en surface (lapiaz). Il est donc tout à fait possible qu'une zone épikarstique, probablement discontinue, soit présente sur le bassin versant de la Fontaine de Vaucluse.

L'autre distribution possible est un stockage homogène de l'eau sur toute l'épaisseur de la zone non saturée avec une concentration en eau plus importante en bas de versant morphologique. Ce modèle semble être en accord avec les observations géologiques du site. En effet, la présence de faciès plus poreux en bas de versant valide la possibilité d'une forte concentration en eau (Maufroy et al., 2012). De plus le pendage de la stratigraphie dans le sens du versant pourrait être la cause d'une concentration en eau plus importante en bas de versant. En effet, le transit de l'eau entre les joints stratigraphiques est facilité, l'eau présente en haut de versant aura tendance à transiter par ces joints, aidée par la gravité, jusqu'en bas de versant.

Les deux modèles décrits précédemment semblent avoir tous deux de bon argument pour caractériser la distribution de l'eau dans la ZNS au LSBB. Néanmoins, ce sont deux modèles extrêmes et il est probable que la réalité soit située quelque part entre ces deux modèles de distribution.

5 Conclusion partielle

Dans cette partie, nous avons commencé à analyser les différences de g entre la surface et la profondeur du karst sur plusieurs systèmes karstiques du Sud de la France. Cette approche gravimétrique permet de centrer notre étude sur le fonctionnement en termes de stockage de la zone non saturée. D'un point de vue statique cette méthode permet de déterminer les propriétés structurales de la zone non saturée. Ainsi, nous avons déduit de ces mesures l'épaisseur de la zone altérée de surface au site BESS, zone du karst appelée aussi épikarst. L'analyse statique des données a montré les différences structurales entre la zone non saturée de karsts calcaires et dolomitiques. Dans les calcaires la porosité de fracture prédomine sur la porosité de la matrice altérée. A contrario, dans les dolomies, les fractures ne semblent pas jouer un rôle important dans la porosité qui est plutôt portée par la matrice altérée. L'analyse de données portant sur l'imagerie de la structure en proche surface du sous-sol comme le géoradar permettrait de contraindre la structure et de vérifier l'importance de la fracturation dans ces systèmes karstiques. De même, l'analyse de données géophysiques brutes, comme celle des panneaux électriques permettrait de suivre le stock en profondeur et au cours du temps.

D'un point de vue dynamique, cette étude montre que le stock saisonnier en eau est réparti seulement dans les dix premiers mètres d'épaisseur de la zone non saturée. Ce résultat confirme les analyses géomorphologiques faites par Williams (2008) sur la position du stock en eau au sein de l'épikarst. Néanmoins, nous montrons que cette propriété n'est pas forcément valable pour tous les systèmes karstiques et qu'une nuance doit être apportée lorsque l'on étudie des systèmes avec des lithologies complexes.

De plus nous montrons une variabilité de la capacité de stockage en fonction de la lithologie de l'encaissant. Ainsi, les zones non saturées de karsts dolomitiques semblent avoir une capacité de stockage plus importante que celle pour les karsts calcaires. Nous en déduisons de façon indirecte des propriétés de transfert de l'eau au sein de la zone non saturée et propres à chaque type lithologique. Un long temps de transfert épikarstique dans les dolomies (> 6mois) et un faible dans les calcaires (< 6mois) sont invoqués pour permettre les différentes capacités de stockage observées. Les mesures gravimétriques permettent l'estimation directe des variations du stock en eau au sein de la ZNS. Néanmoins, les propriétés de transfert de cette entité karstique ne peuvent qu'être partiellement déduites. La connaissance précise du fonctionnement de la zone non saturée nécessite une connaissance de ces capacités de stockage et de transfert de l'eau en son sein. La mesure de flux en zone non saturée, soit par l'intermédiaire de sonde TDR soit en mesurant le débit dans les cavités, permettrait d'obtenir une mesure directe du transfert de l'eau au sein de la ZNS. Le couplage entre la gravimétrie et la mesure de flux en ZNS permettrait ainsi de mesurer de façon directe les propriétés de stockage et de transfert de l'eau en zone non saturée et d'en déduire un modèle de fonctionnement complet. De même, la chimie des eaux pourrait apporter des indications quant aux différents temps de résidence des eaux au sein de la zone non saturée.

Enfin, lorsque l'on effectue plusieurs mesures S2D sur un même site, nous montrons qu'il est possible de modéliser la distribution de l'eau au sein de la zone non saturée. L'ambiguïté densité-volume propre à la mesure gravimétrique ne permet pas de définir un modèle de distribution meilleur qu'un autre. Cette distinction peut se faire en couplant ces modèles avec des considérations géologiques et morphologiques. L'imagerie géophysique en profondeur des structures de surface apparaît une nouvelle fois comme un outil intéressant à coupler avec la gravimétrie afin d'en tirer des interprétations sur le fonctionnement de la zone non saturée. De même, la RMP en réseau semble être un bon moyen de repérer la position du stock en ZNS et permettrait ainsi de faire la lumière sur la distribution de l'eau sur le site du LSBB.

7. Effets de surface et interprétation hydrogéologique de la gravimétrie

1 Introduction

De nombreux domaines des sciences de la Terre ont bénéficié de mesures répétées en gravimétrie absolue. Les phénomènes suivants ont ainsi été investigués : le rebond postglaciaire (Ekman & Mäkinen, 1996; Lambert et al., 2006; Hoechner et al., 2011; Steffen & Wu, 2011), les mouvements tectoniques (Van Camp et al., 2002; Tanaka et al., 2006; Steffen et al., 2009; Cambiotti & Sabadini, 2012), la quantification des variations des niveaux des mers (Williams et al., 2001; Mazzotti et al., 2007) et l'hydrologie (Amalvict et al., 2004; Francis, 2004; Van Camp et al., 2006a; Van Camp et al., 2010). Dans cette thèse nous nous intéressons aux variations de gravité induites par les phénomènes hydrogéologiques. De nombreuses études font part de ces effets à partir de mesures sur des gravimètres supraconducteurs (Bower & Courtier, 1998; Takemoto et al., 2002; Kroner & Jahr, 2006; Creutzfeldt et al., 2008; Krause et al., 2009; Weise et al., 2009; Naujoks et al., 2010b; Kazama et al., 2012) mais aussi avec des gravimètres absolus FG5 (Van Camp et al., 2006a; Jacob et al., 2008).

La gravimétrie est l'une des méthodes les plus robustes pour mesurer les variations du stockage de l'eau en zone non saturée de manière directe depuis la surface. Ainsi, des études prometteuses intègrent des données gravimétriques dans des modèles hydrologiques afin de calibrer ceux-ci (Hasan et al., 2008; Naujoks et al., 2008; Creutzfeldt et al., 2010a; Naujoks et al., 2010a).

La mesure de gravité est très largement influencée par le champ proche du point d'observation. Ainsi, le pourtour du site de mesure va jouer un rôle prépondérant sur le signal gravimétrique lié à l'hydrogéologie. Les alentours du site de mesure sont affectés par des phénomènes artificiels et naturels. Par exemple, les variations topographiques perturbent la distribution de l'eau à proximité du gravimètre. D'autre part, la présence de bâtiments joue un rôle de masque, empêchant la pluie de se répartir de façon homogène autour du gravimètre. Ces deux effets de sites sont susceptibles d'influencer fortement le signal gravimétrique et ainsi peuvent affecter l'interprétation de celui-ci en termes de comportement hydrogéologique du site d'étude. La compréhension et l'estimation des effets de site est un élément important quant à l'interprétation de données gravimétriques (Creutzfeldt et al., 2008; Hasan et al., 2008; Creutzfeldt et al., 2010a). L'étude de ces effets de site et leur correction précise sont donc importantes pour les études traitant de d'hydrogéologie mais aussi de géodynamique, d'océanographie et d'évolution postglaciaire.

L'article de la section suivante présente un modèle hydrogéologique simple couplé à des mesures de gravité absolue. Les effets de site sont pris en compte et quantifiés dans le modèle

de façon indépendante. Les propriétés de transfert de l'eau en zone non saturée sont alors révélées par le modèle indépendamment des effets de sites.

2 Publication: “On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology”.

S. Deville¹, T. Jacob², J. Chéry¹, C. Champollion¹

¹ Laboratoire Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, 34090 Montpellier, France

² Bureau de recherches Géologiques et Minières, 45060, Orléans, France

Corresponding Author: S. Deville; Phone +33(0)467144591; Fax: +33(0)467143642; e-mail: deville@gm.univ-montp2.fr

Abstract: We use three years of surface absolute gravity measurements at three sites on the Larzac plateau (France) to quantify the changes induced by topography and the building on gravity time series, with respect to an idealized infinite slab approximation. Indeed, local topography and buildings housing ground-based gravity measurement have an effect on the distribution of water storage changes, therefore affecting the associated gravity signal. We first calculate the effects of surrounding topography and building dimensions on the gravity attraction for a uniform layer of water. We show that a gravimetric interpretation of water storage change using an infinite slab, the so-called Bouguer approximation, is generally not suitable. We propose to split the time varying gravity signal in two parts 1) a surface component including topographic and building effects 2) a deep component associated to underground water transfer. A reservoir modeling scheme is herein presented to remove the local site effects and to invert for the effective hydrological properties of the unsaturated zone. We show that effective time constants associated to water transfer vary greatly from site to site. We propose that our modeling scheme can be used to correct for the local site effects on gravity at any site presenting a departure from a flat topography. Depending on sites, the corrected signal can exceed measured values by 5-15 μGal , corresponding to 120-380 mm of water using the Bouguer slab formula. Our approach only requires the knowledge of daily precipitation corrected for evapotranspiration. Therefore, it can be a useful tool to correct any kind of gravimetric time series data.

Keywords: Time variable gravity, Hydrology, Site effects

Introduction

Water storage changes have a direct influence on the time-variable gravity at the Earth's surface through Newtonian attraction (e.g. (Lambert & Beaumont, 1977)). Repeating ground-based gravity measurements allows for a direct monitoring of the temporal variations of water storage (e.g. (Harnisch & Harnisch, 2006; Van Camp et al., 2006b; Jacob et al., 2008)). A notable feature of gravity measurements is that they integrate water storage changes at a meso-scale within a radius some hundreds of meters around the measurement site (Hokkanen et al., 2006; Van Camp et al., 2006b; Creutzfeldt et al., 2008; Hasan et al., 2008; Naujoks et al., 2010a) within all possible water stores: snow, surface waters, soil, unsaturated and saturated zones.

Because gravity declines as the inverse of the squared distance for a given mass unit, the immediate surroundings of gravity measurement sites hence play a key role in the gravity response due to water storage changes (Creutzfeldt et al., 2008; Creutzfeldt et al., 2010b). Local topography has an influence on the distribution of water relative to the gravity meter, which, in turn, influences the gravity response. For example, underground measurement sites record a gravity decrease after rainfall events (Van Camp et al., 2006b; Longuevergne et al., 2009; Lampitelli & Francis, 2010), because the additional water masses are for a large part above the gravity meter. Accounting for these effects needs an accurate representation of the topography and some knowledge of how infiltration occurs.

Buildings housing measurement sites may also alter the distribution of water storage change, by acting as impervious layers effectively precluding rainfall from directly infiltrating beneath the instrument. This effect has been rarely investigated and has been called ‘umbrella’ effect by Creutzfeldt et al. (2010b). These authors point out that these effects are site dependent, and that they may lead to underestimate water storage changes from gravity measurements.

We follow this idea and attempt to quantify, using a reservoir model, how water storage changes and local site effects affect the gravity measurements performed on a karst system during three years (Jacob et al., 2008). These authors compared the absolute gravity time series at three measurement sites to the mean area water storage changes at the karst system scale using the Bouguer slab approximation. Differences between the sites were interpreted as due to the spatial heterogeneity of water storage, which was further evidenced in Jacob et al. (2010a). In these previous studies, the site effects corresponding to the local topography and to the building mask effect were not accounted for. Also, no local hydrologic modeling was performed to extract meaningful information about water storage dynamics at each site. In this study, we consider these effects and attempt to separate the hydrological part of the signal from the site effect. We evaluate the *a priori* local site effects on gravity at each measurement site by a forward computing approach. We propose a reservoir modeling scheme taking into account local site effects. We finally discuss how our modeling allows obtaining gravity measurements independent of local site effects.

Description of the measurement sites

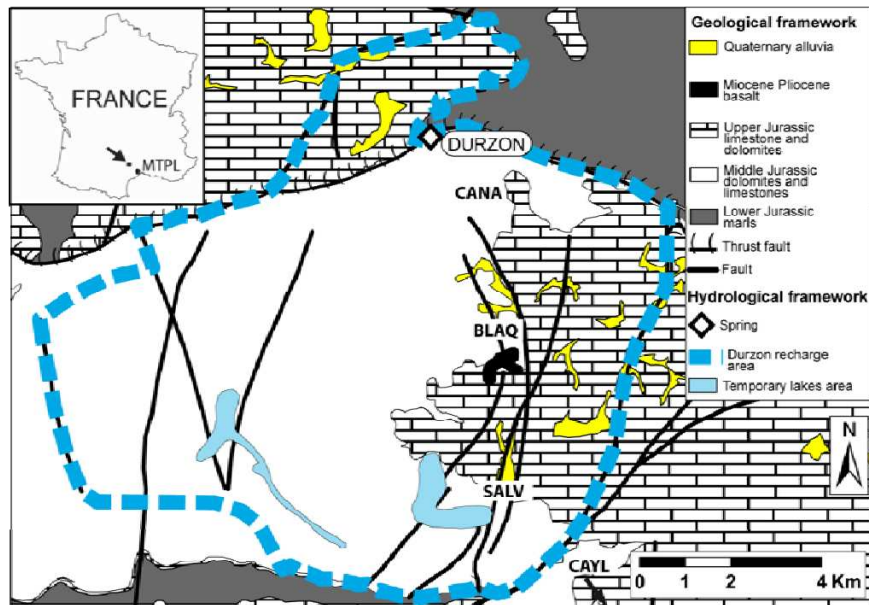


Figure 7.1 : Hydrogeological location map of the studied area, modified after (Ricard & Bakalowicz, 1996). Gravimetric sites CANA, BLAQ and SALV are indicated by black dots. MTPL refers to Montpellier city.

Absolute gravity measurements were performed at three sites on the Durzon karst system in the Grand Causses area, southern French Massif Central: La Salvetat (called SALV hereafter), La Blaquererie (BLAQ), and Les Canalettes (CANA) which are at decreasing distance of the Durzon spring (Figure 7.1). Each site was measured on a concrete pillar and measurement position is at 1.2 m above this pillar.

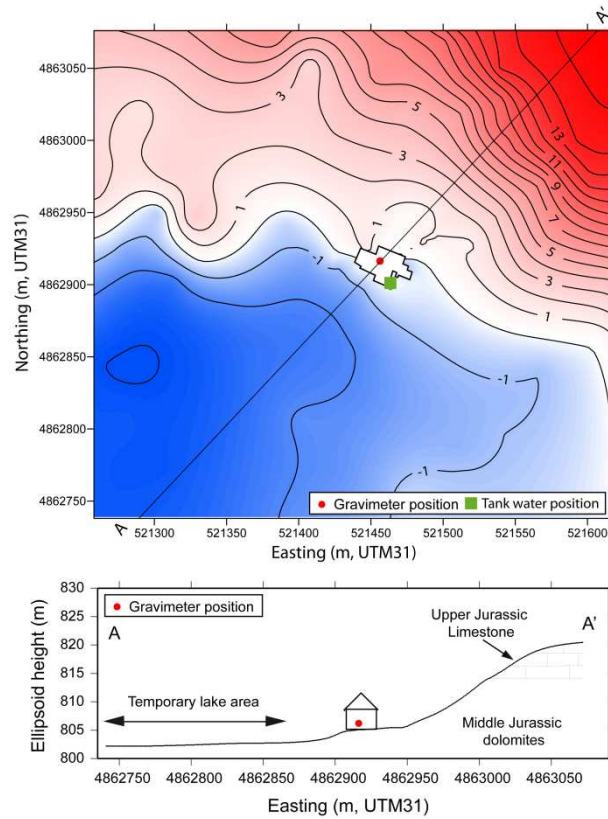


Figure 7.2: a) Topography around SALV and ground plan of the building. Gravimeter position and water tank position are shown; b) Cross section of the studied area with the main characteristics of the site. Note the proximity of temporary lakes area.

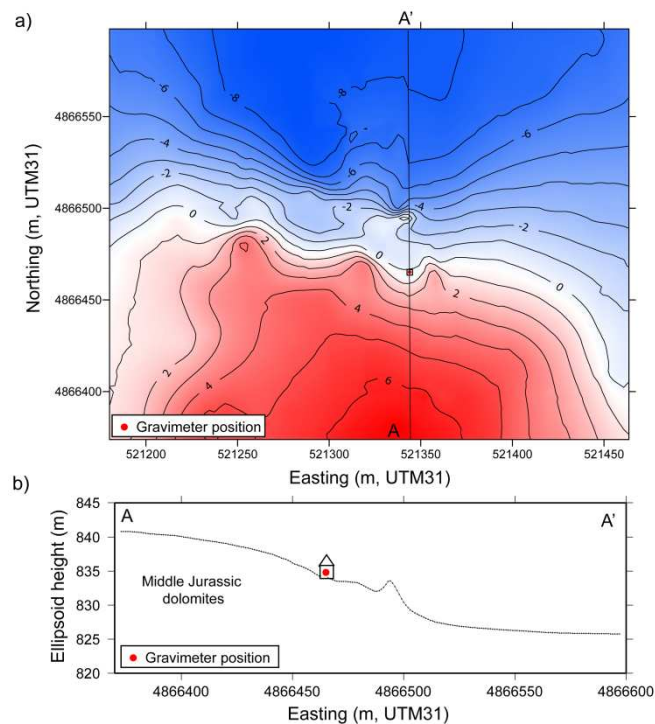


Figure 7.3 : a) Topography around BLAQ site and ground plan of the building; b) Cross section of the studied area with the main characteristics of the site.

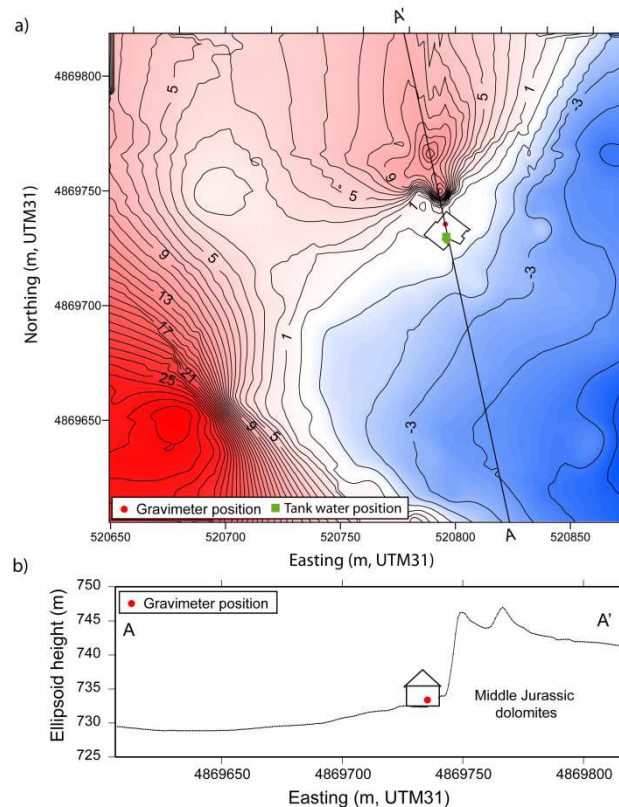


Figure 7.4 : Topography around CANA site and ground plan of the building. Gravimeter position and water tank position are shown; b) Cross section of the studied area with the main characteristics of the site.

SALV site is the most distant from the spring (Figure 7.2), and gravity measurements are done at the center of a building of 500 m² in area at this site. An underground tank captures rainfall nearly at the same elevation as that of the gravimeter, beneath the building. Elevation around the building varies between 800 m to 820 m with a maximum gradient on NE-SW section (Figure 7.2). The gravimetric site is located in the vicinity of a temporary lakes area. Chert marl covers the temporary lake area. In the Northern part of SALV site, an outcrop of Upper Jurassic limestone is visible (Figure 7.2b).

BLAQ site is located in the middle part of Durzon karst system. There, gravity is monitored in a 10 m² shack. Elevation around the hut varies between 840 m at the South and 826 m at the North of the site (Figure 7.3).

The last site (CANA) site is located in the Northern part of the system, where gravity measurements are performed in the Eastern part of a building 150 m² in area (Figure 7.4). A tank stores runoff water from the roof and is at the same elevation as the gravimeter (Figure 7.4b). Elevation around the building varies between 725 m and 760 m. It can be separated in two parts: the North-Western part with higher elevations and the South-Eastern part with a flat topography at lower elevations. An important elevation variation lies at the North of building, with a cliff reaching some 10 m in height (Figure 7.4a and b).

Observations and data processing

Absolute gravity (AG) measurements were performed from January 2006 to October 2008 at a monthly frequency at three sites: CANA, BLAQ and SALV (Figure 7.5a). The absolute

gravimeter (FG5#228) was mostly used to measure gravity (FG5#206 was used to measure the three sites once at November 2006). A comparison of two FG5 reveals that the gravity value differs by less than 1 μGal between them (Le Moigne, personal communication). The mean value of g is estimated from a series of 100 drops every hours (set) and the mean AG value is calculated by averaging several sets (> 12 sets). The overall systematic instrumental uncertainty is of 1.9 μGal (Niebauer et al., 1995). Raw data are processed using a protocol described by Jacob et al. (2008) that is not detailed here. The global contribution of hydrology is computed using GLDAS/NOAH (Rodell et al., 2004) model of soil moisture, snow and canopy water content variations as a 0.25 degree grid. The global gravimetric effect including both attraction and deformation is estimated following the method of Boy et al. (1998) and is removed from gravity time series. The maximum global gravimetric effect in the studied area reaches $\pm 2 \mu\text{Gal}$ and the amplitudes of ECMWF and GLDAS models differ by less than 0.5 μGal (Jacob et al., 2008). By removing this global contribution from the time series, we assume that the residual gravity time series represent the signature of local hydrologic processes. This residual signal will be used in the forthcoming modeling.

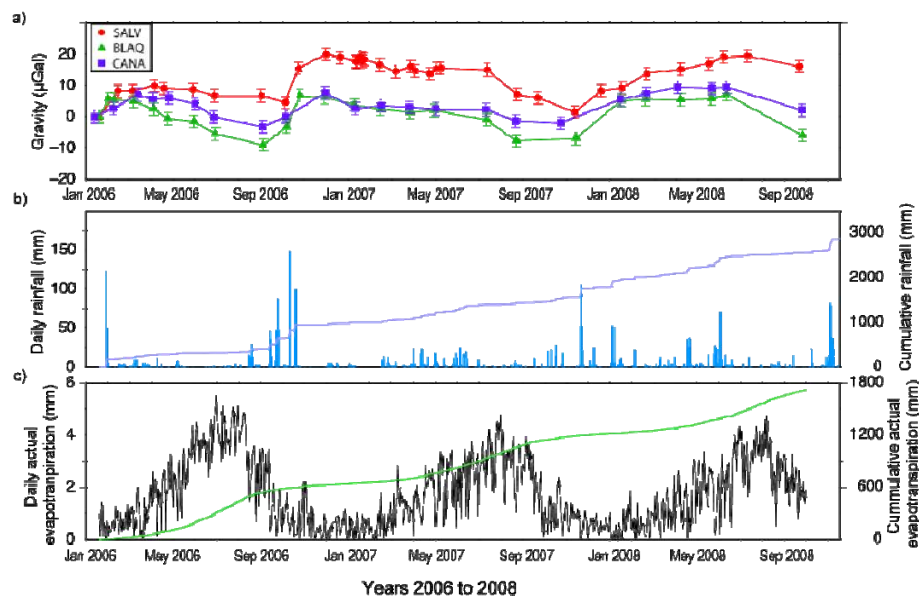


Figure 7.5 : a) Absolute gravity measurements at SALV, CANA and BLAQ sites. Error bars represent measurements uncertainty; b) Daily and cumulative rainfall; c) Daily and cumulative actual evapotranspiration.

Tipping bucket rain gauges have been installed at the AG sites between 2006 and 2009. Annual precipitation is comparable at the three sites (Table 7-1) with a difference of less than 10% except for the year 2009 during which the rain gauges at SALV malfunctioned. In the following, we use rainfall data from BLAQ site as input for our models. Daily potential evapotranspiration (PET) is calculated using Penman-Monteith's formula by Météo-France at Caylar station (7 km to the SE of SALV site) provided by Météo-France and we assume that the estimate is valid for the Durzon karst system. To obtain daily actual evapotranspiration (AET), a scaling factor (k) must be applied to the PET. The comparison between yearly total actual evapotranspiration, yearly total potential evapotranspiration and

mass balance modeling at the Durzon scale (Jacob, 2009) yields a scaling factor between 0.5 and 0.8. Keeping in mind that precise yearly value of scaling factor cannot be determined on the base on existing data, we apply a scaling factor of 0.65 to the daily PET to obtain the daily actual evapotranspiration AET (Figure 7.5c). The scaling factor is comparable to a crop coefficient, yet it does not evolve seasonally as a result of the stage of development of plants (Allen et al., 1998) and the water availability in the soil. Another solution would have been to invert for the crop coefficient by including it in our modeling scheme (Seibert, 2005) or to simulate the value of AET (Zhang et al., 2011), but that would have increased the number of model parameters and their associate uncertainty.

Site	2007	2008	2009
BLAQ	811	1034	875
SALV	768	1067	759
CANA	808	1080	-

Table 7-1 : Annual cumulative rainfall in mm at BLAQ, SALV and CANA site for the years 2007, 2008, 2009.

Precipitations on the Larzac plateau are highest during autumn and winter (Figure 7.5b). Because AET is smallest during these months, most of the winter precipitation infiltrates into the ground. The gravity therefore increases during the weeks following precipitations events such as in January 2006, October 2006, and November 2007 to January 2008 (Figure 7.5a and b). During the dry season (May to September), gravity decreases at every site. We arbitrarily set the first gravity value to zero for each site. The significant differences between the time series (Figure 7.5a) may be linked to differences in local water storage dynamics at each site, as invoked by Jacob et al. (2008), but also to differences in local site effects.

Direct estimation of local site effects

In the following, we examine the effects of surrounding topography and building dimensions on the gravity attraction for a uniform layer of water. In an ideal case, where topography is flat, rainfall and hydrological parameters of the underground homogeneous and the effect of the building negligible, the gravity change Δg from water height changes Δh may be computed using the formula for an infinite slab:

$$\Delta g = 2\pi\rho G\Delta h \quad (7-1)$$

known as Bouguer's formula, where G is universal gravitational constant and ρ is the water density. However, local geometric effects influence the spatial distribution of water and its attraction, such as the topography in the surroundings of the gravity sites, the area of the measurement building and the position of the gravimeter within it (Figure 7.6). For example, a local topography where the surface is above the gravity measurement site leads to a negative gravity value if water storage occurs at shallow depth. Also, a building partially masks the effect of rainfall, as its roof precludes water from directly infiltrating beneath the gravimeter. Snow on a roof can also influence gravity measurements (Mäkinen & Tattari, 1988). Finally,

the spatial heterogeneity of hydrological parameters such as porosity and permeability modifies water content distribution. These parameters are spatially heterogeneous and are mostly unknown for the studied sites.

Depth (m)	BLAQ (10 m ²)			CANA (150 m ²)			SALV (500 m ²)		
	C _{topo}	C _{building}	C _{total}	C _{topo}	C _{building}	C _{total}	C _{topo}	C _{building}	C _{total}
0	0.87	0.34	0.53	0.66	0.72	-0.06	0.98	0.86	0.12
0.5	0.88	0.23	0.65	0.72	0.65	0.07	0.98	0.82	0.16
1	0.88	0.17	0.71	0.77	0.61	0.16	0.98	0.78	0.20
2	0.9	0.1	0.80	0.82	0.49	0.33	0.97	0.71	0.26

Table 7-2 : Values of C coefficient at BLAQ, CANA and SALV sites for different depths. This coefficient is the ratio between the actual site attraction and the infinite slab attraction (see section 4). For each site, column 1 refers to the topographic effect (C_{topo}), column 2 refers to the building effect (C_{building}), and column 3 refers to the whole local site effect only (C_{total}) that is equal to C_{topo} - C_{building}. Building areas are given in parenthesis.

To evaluate the impact of building and topography on measured gravity at 1.2 m above the ground, we compute the attraction of water right on the surface at each site. A digital elevation model (DEM) encompassing terrain 300 m around each site was built using kinematic GPS (accuracy of 0.1 m). We also use spirit leveling at building vicinity (vertical accuracy of respectively 0.05 m). Our DEM resolution ranges from 0.2 m in the near field to 2 m in the far field). The shape of each building is introduced in the DEM and corresponds to a “no-rain” zone for the evaluation of local site effects hereafter. Runoff water from the roofs is stored in partially open tanks at nearly the same elevation as that of the gravimeter, whose gravity impact is computed to be weak (< 1 µgal). The stored water is depleted by evaporation and also used to irrigate nearby crops. The gravity attraction of surface water for each site is computed using a point mass equation for a given unit of rain. Because the distance between the site measurement and the land topography is larger than 2 m, the error due to the point mass approximation versus the attraction of equivalent prism is smaller than 1 µgal.

The resulting gravity attraction is compared to the one provided by an infinite slab (Bouguer approximation). For each site, a ratio C is defined as the ratio between the real site attraction and the infinite slab attraction associated to a uniform precipitation on a flat surface. In the presence of a flat topography and no building, to the ratio C would be equal to unity. Effects of both surrounding topography and of the building are detailed in Table 7-2. C_{topo} is calculated without the gap induced by the building and corresponds to the topographic effect only. A value close to 1 indicates that topography can be approximated as a flat surface beneath the gravimeter with no significant effects on gravity. To estimate the umbrella effect of the building C_{building}, we compute the effect of a rain layer that exactly matches the building shape. A value close to 1 of C_{building} indicates that the building gap has an important effect on gravity value. The total effect of the topography and building umbrella effect is given by C_{total}, which corresponds to the difference between C_{topo} and C_{building}. Values of 0.53, -0.06 and 0.12 are found for C_{total} at BLAQ, CANA and SALV sites, respectively, when no infiltration has occurred, i.e. when water is distributed on the topography. C_{topo} at CANA site has a smaller value than for the two other sites. High terrain elevation above the gravimeter

position in its direct vicinity causes the negative value of C_{total} for CANA site (Figure 7.4). For SALV and BLAQ, elevation variations are equally distributed around the gravimeter elevation and C_{topo} are close to 1. On the other hand $C_{building}$ is much greater at SALV than at BLAQ, because of the smaller building size of BLAQ, which leads to a smaller umbrella effect. As a result, the ratio C_{total} is lower at SALV than at BLAQ site. These computations point out the importance of local effects on gravity signal such as described in other studies (e.g. Naujoks et al. 2010a; Creutzfeldt et al. 2010c).

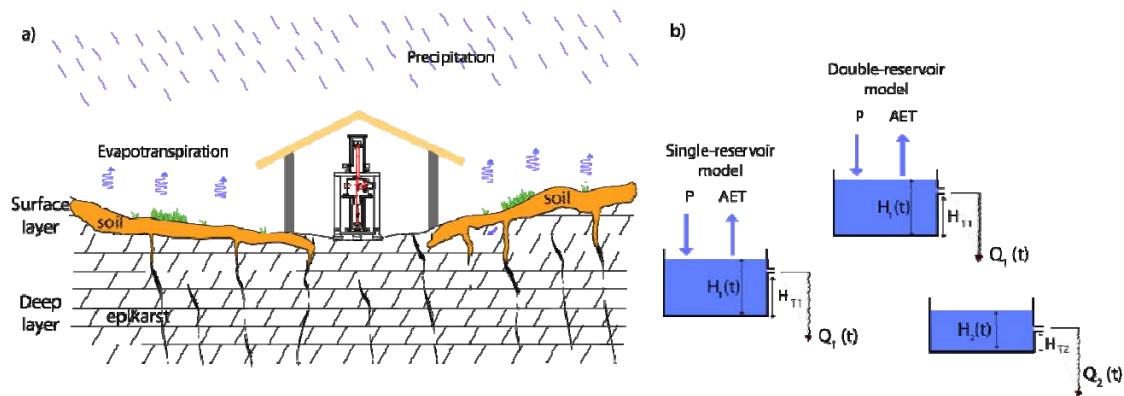


Figure 7.6 : a) Schematic representation of water storage and transfer around a building between the surface layer (soil) and the epikarstic zone below b) Tank models used for simulation (see section 5).

In the field, both vertical and horizontal water transfer occur when rainwater infiltrates (Figure 7.6a). Horizontal infiltration beneath a building reduces the umbrella effect. Forward modeling of rainwater infiltration would make an estimation of local site effects possible. This would however require detailed knowledge of the 3D hydraulic properties of the underground, which are unknown and very difficult to estimate in karst systems. We assume that water infiltration occurs vertically, acknowledging that it is a gross simplification of infiltration process. For this reason, we limit our computation to a depth of infiltration of 2 m. Because water masses eventually infiltrate below the gravity site position, the coefficient C_{topo} increases with infiltration depth (Table 7-2). By contrast, the local site effect of the building ($C_{building}$) gradually decreases relative to the surrounding masses, as infiltration depth increases. The combination of these two effects leads C_{total} to significantly increase when infiltration depth reaches 2 m. In conclusion, the above calculations show that gravity changes associated to water storage changes at the three sites cannot be simulated using an infinite slab approximation. Local site effects must be taken into account if one wants to interpret time varying gravity in term of hydrological processes.

Water transfer and local site effect modeling

	BLAQ		CANA		SALV	
	Single reservoir	Two reservoirs	Single reservoir	Two reservoirs	Single reservoir	Two reservoirs
C₁	0.85 ± 0.06	0.70 ± 0.10	0.43 ± 0.07	0.29 ± 0.09	0.73 ± 0.11	0.19 ± 0.14
H₁ (mm)	82 ± 51	173 ± 47	51 ± 101	297 ± 32	21 ± 46	129 ± 39
T₁(d)	147 ± 41	68 ± 51	391 ± 82	38 ± 12	237 ± 63	27 ± 10
C₂	–	1.24 ± 0.42	–	0.94 ± 0.21	–	1.24 ± 0.15
T₂(d)	–	46 ± 75	–	174 ± 101	–	259 ± 39
RMS (μGal)	1.28	1.23	1.87	1.55	3.1	2.089

Table 7-3: Best adjusted model parameters and RMS for single and two-reservoir models at BLAQ, CANA, and SALV sites. Parameter uncertainties are associated to the best simulations (see text for explanation). C_1 and C_2 correspond to the scaling coefficients associated to the upper and the lower reservoirs, T_1 and T_2 is the characteristic transfer time for the upper and the lower reservoirs, and H_1 is the threshold height of the upper reservoir.

Model description

In this section, we present a reservoir modeling scheme that accounts for local site effects while inverting for parameters of reservoir models. We adapt here a reservoir modeling strategy to simulate water storage changes (Fleury et al., 2007a). Reservoir outflow is governed by effective water height in each reservoir and their characteristic discharge constants. We recall that these heights do not correspond to physical water heights as water is distributed across the unsaturated zone. Rather, they can be associated to an integrated value of saturation change in the site's vicinity. For the sake of testing models of increasing complexity, we consider a single and a two-reservoir model (Figure 7.6b), which both contain a surface reservoir intercepting rainfall minus actual evapotranspiration. Output flow Q_1 from reservoir 1 at the surface occurs when the water level $h_1(t)$ is higher than a threshold H_1 , according to a linear discharge law (Maillet, 1905) defined by a characteristic transfer time T_1 . H_1 represents here the soil capacity before discharge. Output flow Q_2 of the reservoir 2 at depth occurs in the same way that for the reservoir when the water level $h_2(t)$ is higher than a threshold H_2 .

$$Q_1(t) = \frac{1}{T_1} (h_1(t) - H_1) \quad (7-2)$$

$$Q_2(t) = \frac{1}{T_2} (h_2(t) - H_2) \quad (7-3)$$

In the two-reservoir model, a deep reservoir captures discharge water from the surface reservoir, and its water level $h_2(t)$ decreases through a linear flow law controlled by a characteristic transfer time T_2 . Because the deep reservoir is not affected by evapotranspiration process, water level cannot decrease below H_2 . Therefore, the dynamic evolution of the model does not depend on H_2 , which is set to 0. The single and two-reservoir models yield water levels $h_1(t)$ and $h_2(t)$ respectively, which are computed by the time integration of flow rate equations.

The water levels are converted into gravity attraction using the infinite slab approximation, scaled by a factor accounting for local site effects. Thus, the simulated gravity change can be expressed as:

$$g_{sim}(t) = 2\pi G\rho_w(C_1h_1(t) + C_2h_2(t)) \quad (7-4)$$

where C_1 and C_2 are site dependent scaling coefficients associated to the upper and the lower reservoirs, respectively. The gravity time series at each site (Figure 7.5a) are used to calibrate the model parameters: initial water heights in the reservoirs, discharge constants (T_1 , T_2), threshold of the surface reservoir (H_1), and scaling factors relative to local site effects (C_1 , C_2). The objective function is the Root Mean Square (RMS) between observed and simulated gravity. Single and double reservoir models allow testing the effect of increasing model complexity on fit performance. For an equivalent RMS, the model having the fewest parameters is chosen as most adequate. A simple stochastic inversion with a total of 50000 random sampling in the parameter space is performed. The uncertainty of the estimated parameters is explored using a perturbation approach (Wagner et al., 2004). We search all parameter sets for which the RMS does not increase beyond 10% of its optimal value. Using this criterion, we calculate parameter uncertainties displayed in Table 7-3.

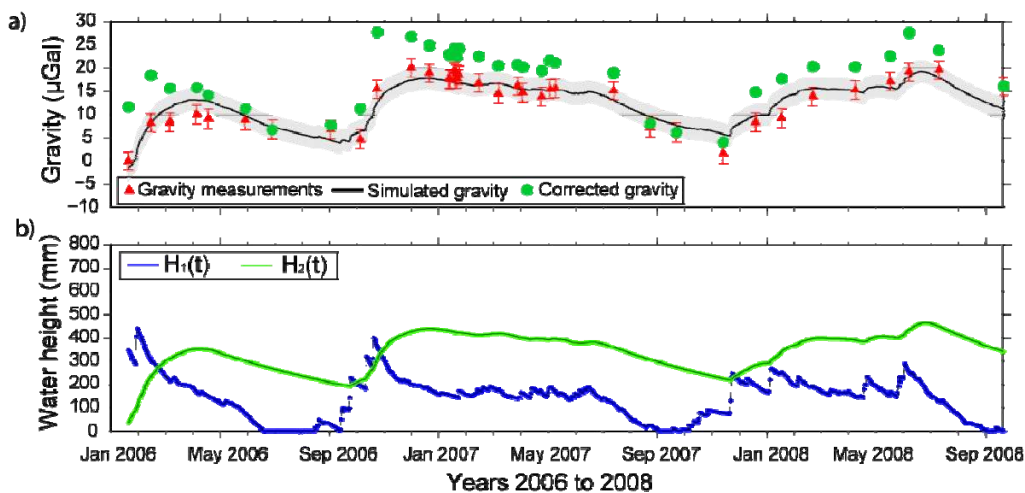


Figure 7.7: a) Simulated gravity at SALV site using the two reservoir model (black line) and corrected gravity computed with $C_1=1$, and the estimated value of C_2 (green circle); b) associated water height of the surface reservoir (blue line) and of the deep reservoir (green line).

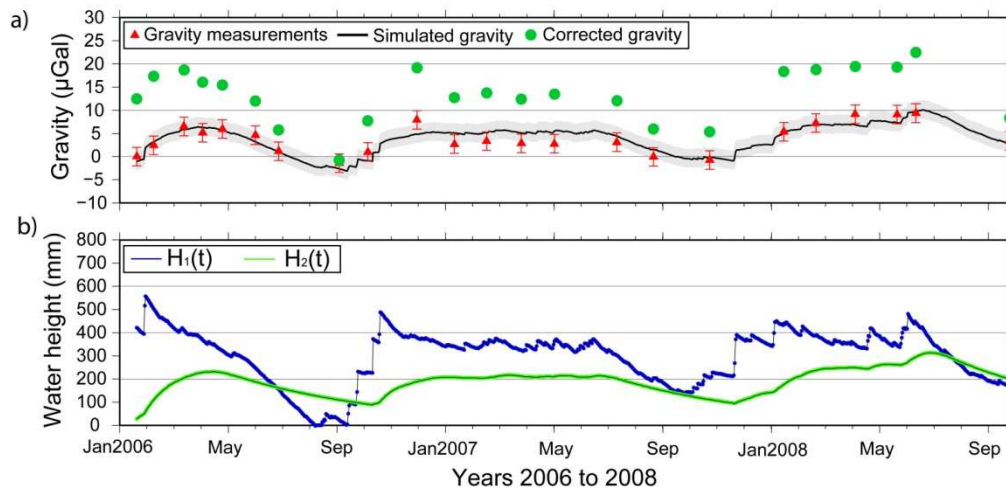


Figure 7.8: a) Simulated gravity at CANA site using the two reservoir model (black line) and corrected gravity computed with $C_1=1$, and the estimated value of C_2 (green circle); b) associated water height of the surface reservoir (blue line) and of the deep reservoir (green line).

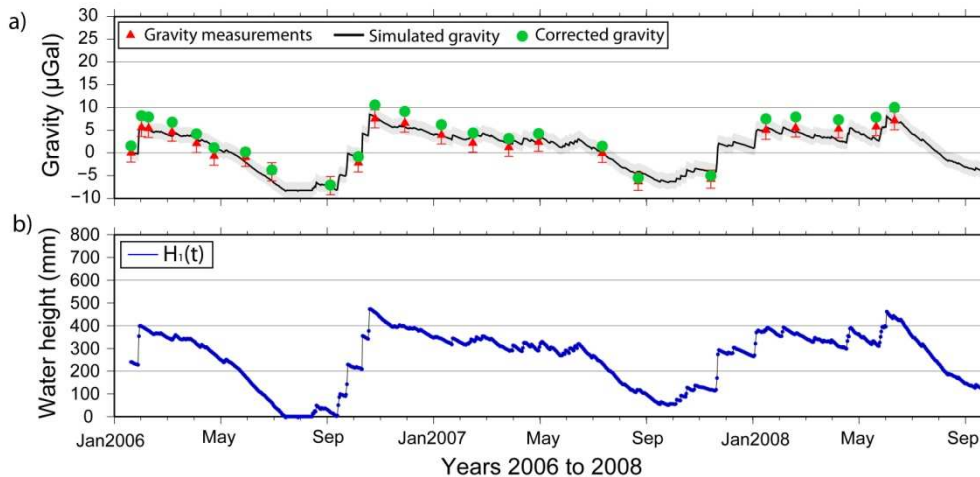


Figure 7.9: a) Simulated gravity at BLAQ site using the single-reservoir model (black line) and corrected gravity computed with $C_1=1$ (green circle); b) associated water height of the single reservoir (blue line).

Results

At BLAQ site, there is no significant difference in RMS between single and two-reservoir model (Table 7-3), which means that the single reservoir model is adequate in representing the gravity variations. The estimated value of C_1 is close to unity. The characteristic transfer time is of about five months.

At CANA site, a small but significant decrease in RMS (Table 7-3) indicates that the two-reservoir model is more adequate than the single reservoir model in explaining gravity changes. For the two-reservoir model, the value of C_1 parameter is 0.29. The value of C_2 relative to water in the deeper reservoir is close to unity. A characteristic transfer time of one month between surface and depth reservoir is found.

At SALV site, a large RMS reduction is observed between single and two-reservoir models, with the two-reservoir model yielding the smallest RMS. For this model, the value of the C_1

parameter is 0.19, which is slightly higher than that obtained at CANA site. The value of the C_2 parameter is 1.24, clearly greater than unity. The characteristic transfer time from the surface reservoir to the deep one is short (27 days). The characteristic transfer time of the deep tank is about one year (259 days).

The time series of water heights from the model allows comparing modeled and measured gravity values. Modeled water heights at SALV site are represented in Figure 7.7b for the two-reservoir model. The step-like influence of rainfall on the surface reservoir water level is clearly apparent, yet it is not so on the gravity time series (Figure 7.7a), because of the low value of C_1 . Rather, gravity seems to be influenced by the water level changes in the deep reservoir, in which the high-frequency content of precipitation has effectively been filtered out. Modeled water heights at CANA site show larger water storage variation in the surface reservoir than the deep reservoir (Figure 7.8b). However, C_1 coefficient has a value of 0.29 and C_2 coefficient is close to unity. According to eq. 4, this implies that gravity changes are influenced by deeper water height variations rather than surface water height variations. Estimated water heights at BLAQ site (Figure 7.9b) and corresponding gravity (Figure 7.9a) for the single reservoir model account well the observed gravity, in which the step-like influence of rainfall is clearly visible.

For CANA and SALV sites, for which the two-reservoir model seems more adequate, deep reservoir parameter dispersion is always greater than that of the surface reservoir (Table 7-3). This may be the consequence of the uncertainty of the water input to the deep reservoir, which is a modeled quantity. Therefore, more trade-offs in the parameter space occur, i.e., the uncertainty of the input value to the deep reservoir is greater than the uncertainty of the measured input value to the surface reservoir provided by precipitation and actual evapotranspiration. Furthermore, the number and frequency of gravity measurements seem to have a direct influence on the dispersion of parameters of the surface reservoir. It can readily be observed for the discharge constants, whose dispersions are much greater at CANA ($T_2 = 174 \pm 101$ days) than at SALV ($T_2 = 259 \pm 39$ days) sites (Table 7-3), possibly due to a higher gravity sampling at the latter site (Figure 7.5a). Also, gravity measurements shortly after rainfall are particular lacking at CANA site. A higher measurement rate (provided for example by a superconducting gravimeter) should improve both the value and the uncertainty of some estimated parameters. This would specially apply to the determination of T_1 for sites CANA and SALV. Due to an average measurement rate of one month on these sites, estimated values of T_1 at CANA and SALV (respectively 38 and 27 days) are likely higher bounds of the real time transfer values.

Another source of parameter estimation problem could be tied to evapotranspiration. Among input data, AET is the most uncertain data that we have included in the model. To test the sensitivity of the model with respect to the factor k , we run the model for values of k ranging from 0.5 to 0.8. Parameter values of each site obtained with different values of k moderately alter the result of simulations. As an example, the characteristic time T_2 of the site CANA displays values of 260, 259 and 164 days when k values are assigned to 0.55, 0.65 and 0.75, respectively and are contained within the uncertainty of estimated parameters. Optimal values of all other estimated parameters remain close to those presented in Table 7-3.

Interpretation and Discussion

Modeling local site effects

For the preferred reservoir model at each site, estimated values of C_1 (Table 7-3) for the surface reservoir are now compared to the forward computed site scaling factors C (Table 7-2). At CANA and SALV sites, estimated values of C_1 compare favorably with one another, being close to 0.2, and with the independently computed values of C for a layer of water at a depth of 1-2 m (Table 7-2). Due to the similarity between the estimated values of C_1 and the forward modeled local site coefficients, it is tempting to associate the model surface reservoir with the hydrological functioning of the soil layer (~1 meter depth) at SALV and CANA sites. At these two sites, the topography and building effects effectively mask out the effects of water storage changes in the upper meters of the karst on the observed gravity.

Within this scope, the estimated discharge constants of ~ 1 month for the surface reservoir at both sites (Table 7-2) may be associated with the time needed for rainwater to infiltrate to a depth below 1-2 m from the surface, depth at which local site effects become attenuated. Correlation between gravity variations and soil moisture content has been observed in several previous studies (e.g. (Naujoks et al., 2008; Krause et al., 2009)) where the properties of the soil are globally homogeneous. In heterogeneous soils, as it often occurs in karst systems, distributed measurements seem mandatory in order to obtain an average moisture value for the site (Creutzfeldt et al., 2010b). These in-situ techniques (time or frequency domain reflectometry and capacity probes, for example) should yield insights on the saturation of the soil layer and should allow for a comparison with modeled water heights provided by gravity data inversion.

Gravity time series modeling at CANA and SALV suggests that water storage changes are also associated to the second reservoir corresponding to a deeper horizon. Our modeling scheme assumes that water transfer with depth is strictly vertical. However, an estimated value of C_2 greater than unity could mean that the water level in the deep reservoir is influenced by lateral inflow, and not solely by vertical water transfer. Within this scope, the presence of lateral inflow within the deeper horizon at SALV may be invoked. At CANA, C_2 is close to 1, meaning that the full gravity attraction of the deep reservoir is felt, also indicating that the lateral flow budget of this reservoir is negligible. For these two sites, gravity measurements coupled with hydrological modeling provide a good insight of the time evolution of water storage change, bringing knowledge of local transfer properties. However, it must be noted that the deep reservoir of our model cannot be associated to a given depth.

At BLAQ site, where a single reservoir model accounts for storage changes seen by gravity, the C_1 coefficient is close to 0.8-0.9. Due to the small dimensions of the building at this site, the computed C_{total} coefficient is always larger than 0.7 as soon as water infiltrates below 1m. This could explain why a single reservoir model accounts for water storage changes at BLAQ: rainwater has an immediate and significant influence on gravity, as the effects of water storage changes close to the surface are not masked out by the building.

The good agreement between the forward computed scaling coefficients representative of local site effects (Table 7-2) and the estimated ones (Table 7-3) suggests that the reservoir model formulation is a sound simplification of water storage change in the sites vicinity. Gravity changes may therefore be used to infer water storage changes using such models of

vertical transfer. Inversion results provide an insight on the overall dynamics of the flow, which seems to correspond to a mostly vertical water transfer (where C_2 is equal to 1 like at BLAQ and CANA sites). However, some transient lateral inflow component (at SALV site where C_2 is larger than unity) could be also invoked.

Use of ground-based gravity to monitor water storage changes

Ground-based gravity is one of the few means of monitoring local water storage changes in the vadose zone. Indeed, water storage change is usually obtained by a combination of measured and modeled input and output fluxes at basin scale. As such, a promising application of this gravity monitoring lies in its assimilation in hydrologic model calibration (Hasan et al., 2008; Naujoks et al., 2008; Creutzfeldt et al., 2010a; Naujoks et al., 2010a). Local site effects at every gravity measurement site must be evaluated and corrected for, so as to obtain gravity changes fully representative of water storage changes. As discussed, there are two means of evaluating local site effects: through a forward computation (section 4) and through the use of reservoir models (section 5). The forward computation necessitates a DEM of the site surroundings, the building dimensions and the knowledge of hydraulic properties of medium. Moreover, the depth at which water storage changes occur must be known, as a local site effect is strongly depth-dependent (Table 7-2). Other local factor such as impervious surfaces or the type of vegetation could be taken into account depending of the site characteristics.

If precipitation and evapotranspiration time series are known, the adjustment of reservoir models using gravity data yields valuable information on flow dynamics and local site effects. When a two-reservoir model accounts for storage changes, the surface reservoir is plausibly representative of the first meters below the surface. The effect of water storage changes within these first meters may effectively be masked out by the building effects and the topography, as is the case at SALV and CANA sites. The deep model reservoir does not seem influenced by such factors (C_2 is close to or larger than unity at CANA and SALV). The sum of modeled water levels in the surface and deep reservoirs may therefore yield a more accurate approximation of water storage changes from gravity than using an infinite slab hypothesis (Figure 7.6a). To summarize, the advantage of this approach is that no a-priori knowledge of the underground properties is needed. However, we acknowledge that the separation of the medium in two reservoirs is largely artificial even if we provided specific reasons to do so. Also, our model does not allow assigning a specific thickness to these reservoirs. It would be sound to apply our model reservoir approach on a well-instrumented site, including a superconducting gravimeter and a continuous geophysical and hydrological monitoring of water transfer in the vicinity of the site. This would lead to better understand the limits and the merits of the modeling presented here.

Once this validation done, a correction of ground-based gravity measurements from local site effect could be achieved. Indeed, our model only requires the knowledge of daily precipitation minus evapotranspiration. By adjusting the local reservoir model to the measured gravity, one can use the estimated coefficients to obtain a gravity time series corrected for local site effects. To do so, we recall that local site effects are represented by the coefficient C_1 associated to the surface reservoir. Within this scope, one may augment the measured gravity

by the “masked” signal from the surface reservoir, to obtain the corrected gravity time series representative of total water storage changes:

$$g_{cor}(t) = g_{mes}(t) + 2\pi G\rho_w h_1(t)[1 - C_1] \quad (7-5)$$

where $h_1(t)$ and C_1 are the surface reservoir water level and scaling coefficient, respectively. The corrected gravity value is represented as green dots in Figure 7.7 to Figure 7.9. This “corrected gravity” is the value that would be measured if the measurements were done in the same geometrical location but in an open field (no building) surrounded by a flat topography. This time-dependent correction shows that the gravity change due to local site effect can exceed measured values by 5-15 μGal , corresponding to 120-380 mm of water using the Bouguer’s slab formula. This finding confirms the remarks of Creutzfeldt et al. (2010b) on the importance of local site effects on time dependent gravity interpretations. This indicates that measured gravity must be corrected for these local effects for a more realistic interpretation in terms of water changes but also to compare the water storage behavior between different sites. This remark is especially sound when open field gravity data with portable gravimeter are mixed with a gravimeter hosted in a large building with surrounding non-flat topography (e.g. (Jacob et al., 2010a)). The models show that footprint of the building hosting the gravity measurement leads to a delay between the rainfall and the gravity maximum. When topography around the site is not strictly flat, the maximum of the measured gravity due to a rainfall can be modified. It decreases by a factor up to 4 in the present study for the site CANA. Keeping in mind that corrections always have uncertainty, the impact of topography and building should be minimized. It is then important for future studies to take into account these effects and to choose a site where building is small and topography as flat as possible.

Conclusion

Ground-based gravity measurements provide valuable data for hydro-geological studies. However, we show that an interpretation of gravity change using an infinite Bouguer slab of groundwater is only possible in ideal sites (no topography, no building, and horizontally homogeneous water transfer properties). Buildings and topography strongly alter the gravimetric signal and may mask most of the attraction of an infinite slab of water immediately after rainfall. A simple two-reservoir model allows the separation between topographic and building umbrella effects and the effective groundwater transfer properties. The modeling of the gravity measurements using such a model on the Larzac plateau also reveals a spatial heterogeneity of transfer properties from one site to another. For example, characteristic transfer times associated to deep transfer may vary from five months to about ten months. We show that coupling gravity data time series with hydrologic modeling is a useful method to determine both averaged transfer properties and local site effects. It would be sound to use and test this methodology to process the near continuous gravity signal recorded by superconducting gravimeters. Such studies should provide interesting insights as to the best-suited measurement configurations for future gravity studies.

Acknowledgements:

We thank Nicolas Le Moigne who provided a decisive help in data acquisition using FG5 gravimeter. This project is part of “Hydro-karst Géophysique et Géodésie” (HydroG2) supported by the “Agence Nationale de la Recherche” (ANR). Some climatic and hydrologic data were provided by the Parc Régional des Grands Causses and Météo France. We thank B. Creutzfeldt, an anonymous reviewer and the editor for their constructive comments.

3 Synthèse de la publication et discussion complémentaire

3.1. Synthèse de la publication

Dans l'article précédent, nous utilisons des chroniques de gravité sur trois sites karstiques du Durzon afin de contraindre les propriétés hydrologiques du sous-sol. Nous montrons que l'interprétation hydrogéologique des chroniques de g à partir d'un modèle de plateau infini n'est possible que dans un cas idéal où la topographie est plane, sans masque de bâtiment et avec des propriétés hydrologiques homogènes. La topographie et la présence de bâtiment altèrent fortement le signal gravimétrique. Ces effets minimisent une grande partie des effets gravifiques de l'eau juste après les pluies. Un modèle à réservoir prenant en compte ces effets a été construit. Il permet de séparer les effets de masque topographique et de bâtiment avec les propriétés de transfert de l'eau d'un milieu homogène équivalent et intrinsèque à chacun des sites.

D'un point de vue hydrogéologique, nous démontrons que le couplage entre modèle hydrologique et gravimétrie permet de déterminer les propriétés moyennes de transfert de l'eau dans le sous-sol. Le modèle révèle l'hétérogénéité spatiale du transfert de l'eau sur le système karstique du Durzon en fonction de l'éloignement par rapport à la source. Les sites proches de la source sont caractérisés par un temps de transfert plus court (5 à 8 mois).

En résumé, sans la connaissance a priori des propriétés hydrologiques du sous-sol, nous avons pu quantifier l'impact des effets de site (topographie et bâtiment) ainsi que les propriétés de transfert de l'eau en zone non saturée. Ce type de modèle permet donc de corriger les données gravimétriques des effets de site afin de retrouver un signal lié uniquement aux phénomènes naturels (i.e. hydrologique, tectonique...).

3.2. Chronique complète à SALV et modèle associé

Les mesures absolues de g ont débuté en 2006 et se sont terminées en Septembre 2008 pour les sites BLAQ et CANA. Afin de comprendre le comportement particulier observé au site SALV, des mesures sont toujours effectuées sur ce site. Nous discutons dans ce paragraphe de l'évolution de la gravité depuis 2006 et des résultats du modèle pour la chronique complète. La gravité mesurée est corrigée des effets globaux.

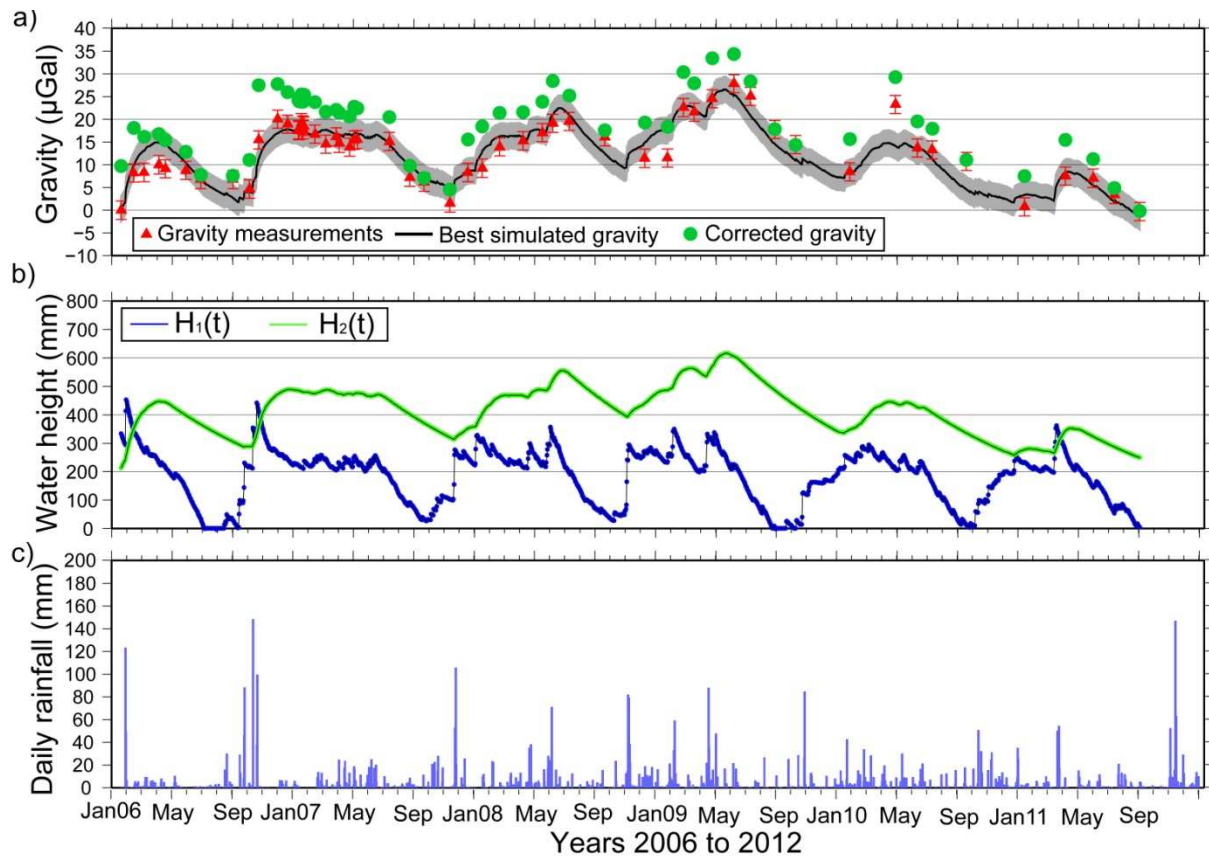


Figure 7.10 : a) Chronique de g à SALV (triangle rouge), gravité simulée (ligne noire) et gravité réelle (cercle vert) sur la période 2006 à 2012 ; b) Hauteur d'eau modélisée pour les réservoirs sol (bleu) et épikarst (vert). c) Précipitation journalière mesurée au site BLAQ.

Dans ses travaux, Thomas Jacob (2009) a analysé la chronique de g à SALV entre 2006 et 2008. Il a observé une variation saisonnière de g en lien avec le cycle hydrologique mais aussi une variation pluriannuelle estimée à $\sim 2.5 \mu\text{Gal}/\text{an}$. Les variations saisonnières de gravité sont observées avec la même amplitude que précédemment pour l'année 2009. Cependant pour les cycles hydrologiques 2010 et 2011, l'amplitude des variations est beaucoup moins importante (Figure 7.10a). Les réserves sont moins importantes et ne perdurent pas dans le temps. Sur cette période il n'y a pas de déficit pluviométrique annuel par rapport aux années précédentes (Table 7-4). La faible amplitude des variations saisonnières du stock en eau ne serait pas liée à la quantité d'eau totale infiltrée au cours d'une année hydrologique mais plutôt à l'intensité de quelques précipitations se produisant généralement en automne ou en hiver (Figure 7.10c). On n'observe pas de précipitation de forte intensité sur les saisons 2010 et 2011 mais plutôt des précipitations d'amplitude moyenne réparties sur la saison. Durant ces précipitations intenses, le système atmosphérique est vite saturé et l'évapotranspiration est faible par rapport à la pluie tombée. En raison de la répartition dans le temps des précipitations d'amplitude moyenne, l'atmosphère ne se sature pas et l'évapotranspiration affecte de façon significative chacune d'elles. La proportion d'eau infiltrée pour une quantité de pluie donnée sera moins importante. Les précipitations intenses permettraient donc la recharge du stock d'eau en zone non saturée dont la vidange lente s'exprimerait ensuite sur toute la saison.

Année	2006	2007	2008	2009	2010	2011
Précipitation cumulée	934	811	1034	875	939	896
ETR cumulée	641	578	556	628	584	620
Infiltration nette	293	233	478	247	355	276

Table 7-4: Pluie annuelle, évapotranspiration réelle annuelle et infiltration nette pour la période 2006 à 2012 au site BLAQ.

La variation pluriannuelle observée par Jacob (2009) reste valable pour le cycle hydrologique de 2009. Sur la période 2010-2011, une décroissance globale de la valeur de g est observée avec une pente de $-6 \mu\text{Gal}/\text{an}$ environ. Le comportement global de g sur ces 2 années va à l'encontre de ce qui était observé pour les années précédentes. Ce phénomène pourrait aussi être lié aux faibles apports en eau des pluies automnales et hivernales. L'état du stock en eau de la zone non saturée est largement influencé par ces phases de pluies intenses qui se produisent généralement qu'une à deux fois durant l'année. Durant les premières années de mesures, l'infiltration nette semble supérieure à la vidange de la zone non saturée. Cela permettrait ainsi l'augmentation pluriannuelle de la gravité à SALV. Cependant, il semble que pour les deux dernières années de mesure cette tendance se soit inversée et que l'infiltration nette soit inférieure à la vidange. Cette hypothèse expliquerait la chute brutale et pluriannuelle de g sur ces deux années. On serait ainsi passé d'un stade de stockage à un stade de vidange de l'épikarst uniquement lié à un déficit en eau. La connaissance réelle de l'infiltration nette (et donc une estimation plus réaliste de l'ETR) permettrait d'approcher des caractéristiques du stockage saisonnier sur le site de SALV. Ces interprétations du fonctionnement de la zone non saturée ne contredisent pas l'interprétation géomorphologique du signal de gravité faite par Jacob et al. (2008) pour ce site. Ces auteurs avaient fait l'hypothèse que le site de SALV est une zone de stockage préférentiel sur le système du Durzon en rapport avec la présence de dépôts d'altération dans cette zone et de lac temporaires.

Le modèle hydrologique présenté dans l'article donne de bons résultats pour la chronique complète. Le RMS est de $2.9 \mu\text{Gal}$ (Table 7-5). Le modèle représente correctement les variations de g pour les années de stockage (2006-2009) et les années de déficit du stock en eau (2010-2011). L'analyse des hauteurs d'eau dans les réservoirs sol et sub-surface montre la même tendance que précédemment : la variation temporelle de gravité est principalement liée aux fluctuations du réservoir de sub-surface. Néanmoins le réservoir sol semble jouer un rôle important quant au soutien en eau apporté en période hivernale. Durant les cycles 2010 et 2011 la hauteur d'eau dans ce réservoir est nulle en fin d'été et pour une période de 1 mois environ. Le réservoir sol ne joue plus son rôle de soutien au réservoir épikarst. Ce phénomène conjugué à l'absence de fortes précipitations durant la période automnale ne permet pas de reconstituer les stocks en eau de façon suffisante. Ces 2 phénomènes combinés semblent être à l'origine de la dégradation du stock en eau de la zone non saturée au cours des années 2010 et 2011.

3.3. Influence de la taille du jeu de données sur la précision du modèle

Dans l'article précédent nous avons évoqué un manque de données sur la chronique à CANA pour interpréter les fortes incertitudes sur les valeurs des paramètres inversés. Nous pouvons tester cette hypothèse sur la chronique de SALV en augmentant, par cycle hydrologique, le jeu de données jusqu'à fin 2011. Les données gravimétriques ont été corrigées des effets globaux et le « crop coefficient » a été maintenu constant. Les valeurs des paramètres estimés sont notées dans la Table 7-5.

	Deux réservoirs			
	2006 to 2009	2006 to 2010	2006 to 2011	2006 to 2012
C₁	0.19 ± 0.14	0.3 ± 0.15	0.3 ± 0.11	0.3 ± 0.09
H_{T1} (mm)	129 ± 39	194 ± 69	194 ± 44	194 ± 43
T₁(d)	27 ± 10	27 ± 36	27 ± 18	27 ± 18
C₂	1.24 ± 0.15	1.61 ± 0.22	1.61 ± 0.18	1.61 ± 0.1
T₂(d)	259 ± 39	357 ± 58	357 ± 53	357 ± 45
RMS (μGal)	2.089	2.8	2.52	2.9

Table 7-5 : Valeur des paramètres estimés pour différents temps de simulation au site SALV pour un modèle à deux réservoirs.

En augmentant la taille du jeu de données, on observe une stabilisation des valeurs de tous les paramètres (Table 7-5). Le coefficient C_2 est de 1.24 pour la simulation 2006-2008, augmente à 1.61 pour 2006-2009 et reste à cette valeur pour les 2 dernières simulations. Toutes les valeurs de paramètres augmentent entre les simulations 2006-2008 et 2006-2009 hormis le temps caractéristique du réservoir sol (T_1) qui reste fixe. La stabilisation des valeurs de paramètres sur les simulations supérieures à 3 ans laisse penser que le modèle devient stable à partir de cette dimension du jeu de données. Ces résultats montrent que l'accumulation d'au moins 3 saisons de mesure est nécessaire afin de moyenniser les effets de saison plus sèche ou plus humide et ainsi de modéliser de façon objective les variations temporelles de g liés au fonctionnement de la zone non saturée. De même l'incertitude sur ces valeurs diminue en augmentant le jeu de données. La taille du jeu de données semble donc avoir une influence sur la précision des paramètres inversés. Néanmoins, avec quatre cycles hydrologiques, le modèle se stabilise et l'on peut considérer que cette taille du jeu de données est suffisante pour obtenir une estimation robuste des paramètres hydrologiques du sous-sol.

3.4. Effet de site et interprétation hydrogéologique post-traitement

Le modèle hydrologique présenté dans l'article permet d'estimer les variations de gravité corrigé des effets de site (bâtiment et topographie). Comme nous l'avons vu dans l'article, chacun des 3 sites possède une empreinte particulière qui joue un rôle important dans l'évolution de g au cours du temps. La correction des effets de sites sur chacune des

chroniques nous permet de réinterpréter le signal de gravité correspondant au comportement purement hydrogéologique des sites de mesure.

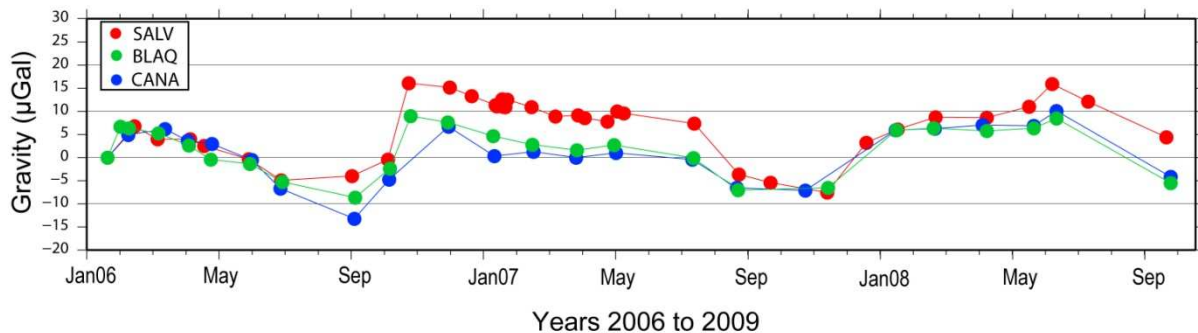


Figure 7.11: Chronique de gravité corrigée des effets topographiques et de bâtiments aux 3 sites.

Après correction, les chroniques de g à BLAQ, CANA et SALV se rapprochent. On observe les mêmes variations saisonnières durant les années 2006 et 2008 (Figure 7.11). Une légère différence est visible sur l'année 2007 où la gravité à SALV augmente plus fortement en Octobre. La courbe décrit la même évolution que BLAQ et CANA sur le reste de l'année avec une décroissance progressive de g durant 10 mois. En Octobre 2007, deux événements pluvieux importants (~150 mm et ~100 mm) se sont succédé en moins d'une semaine. L'apport d'eau dans le sous-sol a été très important sur le système entier du Durzon. La présence de calcaires uniquement à proximité du site SALV fait que ce site a un environnement particulier. Un transfert latéral d'eau pourrait s'être produit entre la zone des calcaires et la zone du site de SALV durant cette période. En raison d'un apport d'eau important par les précipitations, les zones calcaires se seraient 'saturées' et une partie de l'eau pourrait avoir été évacuée vers la zone du site SALV grâce au gradient altitudinal entre ces deux zones. Ici un effet seuil est invoqué pour le déclenchement de ce phénomène. Sur les autres années, les variations de g sont similaires aux trois sites ce qui laisse penser que ce phénomène de transfert à SALV se déclencherait lors d'apports en eau très importants et soudains. Néanmoins, sur ces trois années de mesure, on peut noter que sans effets de site, les trois sites ont un comportement hydrogéologique similaire (Figure 7.11).

L'interprétation hydrogéologique de ces chroniques apparaît donc très différente de ce qui avait été décrit par Jacob (2009). La modélisation du signal ne conduits pas à privilégier, un stockage préférentiel de l'eau dans le Sud du système (zone de SALV). Ce résultat montre qu'il est important de prendre en compte les effets de surface dans la comparaison de différentes chroniques de g . En effet, les chroniques telles quelles sont présentées en Figure 7.11 montrent les variations de gravité dans un cas où la topographie est plane et où il n'y aurait pas de bâtiments. Dans un cas comme celui-là, l'interprétation par un plateau de Bouguer des variations du stock en eau est toute appropriée. Cette formulation donne des informations sur les variations de stockage de l'eau et uniquement sur cela. Ainsi pour les trois sites SALV, CANA et BALQ on montre que les propriétés de stockage sont semblables. Lorsque l'on prend en compte les effets de surface (topographie et bâtiment) on introduit un biais dans l'hypothèse de Bouguer (déformation du plateau et trous). Pour résoudre ce problème on est obligé d'introduire un facteur transfert dans l'interprétation des chroniques

gravimétriques. Ainsi les propriétés de transfert de l'eau spécifique à chaque site sont déterminées. Ce sont les résultats de la modélisation effectuée dans l'article précédent (Table 7-3). Ils montrent les différences nettes des propriétés des réservoirs selon les sites et confortent l'hypothèse d'hétérogénéité de propriétés hydrogéologiques entre ces sites. Le modèle révèle les différences de comportement transmissif des trois sites du Durzon.

Dans la plupart des cas, les effets de surface (topographie et bâtiment) constituent une source d'erreurs dans l'interprétation des chroniques gravimétriques. Ils masquent le signal de gravité de façon significative. On cherche donc initialement à minimiser au maximum ces effets afin d'obtenir des fluctuations gravimétriques en lien avec l'hydrologie et interprétable par une formulation simple. Néanmoins, lorsque les effets de surface sont négligeables, on obtient des informations seulement sur le stockage de l'eau. Dans notre cas nous n'aurions pu déterminer aucune particularité entre les trois sites. La présence d'effets de surface se révèle donc importante pour une caractérisation du stockage mais aussi du transfert de l'eau en ZNS et de leurs variabilités spatiales.

La présence de masques en surface permet de modéliser les comportements du sol et de l'épikarst de façon distincte alors que lorsque le masque est absent (BLAQ) il est impossible de modéliser séparément les propriétés du sol et de l'épikarst. Autrement dit, malgré le caractère à-priori gênant des effets de sites, ceux-ci permettent de déterminer, à partir de la modélisation, les propriétés hydrogéologiques du sol et de l'épikarst spécifique à chacun des sites (notamment les propriétés de transfert).

3.5. Estimation des propriétés hydrauliques du sous-sol de la Salvetat à partir de la modélisation d'une cuve de rétention d'eau.

Dans cette partie nous allons montrer la fiabilité des valeurs des paramètres estimés à SALV. Pour cela nous utilisons les variations de hauteur d'eau d'une cuve de rétention construite au XVII^{ème} siècle à la base du bâtiment. Cette cuve stocke les eaux de pluie tombées sur le toit du bâtiment et servait à l'alimentation en eau du bâtiment. Actuellement, l'eau stockée est évacuée uniquement par évapotranspiration et par infiltration dans le sol via une fissure dans le bâti. Les réservoirs utilisés dans les modèles peuvent être assimilés à une cuve percée à une hauteur X de sa base. La cuve de rétention peut donc représenter le réservoir sol du modèle. L'inversion des propriétés de transfert de la cuve nous donnera des indications sur le comportement du sol dans cette zone.

3.5.1. Chronique de hauteur d'eau de la cuve de rétention

Les variations de hauteur d'eau dans la cuve ont été mesurées de Janvier 2009 à Mai 2011 à l'aide d'un capteur de pression. Le signal haute fréquence lié à la fluctuation de la pression atmosphérique a été corrigé. Le capteur de pression n'étant pas situé à la base de la cuve, la hauteur d'eau a été réajustée afin d'obtenir la hauteur d'eau réelle. Les variations de hauteur d'eau oscillent entre 79 cm et 124 cm (Figure 7.13a). Le niveau d'eau augmente brutalement après les précipitations et retourne à une base non nulle après 1 mois environ (Figure 7.13a et c). La cuve ne se vide jamais totalement et l'eau reste à un niveau proche de 90 cm. Ceci

laisse penser que la fissure du bâtît n'est pas située en base de cuve et que l'évapotranspiration n'a pas un effet extrêmement important dans la cuve.

3.5.2. Inversion des propriétés du sol à partir de la modélisation de la hauteur d'eau

D'après les observations de la chronique de hauteur d'eau, on peut modéliser son comportement avec un modèle à réservoir. Nous choisissons un modèle à réservoir unique affecté en surface par une arrivée d'eau du toit et par de l'évapotranspiration (Figure 7.12). La vidange du réservoir se fait à partir d'une hauteur seuil H_{TC} avec une loi de vidange linéaire (Maillet, 1905) définie par un temps de vidange T_{CI} . La quantité d'eau entrant dans le réservoir au cours du temps correspond à la pluie tombée sur la toiture de surface 250 m^2 . La variation de hauteur d'eau engendrée dans la cuve est égale à la quantité de précipitations multipliée par un ratio de surface :

$$R = \frac{S_{toit}}{S_{cuve}} \quad (7-6)$$

Où S_{toit} est la surface de la toiture et S_{cuve} la surface de la cuve égale à 24 m^2 . Le flux sortant liée à l'évapotranspiration correspond à l'évapotranspiration potentielle ajustée par le coefficient k . Sur le site du Durzon k est égal à 0.65 (voir chapitre 4), cependant cette valeur correspond au réajustement moyen lié au type de sol et de végétation présent sur le Durzon. Dans notre cas, la cuve est recouverte et les échanges eau-air ne sont ni ceux du sol ni ceux d'un plan d'eau. La modélisation est effectuée avec différentes valeurs de k . Deux paramètres sont inversés : H_{TC} et T_{CI} . Le critère d'évaluation du modèle est le RMS et la valeur de k retenue le sera en fonction de celui-ci.

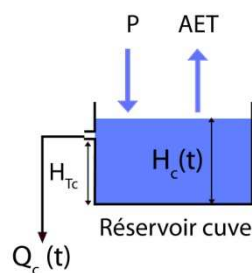


Figure 7.12 : Modèle à réservoir utilisé pour simuler la vidange de la cuve de rétention.

k	0	0.2	0.5	1
H_T (cm)	759	774	797	818
T_{CI} (d)	14	14	13	13
RMS (cm)	9.58	9.56	9.55	9.66

Table 7-6 : Résultat de l'inversion des paramètres de vidange de la cuve de rétention d'eau pour différentes valeurs du crop coefficient k .

Quelque soit la valeur de k , le RMS et les valeurs des paramètres inversés sont du même ordre de grandeur (Table 7-6). Ainsi, l'évapotranspiration n'a que très peu d'effet sur les variations de quantité d'eau dans la cuve. La surface de la cuve étant très inférieure à la surface de collecte de l'eau (toit), l'évapotranspiration n'a que très peu d'effet par rapport aux apports d'eau. De plus, l'ouverture de la cuve est fermée par un couvercle ce qui rend plus difficiles les échanges avec l'atmosphère. La valeur intéressante de cette modélisation est le temps caractéristique de transfert de la cuve. Comme énoncé plus haut elle peut correspondre au temps caractéristique d'un réservoir sol sur cette partie du site. Le temps de transfert caractéristique de la cuve est de 13 j environ. Ce résultat est un peu inférieur au résultat pour le réservoir sol dans le modèle de l'article (27 jours (Table 7-3)). La taille de la fissure dans le bâti pourrait avoir une influence sur la valeur du temps caractéristique de transfert. Les dimensions de la fissure pourraient limiter le flux d'eau alors que le sol aurait encore la capacité d'absorber de l'eau. Le temps caractéristique de transfert serait alors plus long que la réalité. Cependant le résultat obtenu avec le modèle de cuve est inférieur à la valeur estimée par la simulation. Il semble donc que la taille de la fracture n'ait pas d'effet sur la vidange de la cuve et que la valeur de T_{CI} soit propre aux caractéristiques du sol.

Pour le modèle réalisé dans l'article précédent, le temps caractéristique du réservoir sol (T_I) correspond aux temps caractéristiques de transfert de l'eau entre une couche affectée par les effets de site (i.e. réservoir surface) et une couche plus profonde sans effet de site (i.e. réservoir profond). Entre ces deux couches, se produit un transfert vertical pour amener l'eau en profondeur mais aussi un transfert horizontal pour combler le vide créé par les bâtiments. Ce paramètre prend donc en compte un transfert vertical mais aussi horizontal. Ce paramètre peut être vu comme un vecteur dirigé vers le bas avec un angle X par rapport à la verticale et de norme 27 jours.

Pour la cuve de rétention, T_{CI} correspond à la capacité du sol à absorber plus ou moins rapidement l'eau et l'évacuer vers la profondeur. Il s'agit d'un flux d'eau vertical, et peut être représenté par un vecteur positionné sur la verticale et de norme 13 jours.

Dans l'hypothèse où ces deux vecteurs représentent la même zone, le vecteur de la cuve est l'image verticale de celui du modèle de l'article. On peut donc estimer le flux horizontal de cette zone. À partir de ces deux vecteurs, la norme du flux purement horizontal est de ~26 j. Le flux horizontal est donc similaire au flux vertical.

La plupart des auteurs (Perrin et al., 2003b; Klimchouk, 2004) estime le flux d'eau horizontal comme négligeable par rapport au flux vertical et représente le transfert de l'eau au sein de la zone non saturée comme une suite de trajets verticaux qu'effectue l'eau au travers de drains plus ou moins importants (Király, 2003; Klimchouk, 2004). Le résultat précédent n'est qu'une estimation grossière des temps de transfert de l'eau en 3D avec des hypothèses fortes à sa base (transfert en 3D pour le modèle de l'article et purement vertical pour la cuve). Néanmoins, elle donne une indication sur le caractère isotrope de la vitesse d'écoulement de l'eau en 3D au moins dans le sol pour le site de SALV.

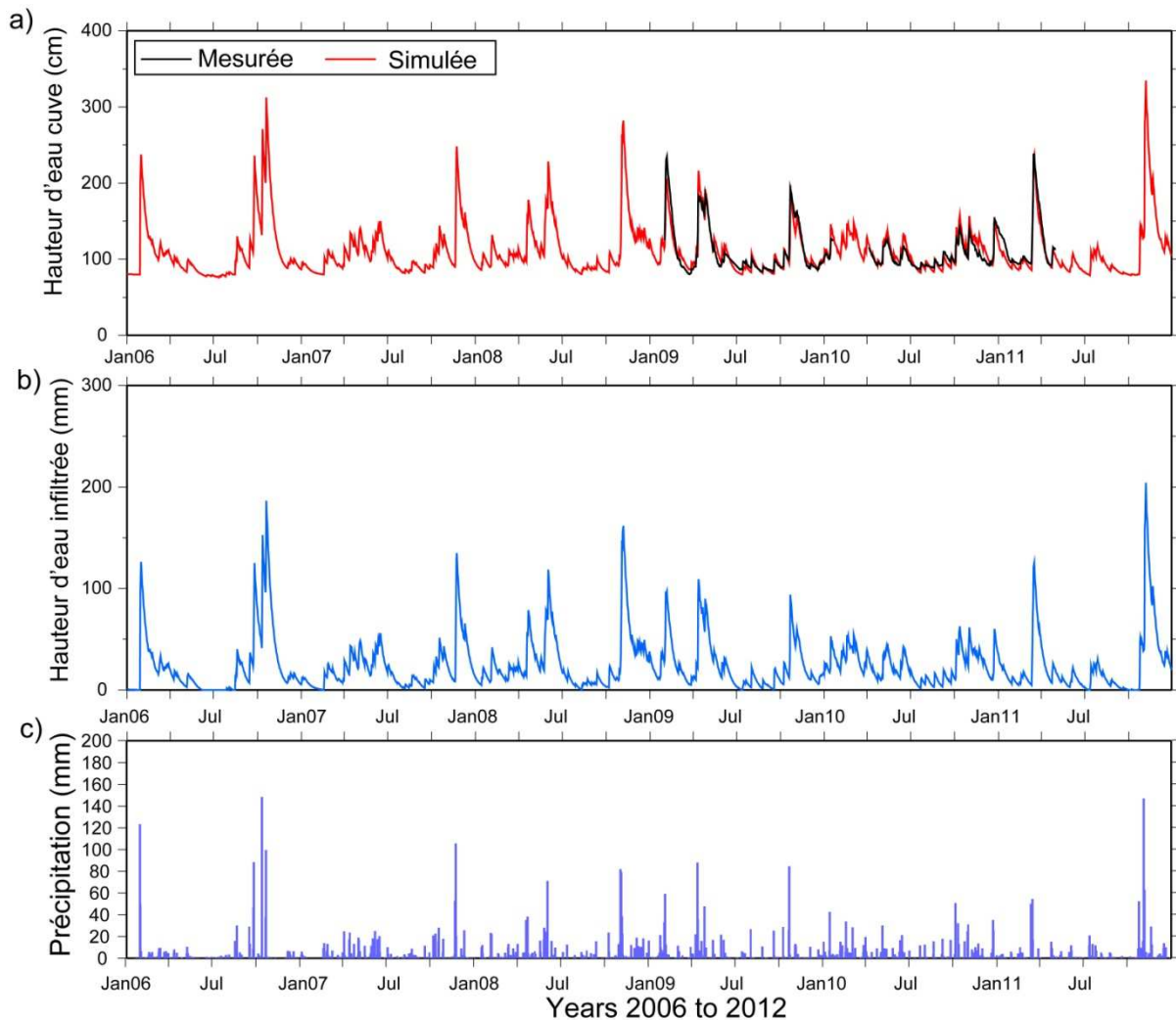


Figure 7.13: Hauteur d'eau mesurée (noir) et simulée (rouge) pour $k = 0.5$ pour la période 2006 à 2012 ; b) Hauteur d'eau infiltrée dans le sous-sol par la cuve de rétention pour la période 2006 à 2012 ; c) Précipitation journalière mesurée au site BLAQ.

A partir des paramètres de réservoir pour $k = 0.5$, nous avons pu retracer les variations de hauteur d'eau de la cuve de 2006 à 2012 (Figure 7.13a). La quantité d'eau infiltrée dans le sol au cours du temps a ainsi pu être estimée sur cette période (Figure 7.13b). L'infiltration a pu atteindre jusqu'à 200 mm lors de forts événements pluvieux. A contrario, l'infiltration est négligeable voire nulle durant les périodes estivales car la hauteur d'eau dans la cuve est inférieure à la position de la fissure. Les variations de quantité d'eau infiltrée sont très importantes au cours du temps et cette quantité d'eau doit être prise en compte pour une simulation plus réaliste du comportement hydrogéologique du site de SALV.

3.6. Apport d'un réservoir connu sur la simulation

Bien que les variations du niveau de la cuve n'aient aucune influence sur la valeur de gravité mesurée ($<1 \mu\text{Gal}$), l'eau infiltrée contribue à un apport d'eau dans le réservoir profond. Pour plus de réalisme, nous refaisons la modélisation hydraulique des variations de gravité en prenant en compte cet apport vers le réservoir profond. À partir des paramètres du réservoir

cuve inversés précédemment, nous pouvons estimer la quantité d'eau infiltrée dans le sous-sol issue de la cuve de rétention (Figure 7.13b). Ce flux est ensuite ajouté au flux entre le réservoir sol et le réservoir épikarst (Figure 7.14). Les paramètres des réservoirs sol et épikarst sont inversés à nouveau. Ce modèle inverse le même nombre de paramètres que le modèle de l'article puisque les paramètres de la cuve sont connus.

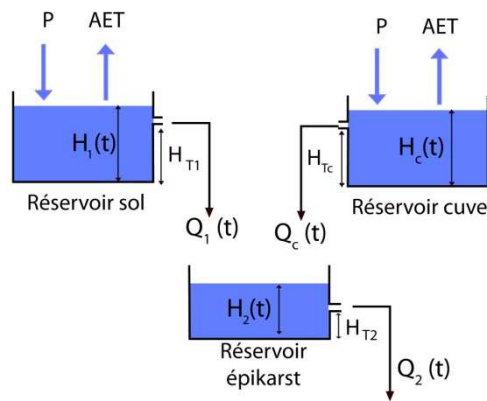


Figure 7.14: Schéma de modélisation utilisé.

Les hauteurs d'eau sont converties en valeur de gravité en utilisant l'équation de l'article (7-4). Les coefficients d'échelle, dépendant du site, C_1 et C_2 sont aussi inversés. Les résultats de la modélisation sont notés dans la Table 7-7 et la Figure 7.15.

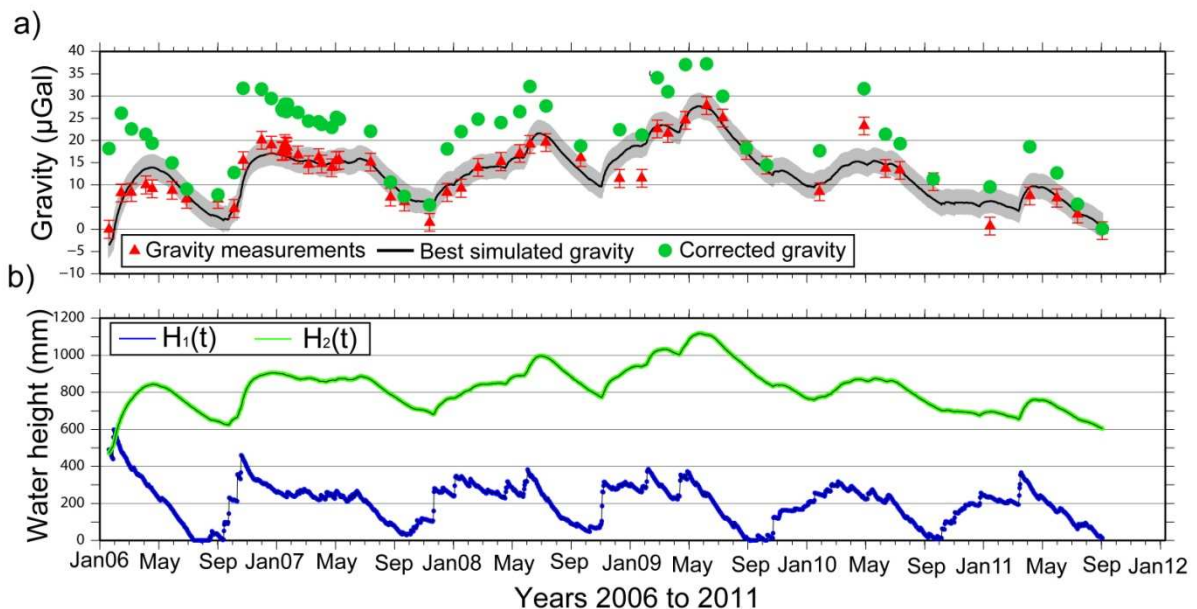


Figure 7.15 : a) Effet gravifique modélisée avec la cuve de rétention et confronté au données absolue ; b) Hauteur d'eau modélisée dans le réservoir sol et épikarst.

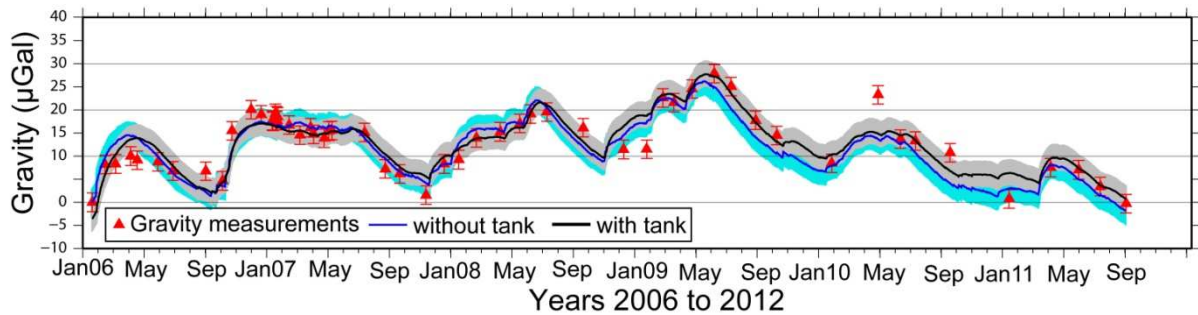


Figure 7.16 : Effets gravimétriques modélisés avec (courbe noire) et sans (courbe bleue) les apports d'eau de la cuve de rétention et confrontés aux données gravimétriques.

La prise en compte de flux d'eau issue de la cuve permet une meilleure simulation de la période estivale et de la fin de chronique (Figure 7.16). En effet, dans le précédent modèle, en été, la valeur de gravité simulée était inférieure à la gravité mesurée. Dans ce dernier modèle, la courbe simulée se rapproche un peu plus de la gravité mesurée. Sur la fin de la chronique, la courbe simulée avec les apports d'eau de la cuve représente mieux les données mesurées.

La hauteur d'eau du réservoir sol ne varie pas beaucoup d'un modèle à l'autre (Figure 7.10 et Figure 7.15). Par contre, on observe une forte différence pour la hauteur d'eau du réservoir profond. Elle oscille entre 200 et 600 mm pour le premier modèle et augmente entre 500 et 1100 mm pour le modèle avec la cuve de rétention. La venue d'eau issue de la cuve influence beaucoup ce dernier réservoir. La quantité d'eau déversée par la cuve étant importante, le modèle a dû adapter les hauteurs d'eau ainsi que les valeurs de paramètres afin de minimiser l'écart entre la donnée mesurée et simulée.

	2006 to 2011	
	without tank	with tank
C_1	0.3 ± 0.09	0.11 ± 0.05
H_{T1} (mm)	194 ± 43	177 ± 64
T_1 (d)	27 ± 18	49 ± 42
C_2	1.61 ± 0.1	1.19 ± 0.2
T_2 (d)	357 ± 45	378 ± 64
RMS (μ Gal)	2.9	2.68

Table 7-7 : Estimation des valeurs des paramètres et écart type associé.

Les paramètres estimés pour le réservoir sol sont plutôt similaires, aux incertitudes près, pour les deux modèles hormis pour C_1 (Table 7-7). En effet l'apport d'eau « extérieur » (c'est-à-dire de la cuve) permet un apport d'eau supplémentaire du sol vers l'épikarst. Le coefficient C_1 est donc plus faible traduisant une influence réelle plus importante des effets topographiques et des bâtiments. Le temps de transfert du réservoir épikarst reste similaire, aux incertitudes près, entre les deux modèles (Table 7-7). Le coefficient C_2 , se rapproche de 1 pour le modèle avec la cuve. Dans l'article précédent nous avons émis l'hypothèse d'un flux latéral dans le réservoir épikarst pour justifier de la valeur très supérieure à 1 du coefficient C_2 . On observe, en ajoutant le modèle de cuve, que l'apport d'eau de la cuve suffit à rétablir

un C_2 proche de 1 et donc un réservoir profond sans apports latéraux en eaux. Les apports latéraux supposés dans l'article seraient uniquement les apports d'eau de la cuve de rétention qui n'ont pas été pris en compte précédemment. Le site SALV n'aurait donc pas un fonctionnement particulier par rapport aux autres sites, en terme de transferts horizontaux. Le temps caractéristique de transfert du réservoir profond (T_2) reste néanmoins élevé par rapport aux deux autres sites investigués (378 jours). La caractéristique de ce site serait qu'il transfère peu d'eau en profondeur et non qu'il stocke beaucoup d'eau comme décrite précédemment par Jacob et al. (2008). Les résultats que l'on vient de présenter vont dans ce sens. On montre qu'après correction des effets de surfaces les trois sites ont un comportement, en terme de stockage, similaire (section 7.3.4). De même, on vient de démontrer qu'un apport latéral en eau n'était pas nécessaire pour représenter correctement la chronique de gravité. Ainsi, SALV ne constitue pas une zone de regroupement de l'eau en subsurface et donc une zone de stockage préférentielle. La caractéristique de ce site serait donc un transfert en eau lent (plus lent que sur les autres sites) qui permettrait, lors d'évènements exceptionnels, l'apparition de lacs temporaires.

L'épikarst peut être caractérisé par deux propriétés hydrologiques : la porosité et la perméabilité (ou contraste de perméabilité entre l'épikarst et la zone d'infiltration). Le terme de porosité conditionne le volume potentiel où l'on peut stocker de l'eau dans l'épikarst. Il s'agit donc d'une propriété propre au stockage pur. La perméabilité conditionne la vitesse à laquelle l'eau va être évacuée du système. Elle se rapproche de la partie transfert du système. Ainsi, pour SALV, le terme de stockage n'est pas différent des autres sites, l'état de la porosité ne semble donc pas différent des sites BLAQ et CANA. Par contre, le transfert de l'eau est beaucoup plus lent que pour les autres sites. Il semble donc que ce soit une différence de perméabilité qui différencie SALV de BLAQ et CANA. Le contraste de perméabilité serait donc plus important à SALV et obligerait une diffusion plus lente de l'eau vers la profondeur.

4 Conclusion partielle

Le suivi temporel gravimétrique est un outil majeur dans le suivi hydrogéologique. On montre que les effets de surface (topographie et masque de bâtiment) jouent un rôle important dans l'interprétation des chroniques de gravité en termes de caractéristiques hydrogéologiques des sites. En effet, l'interprétation de celle-ci sans la prise en compte des effets de surface donne des indications seulement sur la capacité de stockage. L'intégration des effets de surface est nécessaire pour connaître les propriétés de stockage et de transfert du site d'étude. Ainsi, lorsque l'on cherche à caractériser le stockage de l'eau souterrain, il est nécessaire de minimiser au maximum les effets de sites (bâtiment petit et topographie plane) qui sont considérés comme source d'erreurs. Dans le cas où l'on cherche à déterminer les propriétés hydrogéologiques du milieu, la présence d'effets de sites permet de discriminer le terme de stockage du terme de transfert de l'eau. Les effets de sites seront donc bénéfiques pour une meilleure estimation des deux termes hydrogéologiques. De plus la présence d'effets de masque a permis d'estimer les propriétés de transfert du sol et de l'épikarst indépendamment les uns des autres.

D'un point de vue hydrogéologique, cette étude montre que le stockage est homogène sur les trois sites d'étude répartis sur le bassin du Durzon. Après correction des effets de site on obtient des chroniques similaires aux trois sites malgré les distances différentes par rapport à l'exutoire. Par contre les résultats de la modélisation montrent que les temps de transfert sont variables d'un site à un autre. Les temps de transfert sont plus longs avec l'éloignement de la source ce qui semble montrer un gradient de karstification. Ce résultat est cohérent avec les observations de lac temporaire au site SALV. On invoque ici des différences de perméabilité pour provoquer ces variabilités dans les temps de transfert de l'eau.

Cette étude focalise sur les propriétés de stockage et de transfert long terme de la zone non saturée. Il serait intéressant de vérifier si ces caractéristiques (stockage homogène, transfert différent) sont valables en condition continue. Des mesures de gravité continue (supra) pourraient être utilisées afin de caractériser le comportement hydrogéologique du karst juste après les événements pluvieux importants.

Au site SALV, l'addition de flux d'origine anthropique au modèle permet de rétablir le bilan du transfert d'eau. Ainsi, ce site ne semble pas avoir besoin de transferts latéraux d'eau au sein de l'épikarst pour représenter les variations de gravités mesurées. Sur le Durzon, les flux entre le sol et l'épikarst semblent donc essentiellement verticaux. De même, le stockage pluriannuel sur ce site semble largement dépendant d'événements pluvieux importants. Par contre on démontre l'absence d'anisotropie dans le transfert de l'eau au sein de la couche de sol du site SALV. La mesure de la teneur en eau au cours du temps en différents endroits du sol au site SALV permettrait de vérifier cette interprétation des différentes valeurs du temps de transfert de l'eau obtenues pour le sol.

8. Flux d'eau en zone non saturée

1 Introduction

La zone non saturée dans un karst est constituée de deux entités : l'épikarst et la zone d'infiltration. Cette zone du karst a des propriétés hydrauliques très hétérogènes en raison de la variété des structures présentes en son sein. Plusieurs directions de fractures avec des altérations propres, différentes phases de karstification et la présence de roches fantomisées et des poches argileuses introduisent une très forte hétérogénéité de la structure de la zone non saturée (ZNS). Ainsi le stockage et le transfert de l'eau sont très différents d'une zone à une autre.

L'épikarst est reconnu comme une zone de stockage de l'eau en zone non saturée (Rouch, 1986; Lastennet & Mudry, 1997; Klimchouk, 2004; Aquilina et al., 2006; Williams, 2008). Ce stock se situerait à l'interface entre les deux entités au niveau du contraste de perméabilité engendré par la forte altération de l'épikarst au contraire de la zone d'infiltration. La fonction de stockage de la zone non saturée a été étudiée dans les chapitres précédents avec la gravimétrie.

Dans ce chapitre nous étudions le transfert de l'eau en zone non saturée. Les propriétés de transfert de l'eau sont généralement attribuées à la zone d'infiltration. Le transfert de l'eau serait majoritairement vertical au travers de fractures et conduits. Cette interprétation fut faite dans le contexte d'études de la zone saturée du système, notamment par l'analyse des débits de source (Boussinesq, 1904; Drogue, 1974; Dewandel et al., 2003). Etudes dans lesquelles la zone non saturée sert majoritairement de zone de transit vers la zone saturée. Ainsi, ces études s'attardent peu sur le fonctionnement de la zone non saturée.

La présence de cavités pénétrables au sein des systèmes karstiques permet un accès aux différentes entités du karst. De nombreux auteurs utilisent ces accès privilégiés pour mesurer le flux en zone non saturée (Genty & Deflandre, 1998; Sanz & Lopez, 2000; Sheffer et al., 2011). Les mesures de débit portent généralement sur une ou plusieurs stalactites dans une même cavité. Les données sont interprétées en termes de fonctionnement de la zone non saturée au niveau de la cavité à partir des observations du débit. Ces observations montrent principalement un flux lent au travers de la zone non saturée. La présence de flux rapides est supposée par certains auteurs mais sans observation directe (Fernandez-Cortes et al., 2007). D'autres observations révèlent comme un taux minimal de saturation pour engendrer un flux d'eau (Arbel et al., 2010). La présence d'une corrélation avec la pression atmosphérique a parfois aussi été notée (Genty & Deflandre, 1998; Fernandez-Cortes et al., 2007) de même qu'un régime chaotique temporaire. Les interprétations précédentes, de part le caractère très hétérogène des systèmes karstiques, ne peuvent pas être extrapolées au système entier. Elles n'ont pas fait l'objet d'une validation par un modèle physique.

Notre étude consiste à identifier les caractères majeurs du flux en zone non saturée. Ainsi nous mesurons le flux en trois zones d'un même système karstique afin de comprendre les similitudes et différences des débits observés. Plusieurs profondeurs sont investiguées pour comprendre les différences de comportement du débit en fonction de la profondeur. Chaque

mesure de débit est interprétée comme résultant du couplage entre les propriétés hydrauliques du sol et de l'épikarst sur chaque du site. Une modélisation, effectuée sur les données du site de la Beaumelle tente d'expliciter les causes physiques de ce comportement et de les relier aux hypothèses structurales. Le phénomène d'anti-corrélation avec la pression atmosphérique est analysé et interprété. Enfin, nous utilisons ce dernier phénomène pour discuter de la structure interne de la zone d'alimentation.

2 Sites de mesure du flux en zone non saturée

Les trois sites de mesure du flux souterrain se situent sur le système karstique de la source du Durzon (Figure 8.1). Il s'agit de cavités plus ou moins profondes dans lesquelles on mesure le flux en zone non saturée. Ces cavités sont toutes situées dans les dolomies du Bathonien dans. Le flux est mesuré au niveau du toit de la cavité ou sous une stalactite. La difficulté de cet exercice a été de trouver des cavités où l'on pouvait observer un flux à peu près continu. Les sites de mesure ont été choisis dans ce sens et sont principalement situés au Nord du système karstique. En effet, peu de cavités sont recensées dans le Sud du système et parmi elle, aucune ne constituait un site potentiel pour des mesures de flux souterrain. Les cavités retenues sont la grotte des Canalettes, l'aven Titou et l'aven de la Beaumelle.

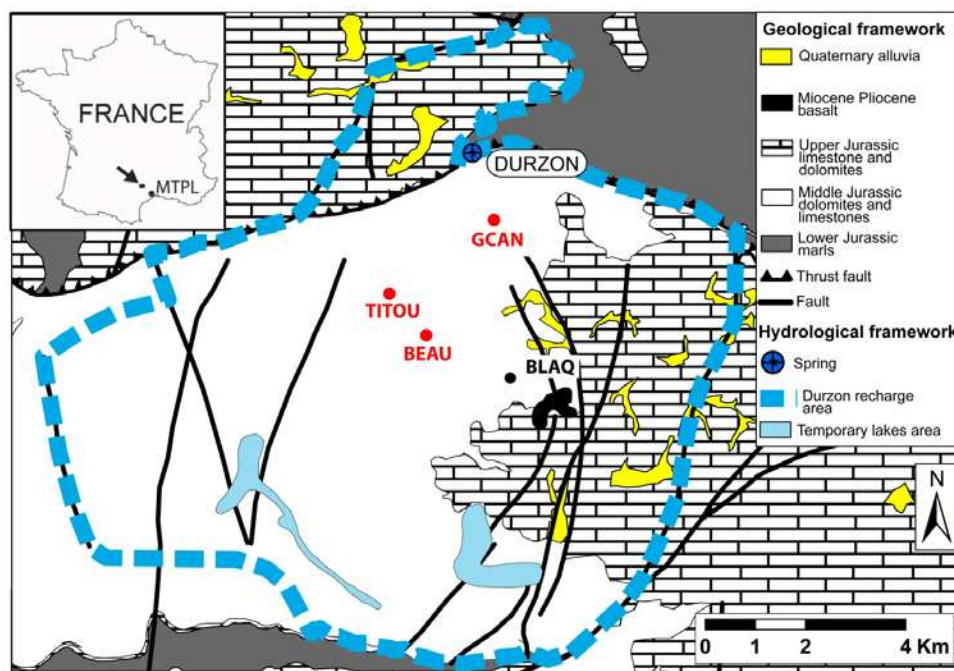


Figure 8.1 : Carte géologique du Durzon avec la position des trois sites de mesure du flux souterrain.

Les facteurs climatiques jouant un rôle important dans l'activité des flux souterrains, les précipitations sont mesurées à BLAQ depuis Janvier 2006 (Figure 8.1). Un pluviomètre à auget a été installé en surface et mesure les précipitations en continu. Ces valeurs sont ensuite cumulées sur la journée. L'évapotranspiration potentielle (ETP) est donnée par Météo-France au Caylar (5 km au Sud-est du système) sur une période journalière. L'évapotranspiration

réelle (ETR) est estimée à partir de cette dernière valeur et du coefficient k propre au système karstique du Durzon (voir chapitre 4).

2.1. La grotte de Canalettes

La grotte des Canalettes est le site le plus proche de la source du Durzon (Figure 8.1). C'est une cavité d'entrée droite et de faible profondeur (~5 m). La dolomie en place est très altérée et la fracturation est bien mise en évidence par de la dissolution. Le site est un lapiaz avec quelques végétaux de type buis et hêtres. La cavité correspond à une grande salle (10*15 m) accessible par un puits étroit de 4 m de profondeur (Figure 8.2a). Le fond de la cavité est constitué de sable dolomitique sur une épaisseur d'au moins 50 cm. Les parois de la cavité sont peu compétentes et l'on observe des niveaux extrêmement friables jouxtant d'autres beaucoup plus résistants. Le toit de la cavité s'est structuré en suivant le léger pendage Sud-ouest des dolomies. La topographie autour du site de mesure oscille entre 730 et 745 m d'altitude. Le relief peut être séparé en deux parties (Figure 8.2b). La partie Est correspond à une doline profonde. Elle est limitée sur sa partie Ouest par un escarpement de 4 m environ. La zone Ouest du site représente un petit plateau surélevé par rapport à la doline. La grotte est située sur la bordure Ouest de la doline. La cavité s'est développée sur la partie extérieure de celle-ci (Figure 8.2b).

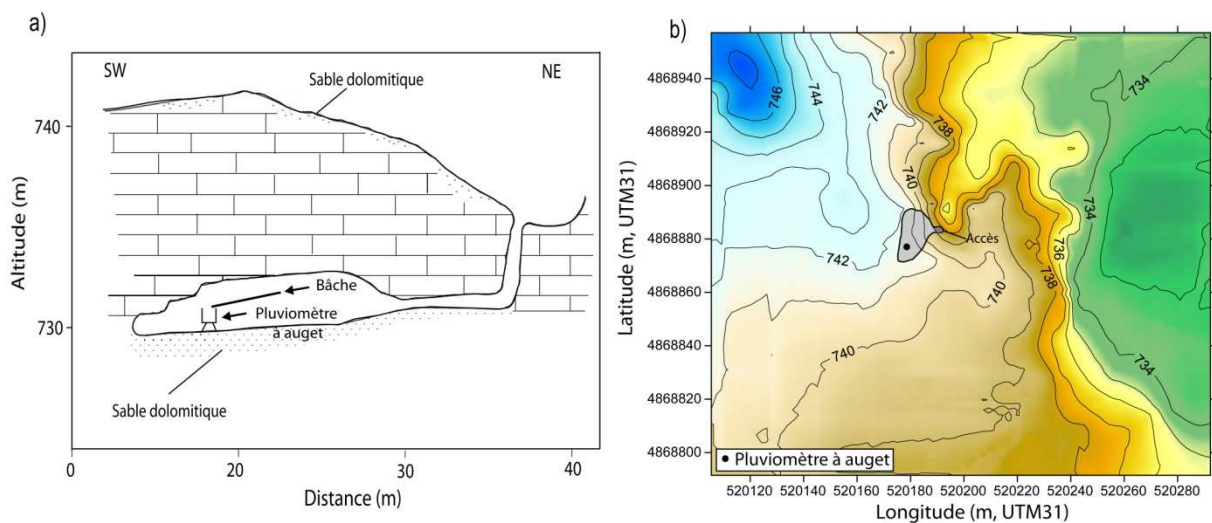


Figure 8.2 : a) Coupe topographique de la grotte des Canalettes (GCAN) avec la position du pluviomètre dans la grotte ; b) Topographie aux alentours de la grotte des Canalettes.

Le pluviomètre à auget a été installé au fond de la cavité. Une bâche de 2m x 3m réceptionne l'eau qui goutte du toit de la cavité et la concentre vers le pluviomètre. L'eau sort à partir du toit en différents endroits. Le flux d'eau mesuré est situé à environ 10 m sous la surface. Chaque basculement correspond à un volume de 8 cm^3 d'eau. A partir d'un certain débit, la mesure du pluviomètre se sature car il n'a pas le temps de vider l'auget. Dans cette période le pluviomètre enregistre des valeurs fausses. Pour ne pas intégrer ces données dans nos observations, nous considérons que le seuil maximum toléré par le pluviomètre est d'un basculement toutes les deux secondes. Cette limite revient à un débit maximum de $4 \cdot 10^{-6}$

m³/s. Toutes les valeurs enregistrées au-delà de cette limite sont écartées. Dans la chronique de GCAN aucune valeur supérieure à $4 \cdot 10^{-6}$ m³/s n'a été observée.

2.2. L'aven Titou (TITOU)

Le site de l'aven TITOU, est une prairie avec quelques chênes et buis aux alentours. La dolomie Bathonienne est généralement recouverte présentant des dépôts argileux relativement épais. La fracturation est peu visible en surface. La topographie oscille entre 720 m et 738 m. Elle est plutôt régulière sauf au Sud où l'on observe une dépression plus prononcée (Figure 8.3b).

La cavité descend jusqu'à 100 m de profondeur par des puits verticaux. On y accède en surface par une étroiture donnant sur une diaclase ouverte d'une dizaine de mètres de longueur et d'un mètre de largeur et d'une vingtaine de mètres de profondeur (Figure 8.3a). La diaclase se poursuit en profondeur et débouche au plafond de la salle principale. Cette salle située à environ 45 m de profondeur accueille le pluviomètre à auget et deux inclinomètres longue base. Par la suite, un puits de 60m descend au-delà de -100 m.

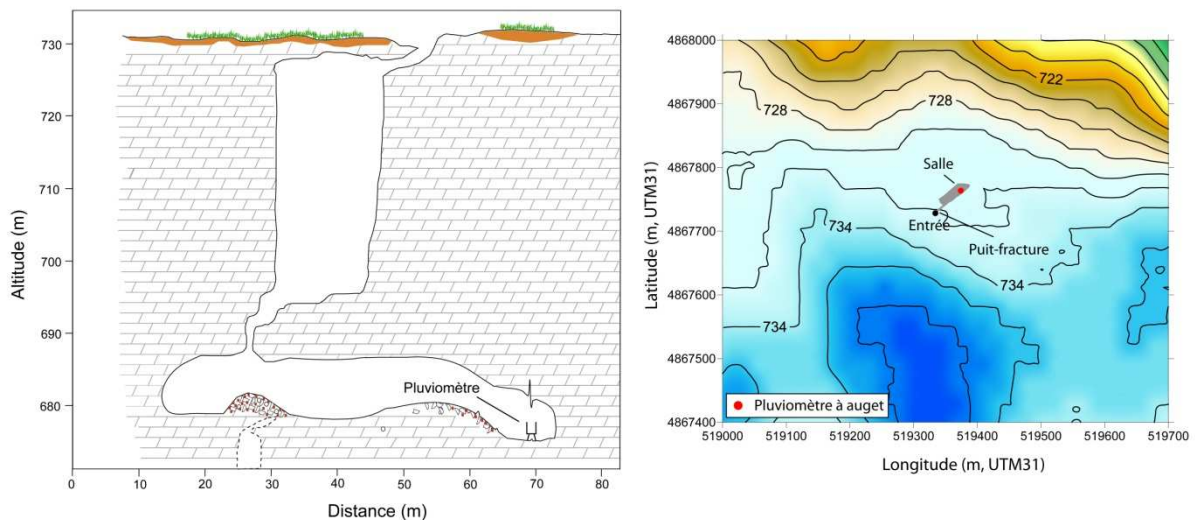


Figure 8.3 : a) Coupe topographique de l'aven Titou (TITOU) avec la position du pluviomètre dans la grotte ; b) Topographie aux alentours de l'aven Titou.

Le fond de la salle est un plancher stalagmitique avec la présence d'éboulis issus de l'effondrement partiel du toit de la cavité (Figure 8.3a). On observe sur les parois des couches de sable dolomitique d'environ un mètre d'épaisseur sur des couches d'argiles rouges de même épaisseur. Le pluviomètre à auget a été installé à -45 m sur le plancher stalagmitique et réceptionne l'eau d'une stalactite. Une fracture est visible au-dessus de la stalactite et l'on peut la suivre visuellement sur quelques mètres. De même que pour GCAN, le pluviomètre bascule tous les 8 cm³ et la limite de basculement a été fixée à 2 secondes.

2.3. L'aven de la Beaumelle

L'aven de la Beaumelle est situé sur une zone où alternent sol et dolomie. En effet, on observe la roche à nu, souvent altérée, avec la présence de sables dolomitiques, correspondant à des zones légèrement surélevées. Ailleurs, on observe une couche de sol parfois assez épaisse dans les dépressions. Les zones de sol sont occupées par une prairie parsemée de quelques arbustes de type buis et quelques chênes. La fracturation est visible sur les affleurements dolomitiques. La topographie varie entre 778 m et 793 m. La cavité s'ouvre dans une dépression assez marquée qui s'étend vers l'Est (Figure 8.4b).

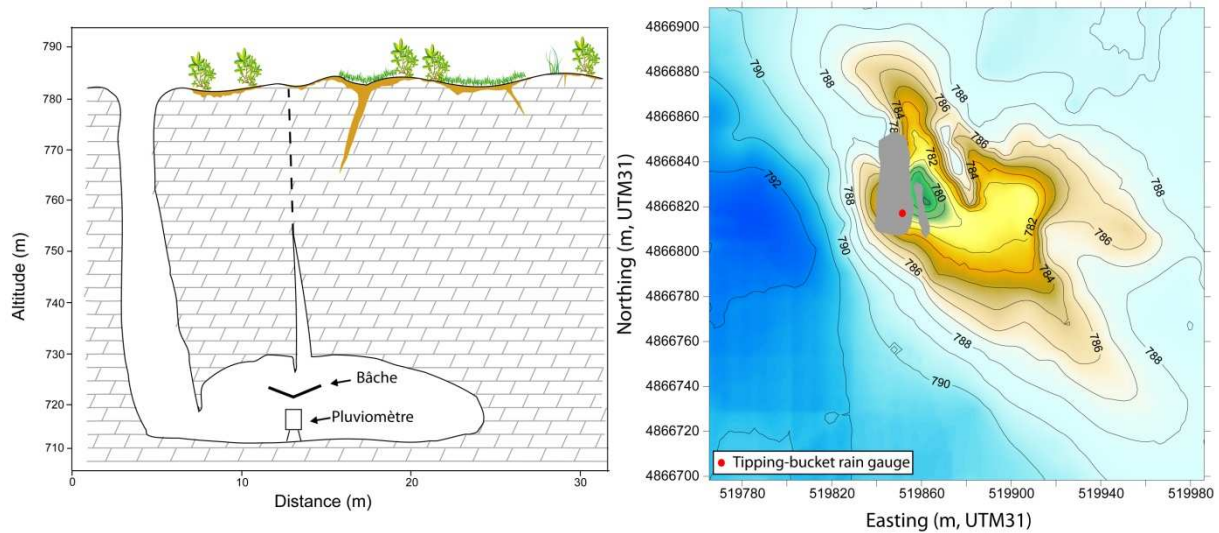


Figure 8.4 : a) Coupe topographique de l'aven de la Beaumelle (BEAU) avec la position du pluviomètre dans la grotte ; b) Topographie aux alentours de l'aven de la Beaumelle.

La cavité est profonde d'environ 70 m. On accède à la salle principale par un puits d'une section de 5 m*20 m de diamètre environ et de 60m de profondeur (Figure 8.4a). En bas du puits et après un seuil, s'étend la salle principale de dimension 50 m*20 m. Le toit de la cavité est situé à plus de 4m de haut par rapport au sol. Le plancher de la cavité est constitué d'argile et de brèche. Une trace de crue est observée sur les parois à environ 2-3 m du sol, indiquant que la cavité peut être noyée en condition exceptionnelle. Le pluviomètre a été installé non loin de l'entrée de la salle, sous un groupe de stalactites. Une fracture ouverte surplombe ces stalactites et s'ouvre sur plusieurs dizaines de mètres de dessus. Une bâche a été installée afin de récupérer la totalité du flux issu des stalactites. On réceptionne ainsi un flux à environ 65m de profondeur. Le pluviomètre installé sur ce site est différent des autres. En effet, comme le débit sur ce site est bien supérieur au débit des deux autres, l'auget de 8 cm³ se sature fréquemment. Le pluviomètre utilisé ici, réalisé par Philippe Collard, bascule tous les 100 cm³. Le seuil de basculement est identique aux augets précédents soit toutes les deux secondes. Le débit maximum mesurable est donc de 50*10⁻⁶ m³/s.

3 Observations des flux

Les mesures de flux d'eau en zone non saturée ont débuté sur des périodes différentes selon les sites. Le premier site à avoir fait l'objet d'observations du flux d'eau en ZNS est l'aven Titou en Janvier 2007. Les observations à l'aven de la Beaumelle ont débuté en Mars 2010 et

celle de la grotte des Canalettes en Octobre 2010. Nous détaillons ci-après les observations effectuées sur ces trois sites.

3.1. La grotte des Canalettes

Le flux de la ZNS a été mesuré durant un an et demi à la grotte des Canalettes. Les observations pour ce site reflètent le flux au travers des dix premiers mètres de la ZNS de cette zone. Sur ce site, le flux d'eau est fortement lié aux évènements pluvieux. En effets, un débit est visible uniquement après ces épisodes (Figure 8.5). Le reste du temps le débit est nul. Les débits observés sont faibles, de l'ordre de 10^{-7} m³/s avec un maximum à $18 \cdot 10^{-7}$ m³/s en Novembre 2011.

Un bilan de masse effectué à partir de la chronique de débit, des précipitations et de l'évapotranspiration réelle donne une surface d'impluvium de 3.6 ± 0.7 m². Les périodes sans données de débit ont été écartées et l'estimation du bassin versant est une moyenne des estimations sur les trente derniers jours de mesure de débit. La chronique n'englobe qu'une année hydrologique, la valeur du bassin versant est donc en lien avec le climat de l'année 2011. Cette valeur pourrait évoluer en prenant plusieurs années de mesure. Habituellement cette estimation par bilan de masse s'effectue sur des périodes beaucoup plus longues. Il est donc très probable que la valeur de bassin versant déterminée ici est fausse, néanmoins elle donne un ordre de grandeur.

Les observations du début montrent qu'après une période sèche, le débit ne réagit pas à une impulsion de pluie. Ainsi après plusieurs évènements supérieurs à 40 mm entre Octobre et Novembre 2010 le débit reste nul (Figure 8.5). On observe ensuite que le débit augmente faiblement durant une phase de pluie faible (~10 mm) mais régulière sur plusieurs jours. Enfin un évènement pluvieux permet une augmentation franche du débit au cours du mois de Décembre 2010. Le débit répond à l'impulsion pluvieuse avec un déphasage de quelques jours (~5 jours). Suite à un problème technique, les mesures de débit entre Mars et Juillet 2011 n'ont pu être effectuées.

Le débit réagit de nouveau à une impulsion pluvieuse en Novembre 2011. On peut néanmoins noter qu'un évènement pluvieux supérieur à 50 mm a eu lieu environ 15 jours avant ce dernier sans conséquence sur le débit. Pour cette période le débit réagit de façon immédiate par rapport à la pluie et le déphasage est inférieur à 1 jour. Après chaque augmentation du débit on observe une récession de forme exponentielle et perdurant sur deux mois environ.

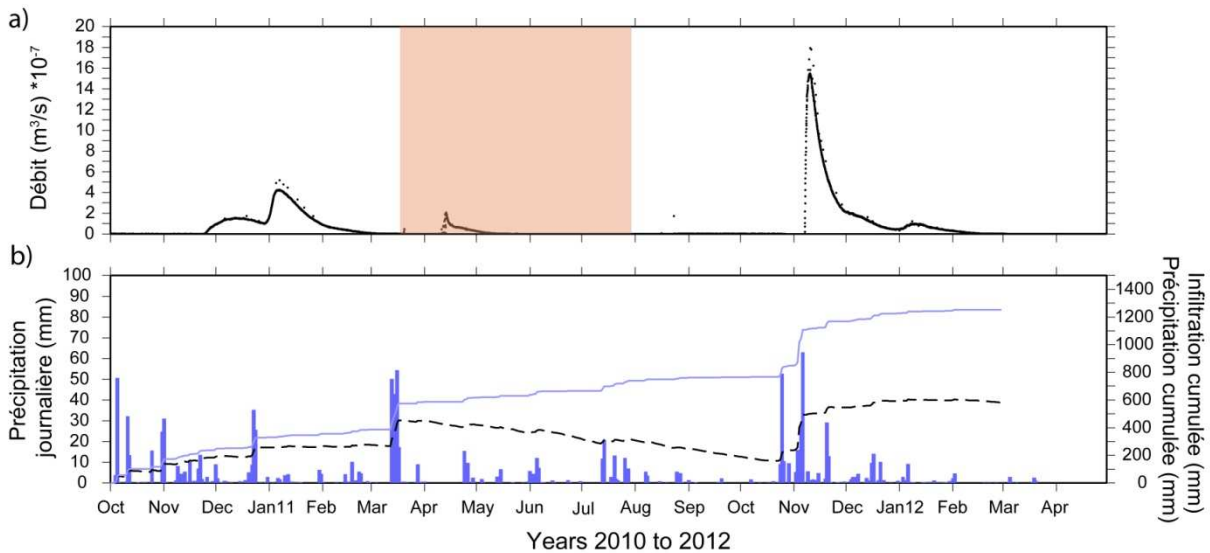


Figure 8.5 : a) Débit à la grotte des Canalettes b) précipitation journalière, pluies cumulées (courbe bleue) et infiltration cumulées (courbe pointillée)(pluie – ETR). L'encadrement sépia correspond à la période où le pluviomètre s'est obstrué.

Le comportement du flux d'eau dans la grotte des Canalettes semble relativement simple. En raison de sa faible profondeur par rapport à la surface, le flux à GCAN semble très lié aux apports en eau de surface via les précipitations. En effet, le flux est visible uniquement après une pluie significative. De plus, des pluies significatives peuvent ne pas affecter le débit, principalement après une période sèche. Cette observation laisse à penser qu'un taux de saturation minimal est nécessaire pour engendrer un flux d'eau vers la profondeur. En milieu poreux non saturée, et selon la formulation de Richards (1931), la conductivité hydraulique est fonction de la saturation du milieu. Un phénomène d'hystérésis conduit à une conductivité hydraulique variable pour un taux de saturation fixe selon que l'on se trouve en phase d'humidification ou de drainage du milieu. La circulation de l'eau au sein de fractures pourrait mettre en jeu cette fonction de la saturation mais dans une moindre mesure. En raison d'une structure plutôt linéaire, la surface d'interaction entre la roche et l'eau est beaucoup moins importante dans une fracture par rapport à un réseau poreux. La quantité d'eau nécessaire pour initier le flux est donc largement moins importante dans un réseau de fractures. La fracture provoque aussi un phénomène de concentration de l'eau qui augmente la saturation ponctuellement et permet un flux avec une petite impulsion d'eau. Une seule impulsion de précipitation aurait suffi à initier le flux dans un réseau de fractures. Il semble donc que le flux d'eau en ZNS pour GCAN ait une origine poreuse et donc matricielle. L'eau infiltrée le serait principalement dans la matrice altérée et donc provoquerait un flux relativement lent. Le déphasage entre la pluie et l'enregistrement en débit serait lié à la diffusion de l'eau dans la matrice altérée depuis la surface jusqu'au toit de la grotte.

La seconde partie de la chronique donne des informations quant au fonctionnement bipolaire du flux de la zone. En effet, lors de l'évènement pluvieux majeur de Novembre 2011, le déphasage est quasi nul entre pluie et réponse en débit. Durant cette période, deux évènements pluvieux significatifs et très rapprochés ont eu lieu. Il semblerait que l'apport d'eau de ces deux évènements ait saturé le système et provoqué un flux soudain et fort. Un flux rapide en domaine karstique est caractérisée par une augmentation soudaine du débit puis une récession

très rapide de celui-ci tout cela sans déphasage avec l'évènement pluvieux. La présence d'un flux rapide est ici invoquée pour interpréter cette absence de déphasage. De plus la présence d'une cassure dans la courbe de récession laisse penser que deux flux de vitesses différentes se sont combinés. Lorsque le flux rapide diminue, il apparaît la récession du flux lent (début Décembre 2011). Malgré la faible épaisseur de roche, un système de double flux (lent et rapide) semble donc déjà présent à 10 m de profondeur sur ce site.

3.2. L'aven Titou

Le flux d'eau sous une stalactite a été mesuré à TITOU depuis janvier 2007. Au final, cinq saisons hydrologiques ont pu être enregistrées (Figure 8.6). La surface du bassin versant estimée par un bilan de masse vaut $8.7 \pm 1.2 \text{ m}^2$. Le débit pour ce site est du même ordre de grandeur qu'à GCAN soit environ $1.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ avec un maximum à $9 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ en Mars 2009. Les pics de débits sont visibles après un évènement pluvieux important et avec un déphasage de ~ 21 jours. Sept pics de crue sont visibles sur cette chronique et produisent une courbe de récession de forme exponentielle s'étalant jusqu'à 9 mois (Figure 8.6). De la même façon qu'à GCAN, ce site ne réagit pas aux impulsions pluvieuses justes après une période sèche. On observe ce phénomène de façon très claire en Octobre 2009 et Octobre 2010 où la pluie atteint respectivement 90 mm et 60 mm et où débit sous la stalactite n'est pas modifié.

Les deux pics de crue entre Janvier et Juillet 2009 sont particuliers. En effet, lors du premier pic de débit, l'enregistrement s'est arrêté pendant environ 2 mois puis a repris mais de façon très chaotique pour enfin décrire une fin de récession. Les pluviomètres à auget sont prévus pour un débit maximum et au-delà de celui-ci, l'instrument se sature et ne fonctionne plus. Ce phénomène s'est produit au moment de ce pic et l'instrument a cessé de fonctionner. Le débit était donc probablement bien plus fort que ce qui a été enregistré.

On observe également sur cette chronique que le débit n'est jamais nul. Ainsi, même si le débit est très faible ($< 0.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$), le flux d'eau est toujours actif dans cette zone. Les pluies de moyennes et faibles amplitudes ne semblent pas influencer le débit sous la stalactite de façon directe. En effet, le débit ne réagit pas à ces impulsions.

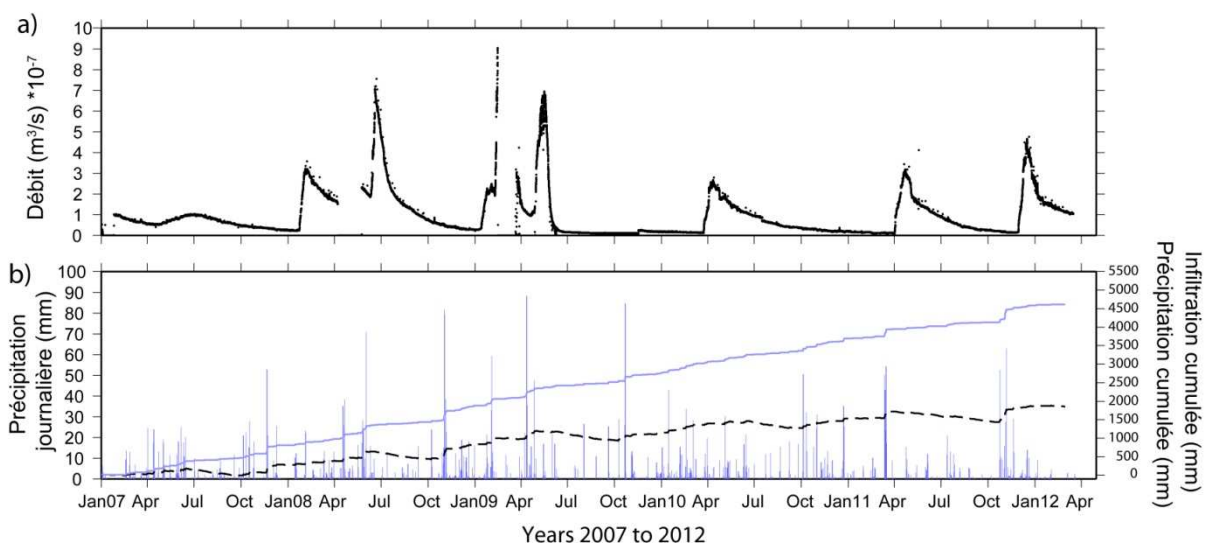


Figure 8.6 : a) Débit à l'aven Titou b) précipitation journalière, pluie cumulée et infiltration cumulée (pluie – ETR).

Le flux en zone non saturée recueilli à TITOU semble être la somme de deux contributions distinctes : un flux lent permettant un débit minimum continu et un flux rapide visible pendant les périodes de crue. Malgré le caractère soudain de ce dernier flux, il ne semble pas être un flux rapide au sens strict du terme. Il n'a pas les caractéristiques propres du flux rapide attribué à une fracture et identifié par de nombreux auteurs à savoir :

- Une augmentation du débit sans ou avec peu de déphasages (quelques jours maximum)
- Une augmentation du débit brutale et une récession très rapide.

Ce flux est plus rapide que le débit de base à TITOU mais intervient seulement 21 jours après la pluie significative et avec une récession sur 9 mois environ. Néanmoins, pour la clarté de cette discussion, nous le nommerons comme un flux rapide en gardant à l'esprit qu'il s'agit d'un flux rapide poreux.

L'apparition de ce flux rapide semble liée à un taux de saturation minimum du milieu. En effet, comme pour GCAN, les premières pluies significatives n'affectent pas le débit mais celles postérieures permettent l'augmentation de celui-ci. Une saturation du milieu est donc nécessaire à l'apparition de ce flux. Si l'on fait l'hypothèse d'un flux d'eau au travers de la matrice poreuse ou fracturée le déphasage entre la pluie significative et la réponse en débit serait le temps de diffusion de l'eau au travers de la matrice et la réponse en débit correspondrait au passage de l'onde de crue.

L'attribution du flux lent à une structure particulière est plus complexe. En effet, ce type de flux est habituellement attribué à la matrice. Néanmoins, le mécanisme d'apparition du flux en domaine poreux nécessite aussi un taux de saturation minimal, déjà invoqué pour caractériser le flux rapide de TITOU. Si le déclenchement du flux lent, d'amplitude plus faible que le flux rapide, nécessite un taux de saturation minimal, alors le flux rapide serait visible en continu. Cette hypothèse ne peut pas être invoquée pour caractériser le flux lent. Cependant, un taux de saturation significatif n'est pas forcément nécessaire pour activer un écoulement le long d'une fracture en raison de la surface d'échange eau-roche beaucoup plus faible par rapport à un réseau poreux. Un flux au travers d'une fracture semble correspondre aux caractéristiques du flux lent. De plus la présence d'une fracture partiellement ouverte à sa base est observée à l'aplomb de la stalactite où le flux d'eau est mesuré. Il semblerait donc que le flux lent soit issu d'un transfert d'eau continue via cette fracture ou l'eau percolerait au travers de celle-ci et sur ces parois lorsqu'elle s'ouvre.

3.3. L'aven de la Beaumelle

Les mesures de flux d'eau à l'aven de la Beaumelle (BEAU) ont débuté en Février 2008. Un ajustement au protocole de mesure habituel a été effectué afin de mesurer de façon précise les forts et faibles débits observés à BEAU. Le pluviomètre à auget utilisé a un volume de référence augmenté afin d'éviter la saturation de celui-ci lors d'évènements à fort débit. De plus la bêche initiale a été changée au profit d'une bêche dont la texture est non poreuse en Février 2010. Ces ajustements ne permettent pas une comparaison des mesures avant Mars

2010. Le débit du site BEAU sera donc analysé à partir de cette date. Comme sur les deux derniers sites, la surface du bassin versant a été estimée à partir d'un bilan de masse et vaut $201 \pm 8 \text{ m}^2$.

Le débit sur le site de BEAU est dix fois supérieur à ceux des deux sites précédents (Figure 8.7). Il est en moyenne de $2.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ avec un maximum d'environ $23 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ en Novembre 2012. Sur la première partie de chronique le débit ne réagit pas réellement aux précipitations parfois significatives ($\sim 60 \text{ mm}$ en Octobre 2010). De plus, entre Mars et Décembre 2010 on n'observe qu'une phase de récession mais avec plusieurs comportements. Ainsi, une première récession est observée et a un comportement presque linéaire. Le débit diminue très peu ($< 2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$) sur 6 mois environ (Figure 8.7a). En Septembre 2010 apparaît une récession brutale affectant le débit sur quelques jours et l'amenant à 0. Au début de cette récession le débit était d'environ $3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$. À partir de cette période et jusqu'à Décembre 2011, le débit est nul. Il augmente à nouveau et de façon modérée jusqu'en Mars sans lien direct avec un épisode pluvieux significatif. Le flux d'eau n'a pu être mesuré entre Mars 2010 et Juin 2010 à cause d'un afflux d'eau boueuse qui a obstrué le filtre du pluviomètre.

À partir de Juin et jusqu'en Novembre 2011 on observe une récession linéaire. L'épisode de pluie intense en Novembre 2011 affecte fortement le débit (Figure 8.7). Le débit augmente brutalement en deux pics consécutifs pour atteindre respectivement $23 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ et $15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ en lien avec un épisode de 160 mm et 80 mm sur deux jours. La récession de cet événement est extrêmement rapide (1 jour maximum). Après cet épisode, le débit revient à son niveau initial aux alentours de $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$. Ce n'est que 14 jours après cet événement que l'on observe une augmentation du débit, moins brutale que la précédente, où l'on atteint un maximum d'environ $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ en 23 jours. La récession qui suit a une forme exponentielle au début puis plutôt linéaire par la suite et permet une diminution du débit d'environ $3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ en 3 mois (Figure 8.7).

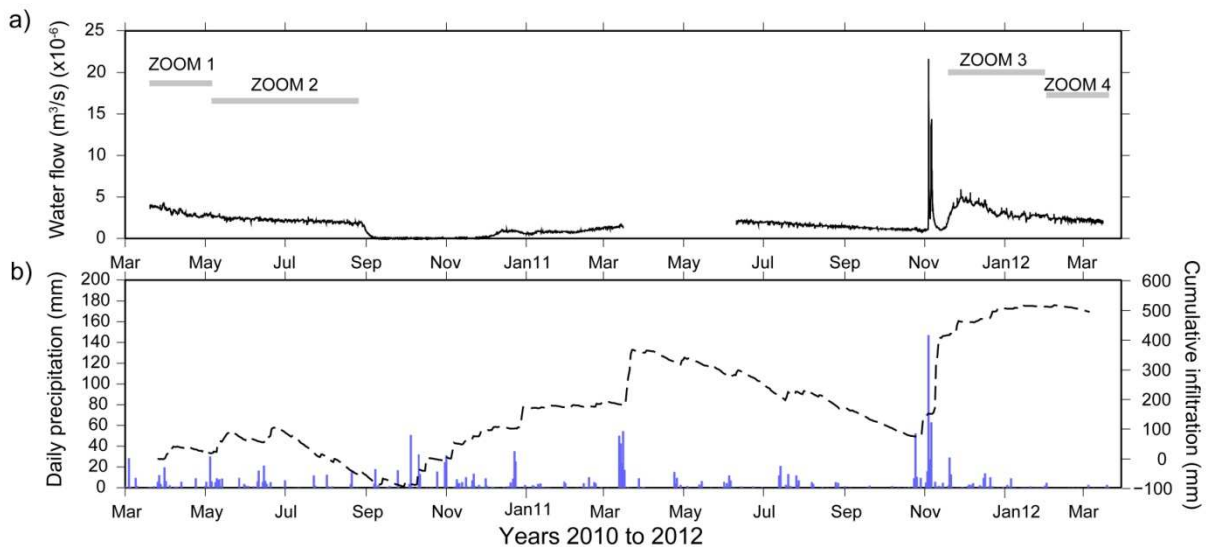


Figure 8.7 : a) Débit à l'aven de la Beaumelle ; b) précipitation journalière et infiltration cumulée (pluie – ETR).

Le comportement du flux sur ce site semble plus complexe qu'à GCAN et TITOU. En effet, le débit ne réagit que rarement à une impulsion pluvieuse significative. La seule réaction observée est celle de Novembre 2011 où la pluie provoque une réaction du débit en deux temps. On observe d'abord un pic en débit juste après l'épisode pluvieux (déphasage < 1 jour) puis une nouvelle augmentation avec un déphasage de 14 jours environ. Ce comportement laisse penser à un système de flux bivalent : un flux rapide caractérisant l'importante augmentation du débit sans déphasage et un flux lent décrit par l'augmentation graduelle du débit avec un déphasage par rapport à l'évènement pluvieux. Le flux rapide n'est effectif qu'une seule fois dans la chronique. La chute soudaine du débit en Septembre 2010 laisse penser que le taux de saturation joue un rôle important dans le processus de flux d'eau sur ce site. On observe cette fois ce phénomène en période de récession. La chute du taux de saturation entraîne une diminution non linéaire de la conductivité hydraulique et permettrait donc ce comportement particulier du débit. Le flux lent semble donc lié à un flux au travers de la matrice poreuse. Le flux rapide ressemble à un flux rapide au sens strict du terme et pourrait être lié à une fracture drainante directement reliée avec proche surface, qui fonctionnerait en cas d'apport rapide et important d'eau via la surface.

3.3.1. Comportement de second ordre au site BEAU

Sur la chronique de débit du site de BEAU on peut observer deux phénomènes de plus faible amplitude et qui jouent un rôle important sur les fluctuations du débit au cours du temps. Le premier phénomène est lié aux variations de pression atmosphérique (Figure 8.8). D'autres auteurs ont déjà relaté ce phénomène (Genty & Deflandre, 1998; Fernandez-Cortes et al., 2007). Il est observé sur en Avril 2010 et Décembre 2011 sur une période de deux mois environ. Le débit est anticorrélé avec la pression atmosphérique. Les variations de débit induites sont de deuxième ordre par rapport aux variations liées à la récession. Cette anticorrélation se fait sans déphasage apparent et s'observe uniquement en débit fort. L'anticorrélation semble s'atténuer dans le temps pour finalement laisser place à un deuxième phénomène. Nous étudierons plus précisément le phénomène d'anticorrélation avec la pression atmosphérique dans la suite du chapitre.

Le deuxième phénomène s'observe après la période d'anticorrélation. Il s'agit d'un comportement du débit présentant un pseudocycle interne, indépendant du cycle de pluie. En effet, le débit chute brutalement (< 1 h) puis augmente à nouveau pour revenir au niveau précédent après un à trois jour (Figure 8.8). Ces sauts dans le débit se produisent de façon relativement aléatoire, sans période de récurrence fixe et peuvent perdurer plusieurs mois. Pour la période de Juin à Septembre 2010, ils précèdent la chute brutale du débit en Septembre 2010. Ce phénomène s'observe lorsque la récession devient linéaire.

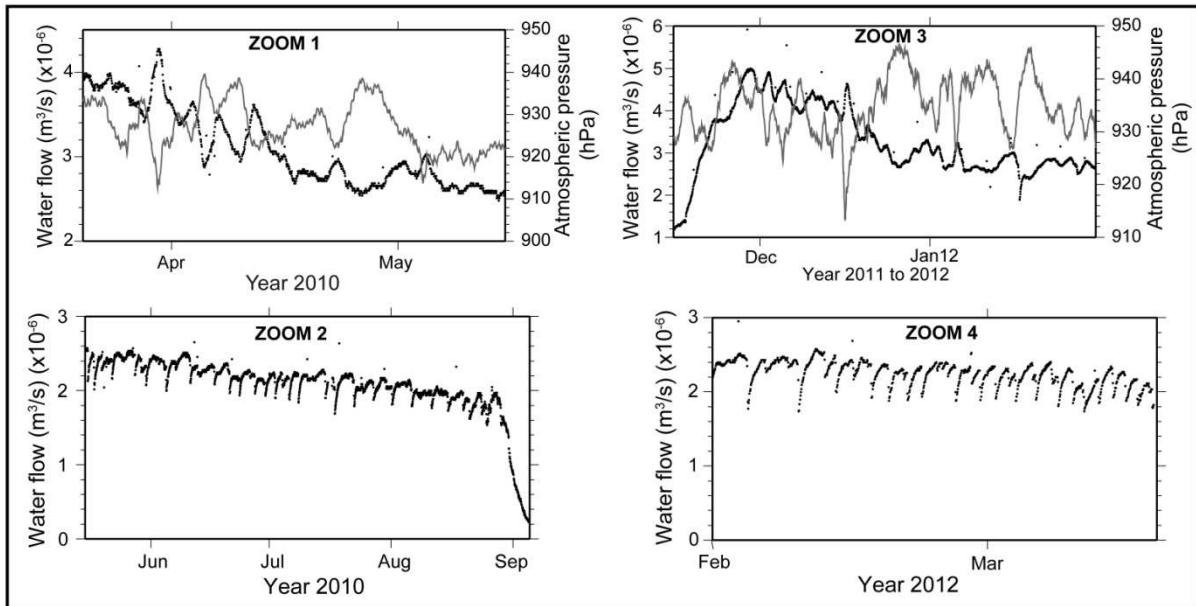


Figure 8.8 : Zoom sur les périodes de signal haute fréquence du débit. Le débit est représenté par les points noirs et la courbe grise des zooms 1 et 3 représentent l'évolution temporelle de la pression atmosphérique. Chaque zoom est notifié sur la Figure 8.7.

4 Caractérisation du fonctionnement transmissif de la zone non saturée

Malgré le comportement a priori très différent du débit en ZNS sur les sites GCAN, TITOU et BEAU nous pouvons établir des caractéristiques communes :

- Un comportement bipolaire avec un flux lent et rapide retrouvé sur tous les sites de mesure.
- Un flux fonction de la saturation et contraint par un taux de saturation minimal propre à chaque site.
- Un flux, issues du transfert d'eau au travers de la matrice.
- Un flux, issues du fonctionnement transmissif de fracture.
- Une diffusion de l'onde de crue au travers de la matrice altérée et qui produit un déphasage entre la pluie et la réponse en débit dans les cavités.

Le flux d'eau au travers des fractures va dépendre de la structure de celle-ci. En effet, une fracture peut drainer de l'eau en faible quantité mais de façon continue comme invoqué au site TITOU. Dans ce cas là, l'eau percolerait au travers de la fracture et nécessiterait un taux de saturation faible pour déclencher l'écoulement. Le comportement transmissif des fractures invoqué à BEAU est totalement différent. Dans ce cas-là, le flux au travers de la fracture s'activerait en cas de trop-plein et serait donc efficace seulement de façon temporaire et lors d'évènements pluvieux importants. On invoque ici une fracture, soit ouverte, soit très altérée et permettant un transfert très rapide de l'eau au travers de la roche. On voit donc que la structure de la fracture est invoquée ici afin de différencier les évènements de TITOU et BEAU.

La différence de comportement entre les trois sites est liée à leurs profondeurs par rapport à la surface. En effet, pour les deux sites les plus profonds (TITOU et BEAU), on observe toujours un débit non nul, alors que pour GCAN situé à seulement 10 m de profondeur, le débit est nul en dehors des phases de 'crue'. Le site GCAN, de par sa faible profondeur est très tributaire des phénomènes climatiques de surface (en particulier l'ETR) alors que les deux autres sites le sont beaucoup moins de part leurs profondeurs. Néanmoins la profondeur n'est pas particulièrement un facteur de concentration du flux d'eau. En effet, si le débit à BEAU est 10 fois supérieur à GCAN, TITOU, situé à peu près à la même profondeur, a un débit du même ordre de grandeur que GCAN. En profondeur, on observe donc des flux concentrés (BEAU) mais aussi non concentrés (TITOU). Au-delà de la profondeur de mesure, c'est surtout la structure de l'encaissant qui semble jouer un rôle sur la concentration des eaux avec la profondeur.

5 Modélisation hydrogéologique du flux à BEAU

La modélisation hydrologique des systèmes karstiques comporte différents volets (voir chapitre 3). Toutes ces méthodes permettent de modéliser le comportement de la source et donc le comportement global du système. Les données de flux en zone non saturée d'un karst faisant l'objet de modélisation sont très peu publiées. Afin de simuler ces données plusieurs options s'offrent à nous. La première est de suivre le modèle utilisé en hydrogéologie karstique. Les modèles à réservoir (Fleury et al., 2007b), par exemple, peuvent convenir pour modéliser le stockage et les flux en zone non saturée. En effet, on peut considérer les stocks en eau présents en zone non saturée comme des réservoirs aux propriétés de vidanges simples. Le réservoir est considéré comme saturé et les flux au travers de la ZNS le sont aussi. Ainsi, Lopez utilise ce type de modèle afin de modéliser le comportement d'une source épikarstique dans la grotte de Lascaux. Dans son cas il ne s'agit pas de flux au travers de la ZNS car un niveau imperméable à la base de l'épikarst partitionne partiellement celui-ci du reste du karst. Cet auteur utilise une loi de vidange linéaire de type Maillet (1905).

Les agronomes utilisent plutôt des formulations pour le transfert de l'eau en domaine poreux non saturée. Cette formulation correspond à un flux d'eau variable en fonction de la saturation du milieu (Richards, 1931). De nombreux auteurs utilisent cette formulation pour comprendre le transfert et stockage de l'eau (Dages et al., 2008) dans les sols. La résolution de l'équation de Richards peut nécessiter une résolution aux éléments finis et la connaissance de la structure du système. Ainsi discrétisée, elle donne de bons résultats dans des sols en raison du caractère homogène de ceux-ci. Ce type de modèle n'est pas appliqué à l'heure actuelle en domaine karstique en raison de la forte hétérogénéité du système.

Afin de mieux comprendre le fonctionnement particulier du flux à BEAU, nous appliquons un modèle hydrogéologique aux chroniques de débit. La structure de l'encaissant et les propriétés hydrologiques de la zone ne sont pas connues a priori. L'utilisation de modèles distribués semble compromise compte tenu du nombre d'inconnues qu'engendrerait ce type de modélisation. Nous modéliserons donc le débit de BEAU à l'aide d'un modèle à réservoir. De nombreuses applications de ce type de modèle ont été faites, notamment afin de modéliser le comportement de sources karstique, et ont conduit à des résultats très satisfaisants. Dans

cette partie, nous testons la capacité de ce type de modèle à représenter le flux d'eau au travers de la zone non saturée.

5.1. Schéma de modélisation

Appliquant un principe de simplicité, nous avons progressivement augmenté la complexité de notre modèle lorsque celui-ci ne permettait pas de représenter le débit de façon correcte. Ainsi nous avons d'abord tenté de modéliser le débit avec un réservoir simple puis avons accolé des réservoirs et enfin complexifié la fonction de vidange. Nous détaillerons ici uniquement le modèle représentant au mieux les données. Dans la première partie de la modélisation nous traitons uniquement en termes de hauteur d'eau. La notion de surface de drainage sera ensuite utilisée afin d'obtenir des valeurs de débits.

Le modèle à réservoir utilisé ici est caractérisé par deux systèmes de réservoir placés en parallèle (Figure 8.9). Ces systèmes tendent à caractériser un flux lent et un flux rapide. Chacun de ces systèmes comporte un réservoir de surface (pouvant être attribué au sol) se vidangeant dans un réservoir profond. Les précipitations sont réceptionnées dans ce premier réservoir où l'évapotranspiration peut extraire de l'eau. Ce phénomène météorologique prend effet uniquement sur les réservoirs sols. Les réservoirs sols des deux systèmes comportent un seuil, respectivement H_{T1} et H_{T2} pour le système lent et rapide. Les vidanges de ces réservoirs ont lieu lorsque la hauteur d'eau est supérieure au seuil. Un déphasage ad hoc de 14 jours est appliquée entre le réservoir sol et profond du système lent afin de satisfaire le déphasage observé sur les données. La fonction de vidange correspond à une loi de vidange linéaire en fonction de la hauteur d'eau dans le réservoir (Maillet, 1905) :

$$\frac{dH_{S1}}{dt} = H_{soil1}(t) = \alpha_1(H_{S1}(t) - H_{T1}) \quad (8-1)$$

$$\frac{dH_{S2}}{dt} = H_{soil2}(t) = \alpha_2(H_{S2}(t) - H_{T2}) \quad (8-2)$$

Avec $H_{soil1}(t)$ et $H_{soil2}(t)$ la quantité d'eau évacuée respectivement pour le réservoir sol du système lent et rapide, α_1 et α_2 (en j^{-1}) les coefficients de vidange respectifs aux réservoirs sol des systèmes lent et rapide, $H_{S1}(t)$ et $H_{S2}(t)$ les hauteurs d'eau dans les réservoirs sol des systèmes lent et rapide. Les coefficients de vidange correspondent à l'inverse du temps caractéristique de transfert de chaque réservoir T_{a1} et T_{a2} . Les réservoirs profonds des deux systèmes n'ont pas de seuil. La fonction de transfert du réservoir profond du système rapide est linéaire (Maillet, 1905) :

$$\frac{dH_{OUT2}}{dt} = H_{OUT2}(t) = \beta_2 H_{P2}(t) \quad (8-3)$$

Ou β est le coefficient de transfert du réservoir et $H_{P2}(t)$ la hauteur d'eau dans le réservoir. L'interprétation des données de débit à BEAU a montré un comportement de type exponentiel puis linéaire du flux lent. Afin de représenter au mieux ce phénomène dans le modèle, nous

avons choisi une fonction de transfert non linéaire pour représenter la vidange du réservoir profond du système lent (Jukic & Denic-Jukic, 2009) :

$$\frac{dH_{OUT1}}{dt} = H_{OUT1}(t) = \beta_1 H_{P1}(t)^n \quad (8-4)$$

Ou $H_{OUT2}(t)$ est la hauteur d'eau en sortie de réservoir, β_1 le coefficient de transfert du réservoir, $H_{P1}(t)$ la hauteur d'eau dans le réservoir et n un facteur puissance supérieur ou égal à 1. Plusieurs valeurs de n ont été testées et le meilleur résultat a été obtenu pour une valeur égale à 1.25. Afin de prendre en compte l'effet non linéaire sur la conductivité hydrologique de la variation de la saturation, nous avons introduit dans ce réservoir une hauteur critique H_C au-dessous de laquelle un coefficient de saturation est appliqué à β . Ce coefficient contribue à diminuer l'effet de β en-dessous de H_C de façon linéaire en fonction de la perte de hauteur d'eau. Ce coefficient est égal à 1 au dessus de H_C puis varie de façon linéaire de 1 vers 0 en fonction de l'éloignement de la hauteur d'eau par rapport à H_C selon la fonction suivante :

$$m = a h(t) + b \quad (8-5)$$

Avec b l'ordonnée à l'origine définit comme suit :

$$b = 1 - a * H_c \quad (8-6)$$

L'introduction du paramètre m provoque un arrêt de la vidange avant que $H_{P1}(t)$ soit nul. Pour chacun de ces deux systèmes on obtient deux valeurs de hauteur d'eau en fonction du temps pour des propriétés différentes.

Au total, huit paramètres sont estimés dont les coefficients de transfert de chaque réservoir ($\alpha_1, \alpha_2, \beta_1, \beta_2$), les hauteurs seuil des réservoirs sols (H_{T1}, H_{T2}), la hauteur critique du réservoir profond lent (H_c) et la pente de réduction du coefficient de saturation (a). Une inversion stochastique simple avec un total de 900 000 tirages aléatoires dans l'espace des paramètres a été effectuée.

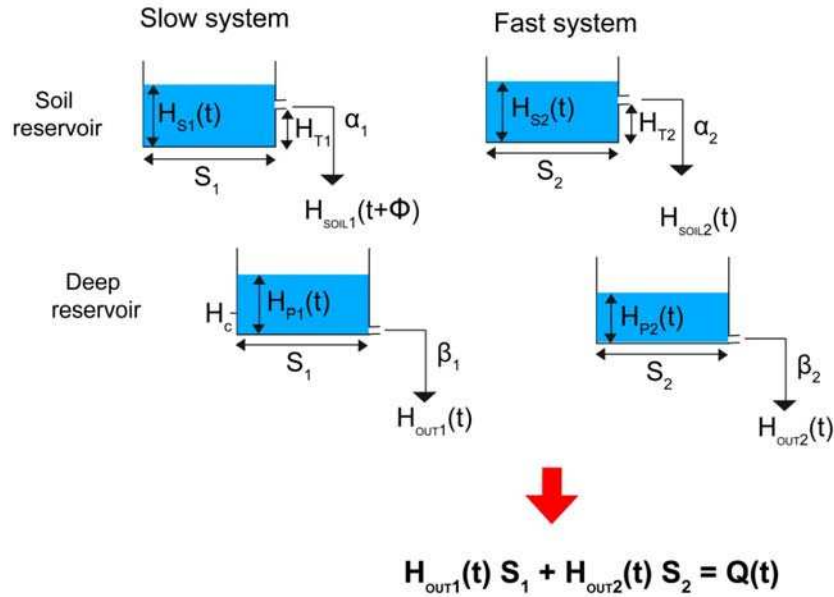


Figure 8.9 : Schéma de modélisation utilisé pour inverser les données de débit.

Afin de comparer les résultats du modèle avec nos données, nous attribuons une surface à chaque système. Pour limiter le nombre d'inconnues nous considérons que la surface du réservoir sol et profond sont identiques pour un système donné. Nous faisons donc l'hypothèse d'un transfert strictement vertical

Ainsi le débit simulé s'écrit :

$$Q_{sim}(t) = S_1 H_{out1}(t) + S_2 H_{out2}(t) \quad (8-7)$$

La forme matricielle de cette équation est linéaire :

$$Q = A H \quad (8-8)$$

Avec Q la matrice ($n \times 1$) des débits observés, A la matrice (2×1) des inconnues soit les surfaces et H la matrice ($n \times 2$) des hauteurs d'eau vidangées simulées. La résolution par moindres carrés des inconnues s'écrit :

$$A = (H^T H)^{-1} H^T Q \quad (8-9)$$

Pour chaque tirage aléatoire, une valeur de chaque surface est ainsi déterminée et le débit simulé est estimé. La résolution par moindres carrés des surfaces de chaque système permet de réduire le nombre de paramètres inversés par tirages aléatoires et donc limiter la corrélation des paramètres les uns avec les autres. La qualité du modèle est donnée par le critère de NASH comparant les données simulées et observées :

$$NASH = 1 - \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum(Q_{sim} - \bar{Q})^2} \quad (8-10)$$

Ce dernier est compris entre $-\infty$ et 1. Une valeur unité correspond à une corrélation parfaite entre les valeurs observées et celles simulées.

		Fin de chronique	Début de chronique	Chronique entière
Système lent	H_{T1} (mm)	14	199	215
	T_{S1} (=1/α₁) (d)	3	72	1
	T_{P1} (=1/β₁) (d)	345	352	392
	H_C (mm)	0	94.5	24
	a	–	0.84	8
	S₁ (m²)	87	115	206
Système rapide	H_{T2} (mm)	54	26	48
	T_{S2} (=1/α₂) (d)	<i>0.29</i>	<i>0.34</i>	<i>0.31</i>
	T_{P2} (=1/β₂) (d)	2.78	<i>3.15</i>	2.78
	S₂ (m²)	4	1	3.8
	NASH	0.85	0.95	0.75

Table 8-1 : Valeur des paramètres pour les meilleures simulations sur la première partie de chronique (Mars 2010 à Mar 2011), la seconde partie de chronique (Juin 2011 à Février 2012) et pour la chronique entière. L'espace des paramètres pour les valeurs en italique ont été contraint à $\pm 50\%$ de la valeur pour un modèle avec vidange linéaire. L'écart type des paramètres n'a pas été estimé en raison du temps de modélisation relativement long. Ces valeurs seront estimées dès que possible afin de vérifier la précision de ces modèles.

5.2. Résultat

Le modèle a d'abord été testé sur chaque partie de chronique puis sur la chronique entière. Le flux rapide n'est visible dans les données qu'une seule fois et sur la seconde partie de la chronique. L'allure générale du débit à BEAU est donc principalement liée au flux lent. Afin de contraindre au mieux les paramètres pour le flux rapide, nous avons d'abord testé le modèle sur la seconde partie de chronique (Juin 2011 à Avril 2012). Les valeurs initiales au départ de la modélisation et l'espace des paramètres ont été contraints pour certains d'entre eux à partir des résultats avec des modèles plus simples, notamment avec un modèle de vidange linéaire pour tous les réservoirs. Il s'agit principalement des paramètres du système rapide, qui ne sont pas affectés par le passage entre une fonction de vidange linéaire et non linéaire propre au système lent. Ainsi l'espace de variation de ces paramètres a été contraint à $\pm 50\%$ de la meilleure valeur pour le modèle linéaire afin de limiter le temps de modélisation. Les paramètres contraints sont notés en italique dans la Table 8-1. De même, les variations du

taux de saturation ne semblent pas jouer un rôle important dans cette partie de chronique. H_c a donc été fixée à 0.

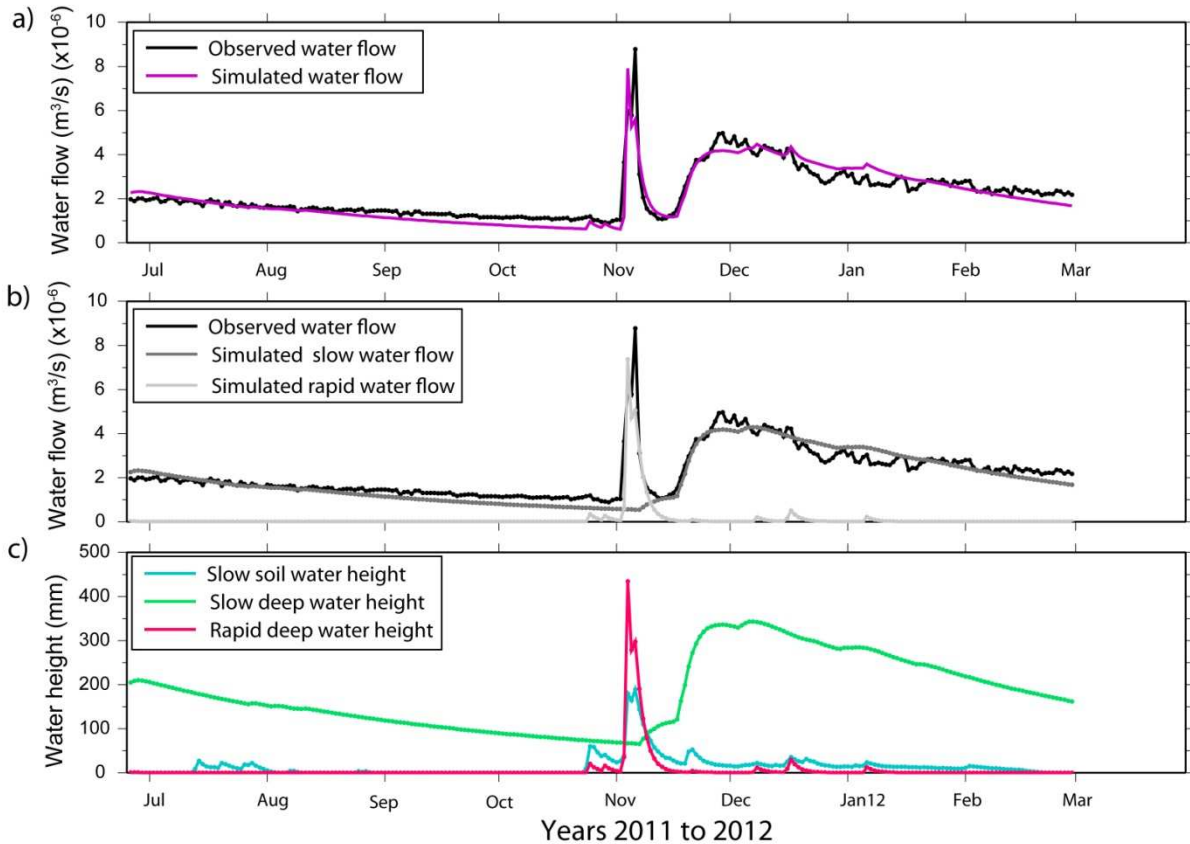


Figure 8.10 : Résultat de la simulation pour la deuxième période ; a) débit mesuré (noir) et simulé (violet) ; b) décomposition du débit simulé avec le débit simulé par le système lent (gris foncé) le système rapide (gris clair) et le débit mesuré (noir) ; c) Hauteur d'eau dans les réservoirs sol lent (bleu), profond lent (vert) et profond rapide (rose).

Le résultat de l'inversion des données pour cette partie de la chronique donne un critère de NASH de 0.85. Le débit simulé représente bien les variabilités du débit observé dans les données (Figure 8.10). Lorsque l'on décompose le flux simulé on s'aperçoit que le flux d'eau est principalement représenté par le flux lent. Le flux rapide devient effectif pendant la période de crue puis de façon très ponctuelle entre Novembre et Mars 2012 avec une faible amplitude. Le modèle représente bien le pic de crue immédiatement après la précipitation puis la récession rapide liée à celle-ci. Le flux lent simule correctement la partie linéaire du débit entre Juillet et Novembre 2011 puis le déphasage de l'onde de crue en Novembre (Figure 8.10). La hauteur d'eau du réservoir profond lent varie de 400 mm sur cette partie de chronique et la variation s'étale sur l'année. Pour le réservoir profond rapide, la hauteur d'eau varie de 450 mm sur moins de 15 jours. Les temps caractéristiques de vidange pour ce système sont de 0.3 j et 2.8 j respectivement pour le réservoir sol et profond (Table 8-1). La hauteur seuil du réservoir sol est de 54 mm et la surface du système de 4 m². Pour le système lent, le temps caractéristique de transfert du réservoir profond est beaucoup plus long (345 j). La surface est elle aussi plus importante avec une aire de 87 m². La valeur de H_c étant fixée à 0, la valeur de a n'a pas d'importance.

La différence des valeurs des paramètres estimés pour chaque système confirme la coexistence de deux flux totalement différents à savoir un flux lent et un flux rapide.

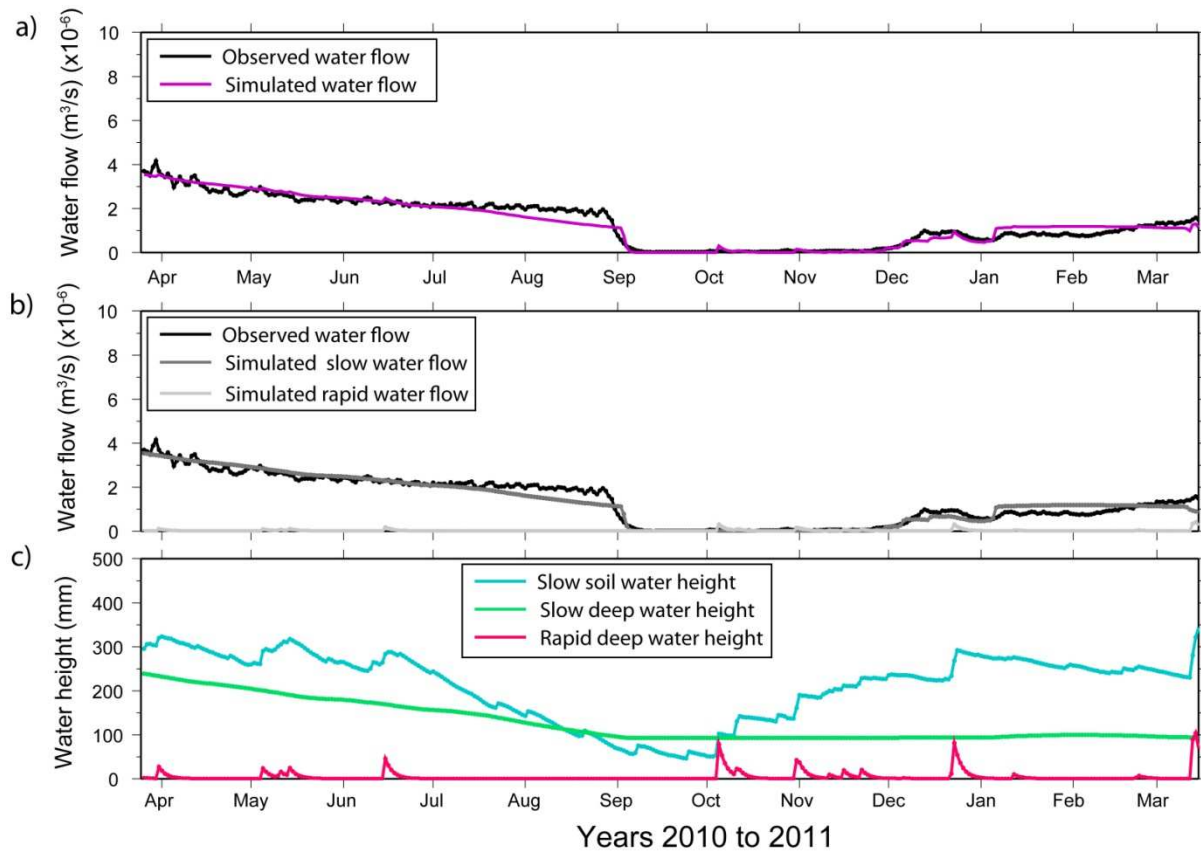


Figure 8.11 : Résultat de la simulation pour la première période ; a) débit mesuré (noir) et simulé (violet) ; b) décomposition du débit simulé avec le débit simulé par le système lent (gris foncé) le système rapide (gris clair) et le débit mesuré (noir) ; c) Hauteur d'eau dans les réservoirs sol lent (bleu), profond lent (vert) et profond rapide (rose).

La première partie de chronique a été inversée de la même façon. La présence d'un flux rapide n'étant pas directement visible dans les données nous avons contraint les coefficients de transfert caractéristiques de ce système avec les résultats obtenus pour la modélisation de la fin de la chronique (Table 8-1). L'espace des paramètres pour T_{S2} et T_{P2} est aussi de $\pm 50\%$ de la valeur pour la modélisation de fin de chronique. L'espace d'évolution des autres paramètres n'ont pas été contraints par les essais de modélisation antérieurs. L'évidence d'un effet de la saturation est visible sur cette partie de chronique (Septembre 2010), H_c et a sont donc libres.

Le résultat de l'inversion pour cette partie de chronique donne un critère de NASH de 0.95. Le modèle simule correctement les données (Figure 8.11). La pente du débit simulé est légèrement supérieure à celle du débit observé entre Avril et Septembre 2010 (Figure 8.11). La récession brutale de Septembre 2010 est observée dans le débit simulé ainsi que la période de débit nul durant les trois mois suivants. Le début de la recharge simulé est synchrone de l'augmentation du débit mesuré et montre les mêmes oscillations. Lorsque le flux est décomposé par système on s'aperçoit que le flux rapide est inexistant. Ainsi, c'est bien le flux lent qui provoque l'allure de la courbe de débit sur cette partie de chronique.

Les temps caractéristiques de transfert de l'eau sont de 72 j et 352 j respectivement pour les réservoirs sol et profond du système lent (Table 8-1). La hauteur critique est de 94 mm et la surface des réservoirs est estimée à 115 m² pour le système lent. Le coefficient de pente a vaut 0.89 et permet une chute du débit rapide lorsque $H_{PI}(t)$ est inférieur à H_C . Pour le système rapide, les temps caractéristiques de transfert sont similaires à la modélisation de la seconde partie de chronique (0.34 et 3.15 pour le réservoir sol et profond). La surface du réservoir a été estimée à 1 m². La faible valeur de la surface contribue à la très faible influence de ce système pour cette modélisation.

Enfin la chronique entière, rassemblant les deux parties de chronique, a été modélisée avec ce principe de système en parallèle. Les coefficients de transfert caractéristique pour le système rapide ont été contraints avec les résultats de la modélisation sur la fin de chronique avec un espace des paramètres de $\pm 50\%$ cette valeur (Table 8-1). Les valeurs et espaces des paramètres des autres paramètres sont libres de contrainte d'un modèle antérieur.

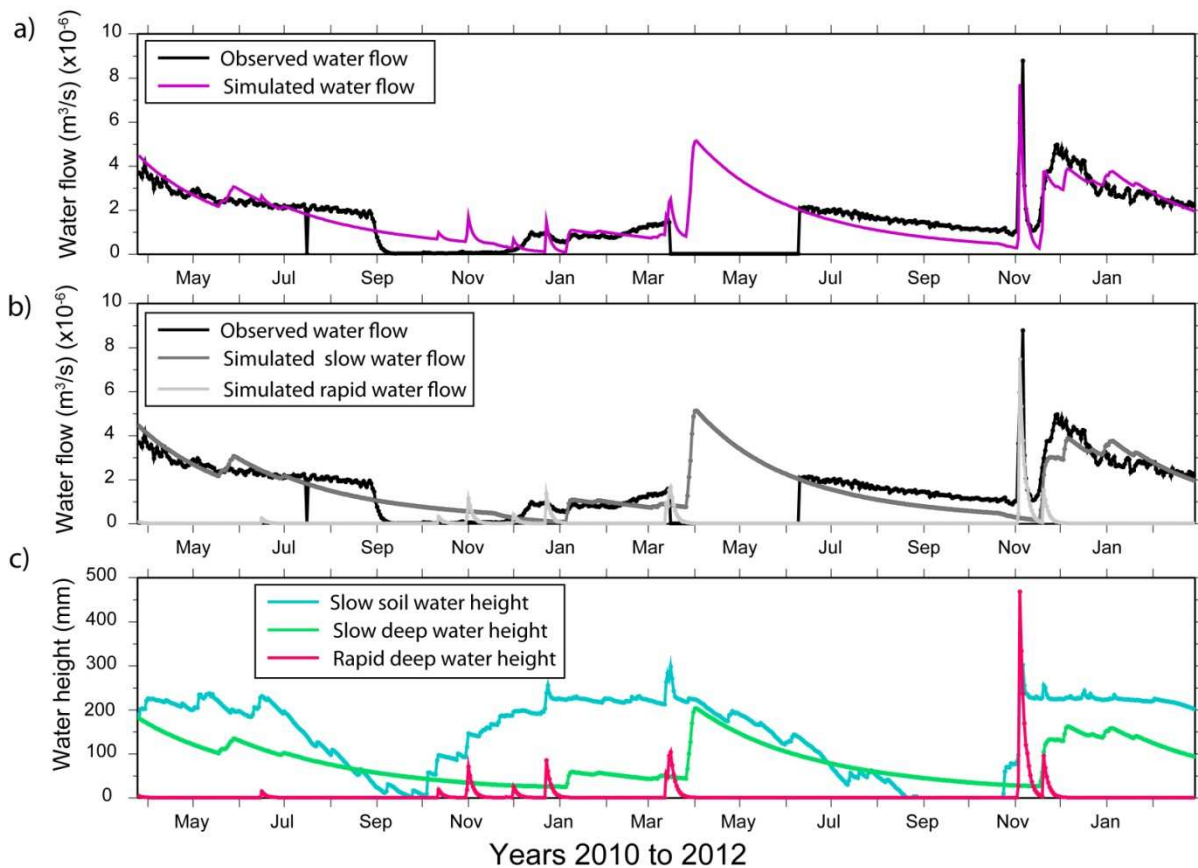


Figure 8.12 : Résultat de la simulation pour la chronique entière ; a) débit mesuré (noir) et simulé (violet) ; b) décomposition du débit simulé avec le débit simulé par le système lent (gris foncé) le système rapide (gris clair) et le débit mesuré (noir) ; c) Hauteur d'eau dans les réservoirs sol lent (bleu), profond lent (vert) et profond rapide (rose).

Pour cette modélisation, le critère de NASH vaut 0.75. Le modèle ne simule pas correctement les données de débit. La récession simulée entre Avril et Septembre 2010, celle entre Juin et Octobre ainsi que le pic de crue correspondent aux comportements du débit observé. Néanmoins, la récession brutale de Septembre 2010, l'absence de débit juste après et la

récession entre Novembre 2011 et Mars 2012 sont mal représentées (Figure 8.12). La décomposition du flux simulé montre que le flux rapide est efficace seulement durant le pic de crue en Novembre 2011. En dehors de cette période ce flux ne contribue pas au débit à BEAU. La mauvaise modélisation est liée au flux lent. En effet il est impossible, avec cette formulation, de simuler l'effet de la saturation entre Septembre et Décembre 2010 car cet effet de saturation ne semble pas être présent sur le reste de la chronique de débit observé, alors que l'on a des valeurs de débit similaires. Le temps caractéristique du réservoir lent profond est de 392 j avec une hauteur critique très basse (29 mm). La surface des réservoirs lents est estimée à 206 m², très différente des valeurs estimées en utilisant les chroniques séparément, mais se rapprochant de la valeur donnée par le bilan de masse. Pour le système rapide les valeurs des temps de transfert caractéristiques sont de 0.3 j et 2,8 j pour le réservoir sol et profond. La surface des réservoirs est d'environ 4 m².

5.3. Interprétation et discussion

5.3.1. Validité du modèle

Lorsque l'on modélise séparément les deux parties de la chronique de débit, les résultats obtenus sont satisfaisants (NASH = 0.95 et 0.85). Néanmoins lorsque l'on tente de modéliser la chronique entière, les résultats obtenus ne permettent pas de simuler correctement les données observées (NASH = 0.75). En comparant les valeurs des paramètres estimés on s'aperçoit que la caractérisation du système rapide est similaire pour les trois modélisations. Ceci laisse à penser que l'inversion du système rapide est robuste. Le temps de transfert caractéristique du réservoir profond lent donne aussi des valeurs similaires aux trois modélisations (345 j à 392 j). La stabilité de cette valeur quelque soit le jeu de données montre que le système lent profond est plutôt bien caractérisé par la modélisation. Les différences s'observent sur le réservoir sol et sur les paramètres de saturation (H_c et a). En effet, entre le début et la fin de chronique, le temps caractéristique du réservoir sol lent varie de 72j à 3 j. Cette forte variabilité, compte tenu que les écarts types sur les paramètres n'ont pas encore été estimés, laisse à penser que la chronique entière ne peut pas être simulée avec une seule valeur de ce paramètre. En Mars 2011, nous avons observé la présence de boues dans le pluviomètre suite à une intense précipitation. La présence d'éléments fins (sable et fraction argileuse) laisse à penser à un soutirage de matériau lors de cet évènement. À la vue, des résultats très différents obtenus par la modélisation des deux parties de chronique il semblerait que cet épisode ait mobilisé du matériau dans le réservoir sol et provoqué probablement un changement des propriétés hydrologiques dans ce compartiment du karst. Les valeurs des paramètres du réservoir sol lent vont dans ce sens. Ainsi, le temps de transfert caractéristique inversé de ce réservoir passe de 72 j à 3j et pourrait à un 'nettoyage' de la matrice du sol et ainsi augmenter la conductivité hydraulique de celui-ci.

D'autres hypothèses peuvent être émises en lien avec les difficultés à modéliser le flux sur la chronique entière. L'évapotranspiration est estimée avec une incertitude forte notamment en été. On considère dans ce manuscrit le coefficient k constant au cours du temps or cette hypothèse est fautive (Allen et al., 1998). Ce terme, affecte principalement le sol. De fait, si le

taux d'évapotranspiration est temporairement erroné, alors les caractéristiques du réservoir sol peuvent varier en fonction de la période de modélisation. Une meilleure estimation de l'évapotranspiration permettrait de lever le doute sur l'influence de celle-ci dans la compétence du modèle.

Le modèle peut enfin, être simplement inadapté, en raison de la complexité du flux en ZNS. Le modèle peut manquer que complexité pour représenter au mieux le comportement du flux. Ainsi, l'ajout de nouveau réservoir ou l'intégration d'un seuil de débordement pourrait être testé pour obtenir un meilleur accord la donnée observé. Les modèles à réservoir ont pour hypothèse de base la présence d'une réserve en eau saturée dont la vidange serait liée à la hauteur d'eau. Dans ce type de modèle on omet les caractéristiques physiques du réservoir en le considérant comme une cuve sans porosité. L'hypothèse d'un réservoir saturé pose question. Dans la ZNS, un stockage sous forme de lentille saturée a été prouvé par Rouch et al. (1986) mais cette saturation est-elle continue dans le temps. De même, il y a probablement présence d'un réservoir saturé mais aussi de partie non saturée au sein d'un réservoir comme celui de BEAU. Ainsi, ce type de modélisation n'est peut-être pas adapté à un transfert saturé non saturé de la ZNS.

5.3.2. Phénomène d'hystérésis

Dans le modèle nous prenons en compte les phénomènes liés au taux de saturation de façon simple. Ainsi, ces phénomènes sont actifs lorsque la hauteur est inférieure à une hauteur critique (H_C) et leur influence augmente avec la diminution de la hauteur d'eau. Ils sont effectifs seulement pour le réservoir profond lent. On considère donc dans ce modèle que ces effets sont uniquement liés à la hauteur d'eau dans le réservoir.

La prise en compte de phénomènes liés au taux de saturation est très différente en fonction de la partie modélisée. Ainsi, ces paramètres (H_C et a) sont fixés à 0 pour la fin de chronique alors qu'ils jouent un rôle important en début de chronique. Malgré des valeurs de débit similaire, les effets du taux de saturation provoquent des réactions différentes sur le débit. Lors de l'inversion sur la chronique entière ce paramètre est effectif à partir d'une hauteur très faible et ne permet pas de modéliser de façon satisfaisante la chute du débit de Septembre 2010. La caractérisation simple de ce phénomène dans notre modèle ne permet pas de simuler tous les effets liés à celui-ci. Ainsi nous invoquons les phénomènes d'hystérésis, non pris en compte dans notre modèle pour expliquer ces variabilités du comportement du débit observé mais impossible à prendre en compte avec ce schéma de modélisation.

5.3.3. Complexité du flux en ZNS

Les résultats très différents obtenus selon les chroniques utilisées montrent que l'on ne peut pas modéliser de façon satisfaisante des périodes de recharge et de récessions avec un seul jeu de paramètres pour ce type de modèle à réservoir. Pourtant les modèles à réservoir, parfois moins complexes que celui proposé dans ce chapitre, permettent de simuler le débit de sources karstiques de façon satisfaisante. Néanmoins, cet exercice a le mérite de montrer que la dynamique du flux en zone non saturée est notablement plus complexe que celui mesuré au

niveau des exutoires. Il semblerait donc que l'intégration spatiale des flux ainsi que la présence d'un flux saturé réduisent les effets propres au flux en zone non saturée ainsi que les caractéristiques locales du flux. L'analyse du débit en exutoire semble donc apporter des informations généralisées sur le flux d'eau en zone non saturée mais les caractéristiques propres de ce flux sont intégrées et indifférenciées au niveau des sources. Ainsi, la caractérisation du fonctionnement transmissif complexe de la zone non saturée ne peut se faire qu'en mesurant directement le flux non saturée au sein des cavités naturelles ou anthropiques. Des jeux de données plus longs et des modèles plus élaborés permettront à l'avenir de mieux comprendre les processus de transfert mis en jeu dans le domaine épikarstique.

5.3.4. Correspondance avec la gravimétrie

Le site de BEAU a abrité des mesures gravimétriques S2D entre 2006 et 2009. Dans le chapitre précédent nous avons réinterprété ces données gravimétriques et déduisons des propriétés de stockage de la zone ainsi que quelques propriétés structurales. Ainsi, en analysant les densités et porosité S2D par rapport à celles mesurées sur les plugs, nous avons émis l'hypothèse d'absence de réseaux de fracture important et contribuant à la porosité apparente du site. Or, dans l'analyse du flux d'eau à BEAU nous interprétons le flux rapide comme un flux au travers d'une fracture. Les deux interprétations semblent donc en opposition totale. Néanmoins, de par le caractère intégrateur de la gravimétrie, la présence d'une seule fracture est très difficile à détecter par cette méthode. Cela rend donc possible la présence d'une fracture très drainante dans la structure de BEAU qui provoquerait le flux rapide observé mais ne contribuerait que très peu en terme de porosité apparente. L'interprétation structurale faite à partir de la gravimétrie et celle issue de l'analyse du flux sont toute deux valable.

Le système lent caractérise le stockage et le transfert saisonnier de l'eau à BEAU. Le temps caractéristique de vidange pour le réservoir lent profond est de 345 j. À partir de mesures S2D, nous en avons déduit les propriétés partielles du transfert de l'eau en ZNS à BEAU. L'état du stockage saisonnier est possible seulement si le temps de transfert est long (>6 mois). Les résultats sur le temps de séjour estimé par modélisation du flux et la gravimétrie sont en accord. Ainsi on peut en déduire que la modélisation du flux intègre tout de même des caractéristiques physiques du système, caractéristiques qui sont validées par les résultats gravimétriques.

Enfin, un dernier point pouvant être comparé est le partitionnement entre flux lent et rapide. En effet, les résultats gravimétriques montrent que le flux rapide correspond à environ 20% du flux total et le flux lent à 80%. Le rapport en utilisant les hauteurs d'eau simulée est de 5%/ 95% pour le flux rapide/lent. Ce rapport est plus important que lors de l'estimation à partir de la gravimétrie. Il n'est pas anormal d'avoir une différence entre les deux estimations. En effet, la gravimétrie englobe une surface supérieure (diamètre~150 m) à celle des systèmes estimés par le modèle. Il est probable que la gravimétrie voit d'autres fractures drainantes que celles invoqués dans l'analyse du débit. Cela aura pour effet d'augmenter la proportion du flux rapide par rapport au flux lent. Ces deux rapports restent néanmoins du même ordre de

grandeur et montrent l'importante capacité de stockage saisonnier de la matrice altérée dans la ZNS sur ce site.

6 Analyse de la corrélation avec la pression atmosphérique

Comme nous l'avons vu précédemment, il existe une anticorrélation entre la pression atmosphérique et le débit à BEAU. Ce phénomène n'est pas continu et affecte le débit sur de faibles amplitudes. Cette anticorrélation est visible lorsque le débit est relativement fort. Les variations de débit associées semblent parfaitement en phase avec la pression atmosphérique. Ce phénomène est observé deux fois sur la chronique : entre Mars et Mai 2010 et entre Décembre et Février 2012. Plusieurs auteurs ont déjà identifié ce phénomène dans leur jeu de données (Genty & Deflandre, 1998; Fernandez-Cortes et al., 2007). Selon Genty et Deflandre (1998) ce phénomène pourrait être lié à deux processus :

- Un changement de contrainte affectant l'encaissant.
- Un changement de proportion d'un des deux composants du flux biphasique (eau-air).

Néanmoins ces deux hypothèses engendreraient une anticorrélation en continu sur la chronique.

Dans un premier temps nous vérifions l'anticorrélation avec la pression atmosphérique sur les périodes où elles sont observées puis étendons notre investigation sur la chronique entière. Ces résultats permettront de valider ou réfuter les hypothèses interprétatives de Genty et Deflandre (1998) ou d'en proposer de nouvelles si celles-ci ne conviennent pas aux résultats obtenus.

6.1. Corrélation pression-débit

Afin d'étudier ce phénomène avec précision, il faut supprimer l'effet de la vidange du système. La courbe de débit simulée pour chaque partie de chronique est utilisée. Ainsi on obtient les variations de débit uniquement liées à la corrélation avec la pression atmosphérique.

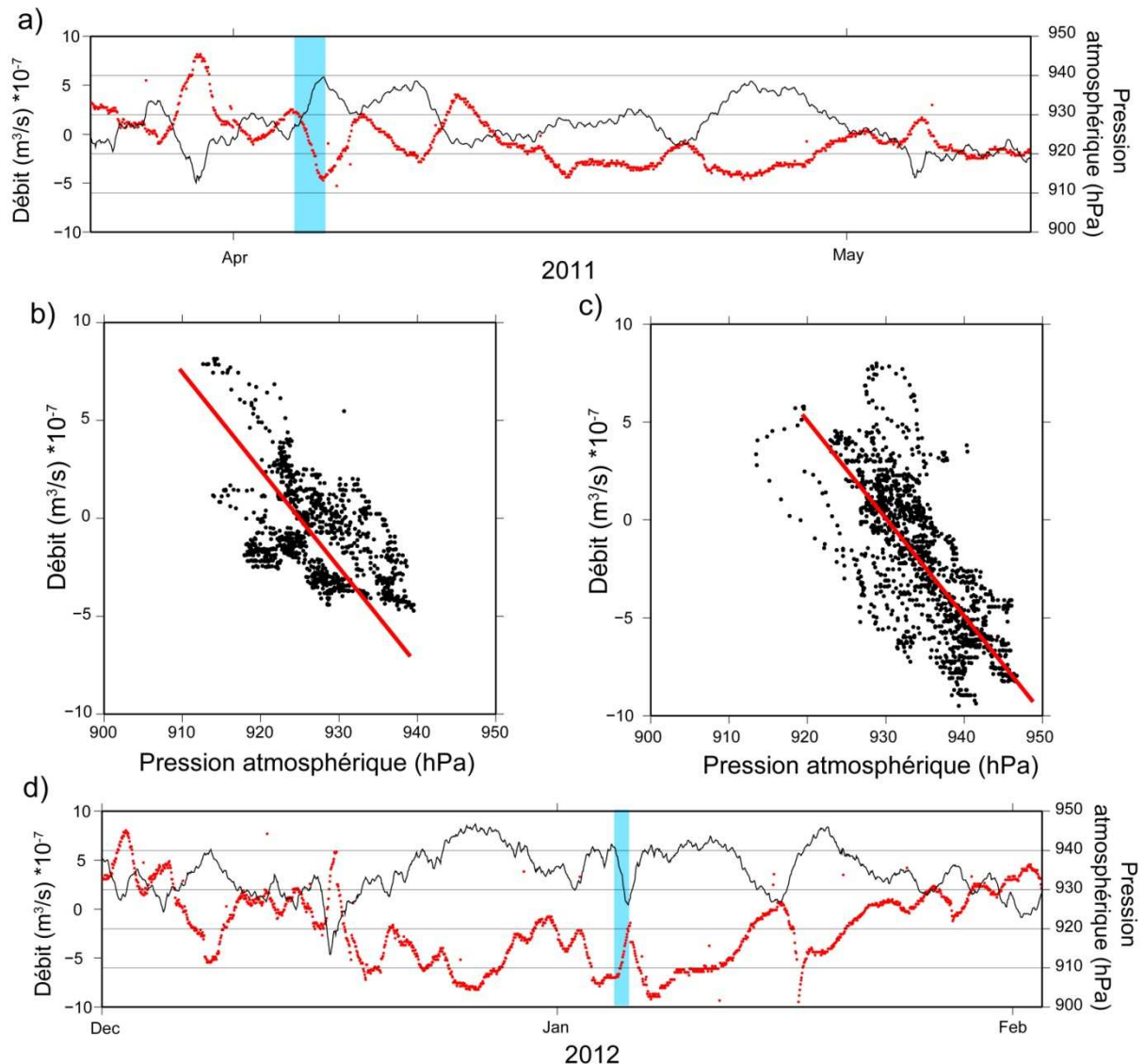


Figure 8.13 : Corrélation entre la pression atmosphérique et le résidu en débit (après correction de la récession) pour a) la période entre Mars et Mai 2010 et d) la période entre Décembre 2011 et Février 2012 ; Débit résiduel en fonction de la pression atmosphérique pour b) la période entre Mars et Mai 2010 et c) la période entre Décembre 2011 et Février 2012. Les encadrés bleus correspondent aux périodes où l'on a réestimé la hauteur d'eau.

Les deux périodes affectées par ce phénomène ont été traitées. Après correction, on observe que les variations de débit sont en phase avec les variations de pression atmosphérique (Figure 8.13a et d). L'amplitude des variations de débit est inférieure à $10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$.

La valeur de débit a été représentée en fonction de la pression atmosphérique associée (Figure 8.13b et c). Sur les deux périodes, les points s'alignent autour d'une droite de pente $-2.8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ et $-4.7 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ respectivement pour le début et la fin de chronique. Ce résultat montre que le comportement du débit vis-à-vis de la pression atmosphérique est dépendant de la période d'observation. Les débits mesurés durant ces deux périodes sont du même ordre de grandeur. Néanmoins, durant la seconde période, le phénomène apparaît pour un débit supérieur à celui de la première partie. Il est aussi possible que l'effet de la pression atmosphérique soit visible sur des débits plus importants durant la première période mais qu'il ne soit pas été mesuré. On peut donc supposer que l'apparition et l'amplitude des variations

de débit en rapport avec la pression atmosphérique soient fonction de la saturation en eau dans l'encaissant. De même, les valeurs de pression atmosphérique sont différentes entre les deux périodes (~925 et ~935 hPa pour les deux périodes). Cela montre que cet effet n'est pas tributaire de la valeur absolue de la pression atmosphérique mais bien de ses variations temporelles.

6.2. Analyse de la chronique entière

Dans l'interprétation du phénomène de corrélation faite par Genty et Deflandre (1998), les auteurs supposent que ce phénomène est pérenne. Afin de vérifier cela si cela peut être le cas pour le site de la Beaumelle, nous testons la présence de ce phénomène sur toute la chronique. Sur la chronique entière ce signal pourrait être masqué par d'autres phénomènes (crue, récession forte, ...). Afin de vérifier la présence ou l'absence d'anticorrélation sur le reste de la chronique ainsi que l'absence de déphasage nous comparons la pente de la courbe de débit avec celle de la pression. La courbe de pression est segmentée en droites de différentes périodes dont les limites correspondent au basculement des valeurs visibles à l'œil nu. L'allure du signal sur une portion donnée est de la forme :

$$P_{atm}(t)_{T_1-T_0} = a_{T_1-T_0}t + b_{T_1-T_0} \quad (8-11)$$

Où $a_{T_1-T_0}$ est la pente et $b_{T_1-T_0}$ l'ordonnée à l'origine. Une simple régression linéaire donne les valeurs de a et b . Sur chacune de ces portions, une régression linéaire est aussi effectuée sur les données de débit et une valeur de pente est estimée :

$$Q(t)_{T_1-T_0} = c_{T_1-T_0}t + d_{T_1-T_0} \quad (8-12)$$

Où $c_{T_1-T_0}$ est la pente estimée à partir des données de débit et $d_{T_1-T_0}$ l'ordonnée à l'origine. Les valeurs de pente de la courbe de pression et de débit sont ensuite combinées pour calculer un ratio de pente :

$$ratio = \frac{c_{T_1-T_0}}{a_{T_1-T_0}} \quad (8-13)$$

Plus le ratio est proche de $-1 \cdot 10^{-7}$ plus l'anticorrélation) entre les deux signaux est nette. Si le ratio est négatif, il y a anticorrélation. L'incertitude sur le ratio est calculée par la formule :

$$dr = \left(\frac{dc_{T_1-T_0}}{c_{T_1-T_0}} - \frac{da_{T_1-T_0}}{a_{T_1-T_0}} \right) * ratio \quad (8-14)$$

Avec $dc_{T_1-T_0}$ l'incertitude sur la pente c , $da_{T_1-T_0}$ l'incertitude sur la pente a .

Les coefficients de corrélation entre données et les droites de régression propre à chaque période sont aussi calculés. Lorsque ces coefficients sont inférieurs à 0.8 les valeurs sont écartées et le ratio est fixé à 0. Les résultats sont montrés dans la Figure 8.14.

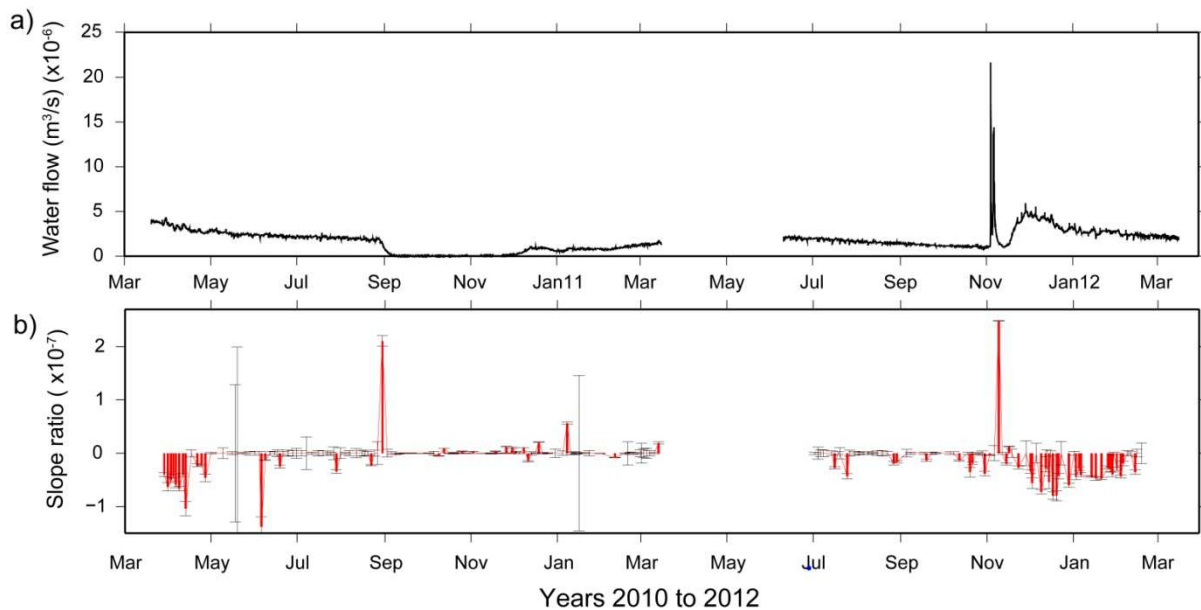


Figure 8.14 : a) Chronique de débit mesurée à BEAU ; b) ratio de pente estimée pour chaque période avec l'incertitude associée.

On obtient des ratios de pente proche de $-1 \cdot 10^{-7}$ sur toutes les périodes où l'anticorrélation est visible à l'œil nu. Toutes les valeurs ont un coefficient de corrélation supérieur à 0.8 ce qui démontre la bonne corrélation entre les deux signaux. L'incertitude sur le ratio est nettement inférieure à sa valeur absolue, montrant la précision des pentes calculées en utilisant les deux signaux sur ces périodes. Ce résultat montre que l'anticorrélation est bien effective sur ces périodes et que les deux signaux sont totalement en phase. De façon probablement aléatoire, on obtient de bons coefficients de corrélation pour les régressions au moment de la récession brutale de Septembre 2010 et de la crue de Novembre 2011 (Figure 8.14). Néanmoins les valeurs du ratio de pente sont supérieures à 2 montrant que pour ces périodes la pente du débit est deux fois plus importante que celle de la pression atmosphérique. Il n'y a donc pas d'anticorrélation véritable entre les deux signaux à ces deux périodes. Sur la suite de la chronique, peu de valeurs sont représentées car le coefficient de corrélation d'un des deux signaux est inférieur à 0.8. Ce résultat montre qu'il n'y a pas de corrélation entre débit et pression atmosphérique en dehors des périodes d'observation directe de ce phénomène.

L'hypothèse selon laquelle ce phénomène se produit seulement de façon temporaire est confirmée. En effet, aucune corrélation n'a été exprimée lors de ces périodes où les événements pluvieux ne sont pas de nature particulièrement intense. Ainsi les hypothèses émises par Genty et Deflandre (1998) pour expliquer le phénomène ne cadrent pas avec sa manifestation temporaire. Partant de ces nouvelles observations effectuées sur ce phénomène dans nos chroniques, nous donnons maintenant une nouvelle interprétation de celui-ci.

6.3. Interprétation phénoménologique de l'anti-corrélation

La pression atmosphérique et ces variations affectent l'encaissant et l'eau sur toute la surface de contact roche-air. Ainsi, la pression atmosphérique affecte l'eau dans l'encaissant par le haut (de la surface) mais aussi par le bas (de la cavité) (Figure 8.15a). En raison de la forte perméabilité à l'air lorsque le taux de saturation est faible (Warrick, 2002), les variations de

pression atmosphérique sont retranscrites à l'air présent dans la porosité de façon simultanée aux variations enregistrées en surface. Ainsi, la pression atmosphérique affecte de façon égale la partie haute et la partie basale du réservoir. Cela introduit un gradient de pression fixe dans le temps, lié uniquement à la différence de profondeur entre la surface et la cavité. Ainsi en période normale, l'effet des variations de pression atmosphérique est nul. Il est donc normal que le débit ne soit pas affecté par les variations de pression atmosphérique en période normale et donc la majorité du temps de mesure. Lors de l'apparition du phénomène d'anticorrélation avec la pression atmosphérique, les conditions de pression interne dans le réservoir peuvent être affectées. En effet, l'apparition de ce phénomène est toujours précédée d'un évènement pluvieux très intense (Mars 2010 et Novembre 2011). L'apport d'eau important durant ces évènements semble affecter le flux d'eau par une augmentation brutale des réserves et donc du flux mais semble aussi déclencher un mécanisme supplémentaire au sein de l'encaissant permettant l'apparition de la corrélation avec la pression atmosphérique.

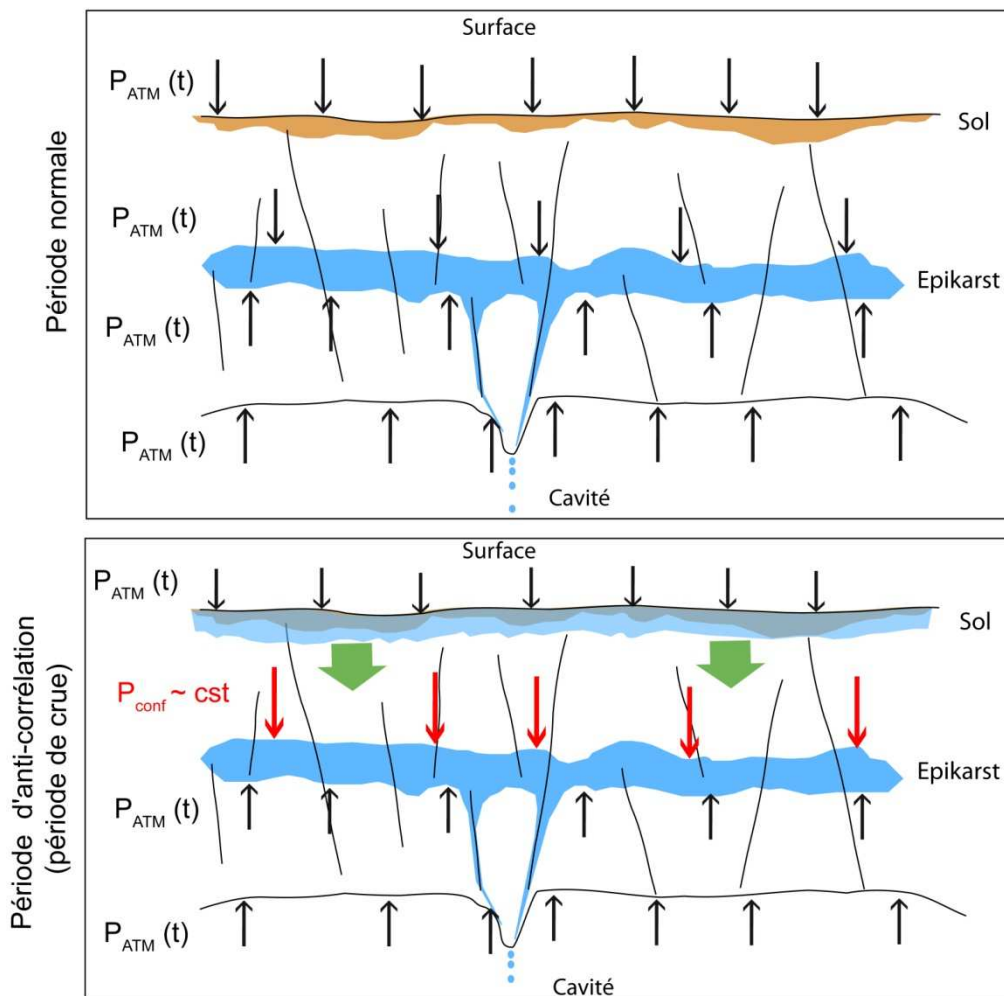


Figure 8.15 : Bloc schéma interprétatif montrant l'influence de la pression atmosphérique sur le réservoir d'eau en période normale et en période d'anticorrélation avec la pression atmosphérique. Pour le dernier bloc schéma les flèches vertes correspondent à la diffusion de l'onde de crue en profondeur.

Afin d'obtenir une anticorrélation avec la pression atmosphérique, il faut supprimer l'effet de la pression à la surface du réservoir épikarstique. Ainsi, les variations de pression atmosphérique affecteront négativement le débit par l'interface basale. Lors d'une arrivée importante d'eau via la surface, la perméabilité à l'air diminue fortement et le pulse d'eau produit un effet piston sur l'air 'emprisonné' ce qui produit une augmentation brutale de la pression de l'air dans les pores (Figure 8.15) que l'on pourrait appeler un effet 'piston atmosphérique'. Comme la perméabilité à l'air est très faible, la surpression ne s'estompe pas immédiatement comme en période normale. Ainsi l'air au-dessus du réservoir est en surpression et sans moyen de régulation temporaire avec la surface. Les effets de la variation de pression atmosphérique sont donc temporairement supprimés dans le réservoir épikarstique. La pression atmosphérique affecte donc le réservoir uniquement par la cavité et provoquerait ainsi le phénomène d'anticorrélation avec la pression atmosphérique. Ce phénomène s'estompe progressivement en raison de l'augmentation progressive de la perméabilité à l'air de l'encaissant par la surface ce qui diminuerait la surpression de l'air dans les pores et permet la transmission progressive des variations de pression atmosphérique. Lorsque ce processus est terminé, la pression atmosphérique affecte à nouveau le réservoir à sa surface et sa base, et l'anticorrélation disparaît.

6.4. Interprétation structurale de l'anti-corrélation

La corrélation avec la pression atmosphérique est visible seulement sur le site de BEAU et serait lié au flux d'eau au travers de la matrice. En effet, les débits de TITOU et GCAN ne sont pas affectés par ce phénomène. Pourtant le site de BEAU est situé pratiquement à la même profondeur que celui de TITOU. On ne peut donc pas invoquer l'hypothèse de l'apparition de ce phénomène avec la profondeur. De même, le site est bien plus profond que GCAN qui lui n'est pas affecté par une corrélation avec la pression atmosphérique. Ainsi, la proximité relative par rapport à la surface n'est pas un facteur d'identification de ce phénomène. La différence entre tous ces sites tient probablement à la structure de l'encaissant. En effet, comme le karst est extrêmement hétérogène, la structure de l'encaissant au-dessus des sites de mesures de débit peut être de nature variable. Néanmoins, de la surface, il n'y a pas de distinction particulière entre les trois sites. GCAN est principalement constitué d'un lapiaz avec beaucoup de sable dolomitique. TITOU est affecté par une couche de sol qui semble relativement importante étant donné l'absence de dolomie à l'affleurement sur la zone. BEAU est situé entre les deux autres sites avec des affleurements dolomitiques, du sable dolomitique mais aussi la présence de sols sur des surfaces importantes.

Ainsi la particularité de BEAU par rapport aux autres sites semble être de nature interne. Le site de BEAU a un débit dix fois supérieur aux deux autres sites ce qui laisse penser que l'encaissant correspond à un réservoir drainant une surface plus importante et donc des stocks plus importants. La surface d'impluvium de BEAU est plus de 20 fois supérieure à celle de TITOU et GCAN. La surface d'interaction air-eau est donc plus importante en raison de la taille de la réserve. Ainsi, lorsqu'un phénomène exceptionnel d'arrivée d'eau se produit, l'effet 'piston atmosphérique' se produit sur toute la zone et affecte grandement le réservoir en raison de sa dimension. Ainsi, si le réservoir était constitué d'un seul réseau de pores

connectés, l'effet 'piston atmosphérique' ne serait pas visible. Par contre lorsque l'on multiplie les réseaux de pores connectés en un réservoir, les effets de pression atmosphérique sont cumulés et ont un effet significatif sur le débit. Lorsque l'on calcule les amplitudes crête à crête des variations de débit lié à la pression pour la surface d'impluvium de TITOU on obtient des variations de débit inférieur à $4 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s}$. Cette amplitude de variation n'est pas détectable avec notre système de mesures sur des périodes journalières.

Nous faisons donc l'hypothèse que ce phénomène apparaisse à BEAU car le débit mesuré correspond à celui d'un réservoir d'eau de grande taille et qu'ainsi les rétro-effets de la pression atmosphérique sont cumulés et donc significatifs. Ce phénomène ne serait pas visible à GCAN et TITOU en raison de la dimension restreinte de leurs réservoirs.

6.5. Nouvelle estimation des surfaces à partir de la prise en compte des effets de pression

Dans la modélisation du débit (paragraphe 5), nous avons considéré que les variations du débit étaient uniquement fonction de la hauteur d'eau dans les réservoirs. Nous redéfinissons maintenant les équations en prenant compte les effets de pression dans les variations du débit. Dans un réservoir saturé et percé à sa base, la loi de conservation de la masse s'écrit :

$$Q = \frac{\Delta V}{\Delta t} = -S \frac{\Delta h}{\Delta t} = -S \dot{h} \quad (8-15)$$

Avec Q le débit à la base du réservoir, V le volume d'eau du réservoir, S la surface du réservoir et h la hauteur d'eau dans ce réservoir. La loi de comportement appliqué à ce réservoir est :

$$Q = \alpha S h \quad (8-16)$$

Avec α le coefficient de vidange en (t^{-1}), inverse du temps caractéristique de transfert. En combinant les deux équations précédentes on obtient :

$$S \dot{h} + \alpha S h = 0 \quad (8-17)$$

La hauteur d'eau dans un réservoir saturé peut s'écrire en termes de pression :

$$P = \rho g h \quad (8-18)$$

Où ρ est la masse volumique du liquide, g l'accélération de la pesanteur et h la hauteur de la colonne d'eau. À partir de l'analyse des variations de débit en lien avec les variations de pression on en déduit l'interaction entre débit et pression (quelconque) (Figure 8.13). Ainsi, une petite variation de débit peut être exprimée en termes de hauteur d'eau mais aussi de pression :

$$Q + \Delta Q = \alpha S (h + \Delta h) = \alpha S h + \frac{\alpha S}{\rho g} \Delta P \quad (8-19)$$

Où ΔQ est la variation de débit associé à la variation de pression ΔP . Connaissant l'expression de Q on en déduit :

$$\Delta Q = \frac{\alpha S}{\rho g} \Delta P \quad (8-20)$$

Le phénomène d'anticorrélation avec la pression atmosphérique est visible en période de fort débit du système lent. Dans la simulation précédente, le système rapide ne fonctionne pas durant ces phases. Cette formulation sera donc propre au système lent. De plus, comme l'interprétation du phénomène et l'interprétation structurale le montre, ce phénomène se produirait plutôt au niveau de la matrice et donc du stock saisonnier. On suppose donc que ce phénomène affecte l'eau du réservoir profond du système lent.

Dans la modélisation précédente, le temps caractéristique de transfert de l'eau dans les réservoirs permet de simuler les récessions visibles sur les données. Les simulations pour les deux parties de chronique sont de bonne qualité et les récessions sont bien simulées. La valeur de α ($1/T_{P1}$) du réservoir profond lent semble être une valeur proche de la réalité. En utilisant la valeur de α du réservoir profond lent ($1/T_{P1}$) propre à chaque partie de chronique, on peut ré-estimer une surface du réservoir profond lent (S). Les résultats sont notés dans la Table 8-2. On obtient respectivement 97 m² et 159 m² pour le début et la fin de chronique au lieu des 115m² et 87m² simulés.

	Début de chronique	Fin de chronique
T_{P1} (j)	352	345
S₁ (m²)	115	87
S (m²)	97	159
h (mm)	652	451

Table 8-2 : Résultat de l'estimation des surfaces à partir de l'anticorrélation avec la pression atmosphérique. Les surfaces des systèmes lents simulées sont aussi notées pour comparaison.

En combinant les équations 8-16 et 8-20 on peut estimer une valeur de h sur une période donnée :

$$h = \frac{Q \Delta P}{\Delta Q \rho g} \quad (8-21)$$

On s'aperçoit que l'on n'a pas besoin du coefficient de vidange pour déterminer une valeur de hauteur d'eau lorsque l'on connaît les variations de débit en fonction des variations de pression. Ainsi, sur un évènement défini (Figure 8.13), on a pu définir une valeur de hauteur d'eau (h) sur chaque partie de chronique (Table 8-2).

Pour le début de chronique on obtient une valeur de surface inférieure à la valeur simulée (Table 8-2). Si l'on suppose que la valeur simulée correspond à la surface du réservoir sol,

alors la surface du réservoir sol est supérieure à celle du réservoir profond. On tend donc à concentrer l'eau en profondeur. Pour la fin de la chronique, la valeur de surface calculée est supérieure à la valeur simulée. La surface du réservoir sol est donc inférieure à celle du réservoir profond. L'eau tendrait donc à se diffuser latéralement.

Les deux parties de la chronique ont ainsi un comportement totalement différent. En début de chronique, le processus de transfert tend à concentrer l'eau avec la profondeur alors qu'en fin de chronique celui-ci tend à 'diffuser' l'eau latéralement. Au niveau de l'observation des chroniques de débits, ces deux parties étaient déjà différentes. En effet, la première partie de chronique ne subit pas d'évènement pluvieux important, on observe donc principalement la vidange des réservoirs. La seconde partie de chronique subit un évènement pluvieux majeur qui est retranscrit dans les données. On observe donc le remplissage et la vidange du réservoir en 'hautes eaux'. De plus, la valeur du débit moyen lors de l'apparition du phénomène d'anticorrélation avec la pression atmosphérique est supérieure en fin de chronique qu'en début. Ces observations laissent à penser que le réservoir stocke plus d'eau en fin de chronique qu'en début. Comme le montre les résultats de ré-estimation des surfaces, celle-ci augmente entre les deux parties de chronique. Par contre la valeur de h diminue.

Ces résultats laissent supposer qu'il pourrait y avoir une zone structurellement définie dans l'encaissant où la porosité serait plus importante que le reste de la roche. L'eau se stockerait préférentiellement dans cette structure. En période normale, le taux de saturation varierait dans cette structure finie et serait interprété comme des variations de hauteur d'eau dans une surface variable. Lorsque cette structure est plus ou moins saturée, il pourrait y avoir une connexion avec une autre structure et l'eau pourrait s'étendre latéralement.

Les variations de porosité entre l'encaissant et la structure de stockage peuvent être décrites par la présence de lentilles de roche fantomisée (de forme quelconque) dans l'épaisseur de roche (Figure 8.16). Ce processus d'altération in situ de roches carbonatées permet d'augmenter fortement la porosité et la perméabilité de la roche sans créer de vide macroscopique. Le transfert de l'eau reste, dans les roches fantomisées, des processus de transfert de l'eau au sein d'une matrice poreuse. Nous pouvons interpréter les variations temporelles de la surface du réservoir profond comme le résultat du stockage dans des lentilles de roche fantomisée au sein de l'encaissant rocheux. Cette interprétation ne remet pas en cause le processus de transfert en domaine poreux invoqué précédemment pour ce site d'étude. L'hypothèse émise précédemment sur la définition de la structure de stockage reste valable. On peut avoir plusieurs lentilles fantomisées de surfaces finies et plus ou moins reliées par des altérations au niveau des joints de couche lithologique.

Enfin une dernière structure possible serait celle d'un épikarst avec une interface complexe (Figure 8.16). Cette interface permettrait des variations de surface en fonction du taux de saturation et reste valable à la lumière des interprétations structurales et du phénomène d'anticorrélation avec la pression atmosphérique.

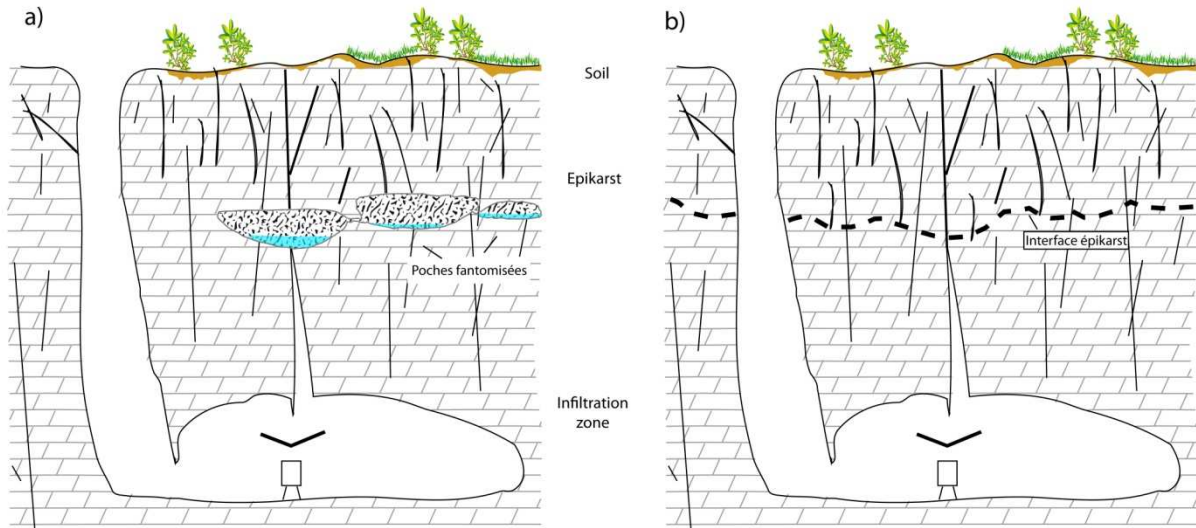


Figure 8.16 : Interprétation structurale du site de la Beaumelle à partir des résultats obtenus par la simulation et l'analyse de l'anticorrélation avec la pression atmosphérique.

7 Conclusion partielle

Dans cette étude, le flux en zone non saturée a été mesuré dans trois cavités d'un même système karstique. L'observation des chroniques de débit montre des similitudes dans les processus de transfert d'eau malgré des évolutions très différentes. De ces observations nous pouvons en déduire le fonctionnement du transfert de l'eau en domaine épikarstique :

- Un flux bimodal (lent et rapide) présent en un même site ;
- Un flux rapide dans certaines fractures (BEAU) ;
- Un flux contraint par le taux de saturation de l'encaissant et notamment un taux minimum pour démarrer le flux ;
- Un fonctionnement transmissif des fractures mais aussi de la matrice ;
- Une diffusion de l'onde de crue produisant un déphasage ;

Il semblerait que ces caractéristiques générales soient propres au flux d'eau en zone non saturée des systèmes karstiques et ne semblent pas influencées par l'hétérogénéité structurale du karst. Des mesures plus nombreuses sur le système karstique du Durzon permettraient de valider ces propositions. De même, tous les systèmes karstiques n'ont pas le même fonctionnement en raison de la lithologie de l'encaissant, de leurs histoires hydrogéologiques, etc.... Il serait intéressant de mesurer les flux en zone non saturée sur des systèmes karstiques différents afin de vérifier si les processus de transfert mis en évidence ici sont valables sur tous types de systèmes karstiques. Des mesures de température de l'eau recueillie pourraient faire la lumière sur le système de transfert de l'eau en ZNS. L'encaissant rocheux est à une température stable au cours du temps alors que l'atmosphère non. Ainsi, une eau qui a séjourné longtemps dans l'encaissant aura des températures stables, tandis qu'une eau de flux rapide aura une température proche de celle de l'atmosphère. Lors d'événements pluvieux si la température reste stable malgré l'augmentation du débit cela laisse supposer à un effet piston où l'eau de surface chasse celle déjà stockée. Dans le cas où la température varie, il

s'agirait plutôt d'une eau jeune. Le suivi de la chimie des eaux en continu pourrait aussi apporter de nombreuses informations dans ce sens.

La modélisation du débit à BEAU montre qu'il n'est pas possible de simuler le débit de la ZNS avec les principes utilisés pour modéliser le débit de source. En effet, la complexité du flux de la ZNS n'est pas représentée (ou est lissée) dans les données de débit en exutoire. On montre donc avec cette modélisation que la caractérisation des processus de transfert propres à la zone non saturée ne peut pas se faire directement par l'analyse de la source. L'étude des processus de transfert de la zone non saturée des systèmes karstiques nécessite l'accès direct à ceux-ci via une cavité naturelle ou anthropique. La mesure de teneur en eau en surface donnerait, quant à elle, des indications sur le taux de saturation minimal du sol nécessaire pour initier un flux. De plus cette mesure permettrait d'estimer les propriétés hydrauliques du sol. Ainsi il serait plus aisé de modéliser le débit par une formulation prenant en compte le taux de saturation dans les variations du flux au niveau du sol (formulation de type Richards (Richards, 1931)). Cela reviendrait à coupler une modélisation physique pour le sol avec un modèle à réservoir pour l'épikarst. On pourrait ainsi mettre en évidence les propriétés hydrauliques réelles (conductivité hydraulique, ...) de la zone et ainsi mieux comprendre le fonctionnement particulier de ce site.

Enfin, les effets de la pression atmosphérique, qui paraissent de second ordre, apportent toutefois de nombreuses indications quant à la structure de l'encaissant à BEAU. En premier lieu, nous proposons une nouvelle interprétation du phénomène d'anticorrélation entre le débit et la pression atmosphérique. Ainsi, en prenant en compte toutes les observations effectuées sur ce phénomène nous défendons l'hypothèse que ce phénomène se produit grâce à la faible perméabilité à l'air engendrée par une importante arrivée d'eau en surface. De plus il semblerait qu'un facteur dimensionnel ou structural permettrait de rendre visible ce phénomène sur les données. Nous invoquons ici les dimensions importantes du stock en eau à BEAU qui permettent l'influence de la pression atmosphérique sur le débit.

De plus, la nouvelle estimation des surfaces d'influence des réservoirs profonds permet de supposer les modalités de fonctionnement de l'encaissant à BEAU. Afin de permettre une variabilité latérale du stock en eau, on peut invoquer la présence de lentilles de roche fantomisée ou la présence d'un épikarst à interface complexe. Ces lentilles sont des fenêtres de forte porosité et perméabilité au sein de l'encaissant rocheux qui induiraient des limites finies notamment en hauteur du stock en eau de même que pour l'épikarst où la porosité secondaire y est forte. Ainsi, le stock s'étendrait latéralement à partir d'une certaine quantité d'eau stockée. Cette interprétation structurale pourrait être validée avec des données géophysiques. Les mesures électriques permettraient d'identifier les différentes structures de l'encaissant (zone fantomisée, poche d'argile, vides, ...) et donneraient des indications sur la structure et l'hétérogénéité de la zone. Par exemple, l'application de la RMP sur ce site permettrait d'identifier le ou les niveaux de stockages préférentiels de l'eau au sein de l'encaissant. Cette méthode donnerait donc des indications sur la position du stock en profondeur.

9.Synthèse et perspectives

1 Apport et limite de la gravimétrie pour les études hydrogéologiques

Les études gravimétriques, de par leur caractère intégrateur, se révèlent très informatives quant aux variations de stock en eau. Ainsi, deux méthodes de gravimétrie ont été appliquées durant cette thèse :

- Un suivi gravimétrique absolu
- Un suivi gravimétrique relatif entre la surface et la profondeur du karst

Sur les trois sites de mesure absolue BLAQ, CANA et SALV, le suivi gravimétrique mensuel ou bimensuel permet d'appréhender les variations saisonnières du stockage de l'eau dans le sous-sol. On montre que les effets de surface (topographie et masque de bâtiment) jouent un rôle important dans l'interprétation des chroniques de gravité en termes de caractéristiques hydrogéologiques des sites. L'interprétation de celle-ci sans la prise en compte des effets de surface donne des indications seulement sur la capacité de stockage. En effets, l'interprétation des données gravimétriques en termes de propriétés hydrogéologiques ne peut être faite de façon simple sans engendrer d'importantes approximations. L'intégration des effets de surface est nécessaire pour connaître les propriétés de stockage et de transfert du site d'étude. Ces effets sont donc souvent considérés comme source d'erreurs et l'on cherche à les minimiser. Néanmoins, les effets de site nous ont servi à révéler le caractère homogène du stockage de l'eau sur le Durzon mais aussi le caractère hétérogène de ses propriétés de transfert. Lorsque l'on corrige la chronique de g des effets de site on retrouve le terme de stockage seul. On obtient des variations de g similaires aux trois sites. La modélisation hydrogéologique des chroniques de g permet de révéler les caractéristiques de transfert de l'eau. On trouve des temps caractéristiques de transfert différents d'un site à l'autre ce qui démontre le caractère hétérogène du transfert de l'eau sur le Durzon. Les effets de site sont donc utiles à la discrimination du terme de stockage par rapport au terme de transfert de l'eau. De plus, l'impact variable des effets de site avec la profondeur permet de différencier les propriétés hydrogéologiques du sol et celles de la partie épikarstique. Toutefois, la faible périodicité de mesure empêche de modéliser les transferts rapides propres à chaque site car ils évoluent trop vite pour pouvoir être visibles sur la donnée observée.

De par son caractère intégrateur, la gravimétrie prend en compte les variations de quantité d'eau de toutes les entités karstiques (zone non saturée et saturée). Sur des mesures en surface il est difficile d'attribuer ces variations de gravité à différentes couches sans appliquer un modèle et donc sans engendrer d'incertitudes. La méthode de mesure en surface et profondeur du karst (S2D) nous a permis de suivre les variations biannuelles du contenu en eau sur la partie superficielle de la zone non saturée. Elle apporte ainsi de nombreuses informations sur les capacités de stockage de cette partie du karst. Le comportement capacitif de l'épikarst apparaît très clairement. Le comportement transmissif est partiellement déduit mais ne peut

faire l'objet d'une interprétation directe en l'absence de mesures gravimétriques rapprochées dans le temps. Ainsi, seules les propriétés de stockage peuvent être appréhendées par cette technique.

La mesure gravimétrique S2D effectuée à différentes profondeurs d'un même site karstique permet de mettre en évidence la profondeur de stockage de l'eau comme au site BESS ou au LSBB. La distribution du stockage peut ainsi être déduite de modèles gravimétriques couplés à une interprétation géologique et géomorphologique du site du LSBB.

Toutefois, l'accès relativement difficile des sites de mesures rend difficile la répétition de celles-ci plus de deux fois par an sur les trois sites. Ainsi cette technique permet seulement d'appréhender les propriétés de stockage saisonnier de la zone non saturée. En pratique il n'est pas possible d'enregistrer les variations de stock rapides.

En plus des mesures relatives au stockage transitoire de l'eau, la mesure différentielle entre la surface et la profondeur permet d'obtenir les propriétés physiques moyennes de densité et de porosité. Les valeurs estimées sont représentatives d'un volume compris dans la zone de mesure (~5 h) et intègrent ainsi tous les types de porosité présents dans les karsts (matrice saine, porosité de fractures, matrice altérée et fantomisée, vides macroscopiques). En cela, les mesures de gravité représentent un moyen privilégié pour l'obtention d'une porosité moyenne sur la tranche supérieure du karst.

Les zones non saturées des systèmes karstiques, de par leur forte hétérogénéité structurale, ne sont pas propices à une instrumentation extensive par des moyens de l'hydrologie classique. Les mesures gravimétriques de précision sont par contre un moyen approprié pour l'étude des variations de stocks d'eau dans un système karstique. Les expériences en surface et en S2D apportent des informations directes sur les variations du stock d'eau dans les horizons non saturés des systèmes karstiques. Sur de tels systèmes, la gravimétrie peut jouer un rôle déterminant pour la quantification et le suivi des variations de stock d'eau, notamment dans la zone non saturée.

2 Apport et limites des mesures de flux en ZNS

Le flux d'eau au travers de la zone non saturée peut parfois être mesuré de façon directe si des écoulements sont accessibles. C'est ce que nous avons fait sur trois sites du système karstique du Durzon. Ces observations directes du flux dans la ZNS nous ont permis d'en déduire des comportements caractéristiques. Au contraire de la méthode gravimétrique mise en œuvre, cette méthodologie de mesure en continue apporte de nombreuses informations sur le comportement transmissif de la zone non saturée. Malgré le caractère local et fortuit de l'observation du flux d'eau en ZNS, des caractéristiques communes aux trois sites de mesure ont été mises en évidence.

La modélisation du débit à BEAU montre qu'il n'est pas possible de simuler le débit en ZNS avec des modèles simples et conçus pour modéliser le débit des sources. Ainsi, la complexité du flux en ZNS n'est pas retranscrite dans les données de débit en exutoire. On peut donc supposer que la caractérisation des processus de transferts propres à la zone non saturée ne peut pas se faire par l'analyse des débits à la source. L'étude des processus de transfert de la

zone non saturée des systèmes karstiques nécessite plusieurs mesures directes des flux dans des cavités naturelles ou anthropiques.

D'autre part, il faut remarquer le caractère spécifique de nos mesures de flux. En effet, celles-ci ont été effectuées dans des cavités ouvertes et représentent donc le fonctionnement du flux d'eau en présence d'un vide macroscopique. Est-il légitime d'extrapoler ces interprétations à l'encaissant entier ? Par exemple, Wang et al. (1999) ont montré que la présence d'un vide modifiait le comportement des flux. Comme il paraît difficile de savoir dans quelle proportion la présence d'un vide macroscopique affecte un flux d'eau, il sera délicat d'extrapoler nos interprétations au flux n'interceptant pas de cavité sur son cheminement. Toutefois, lorsque l'on compare les résultats gravimétriques de BEAU (la gravimétrie intègre des volumes non compris par la cavité) avec ceux du flux, ils vont dans le même sens. Il semble donc que la présence d'un vide ne modifie pas drastiquement les propriétés du flux en ZNS pour ce site.

3 Propriétés hydrogéologiques de la zone non saturée

Comme décrit en introduction de ce manuscrit, la zone non saturée a été notre unique objet d'étude. Le fonctionnement propre à cette entité karstique a été étudié. Nous détaillons maintenant les résultats obtenus durant cette étude sur le fonctionnement de la zone non saturée des karsts.

3.1. Propriétés de stockage de la zone non saturée

La zone non saturée joue un rôle important dans le stockage saisonnier de l'eau. Ceci a été mis en évidence par les expériences de gravimétrie différentielle effectuées sur plusieurs systèmes karstiques. De plus, sur certains sites comme celui de BESS, le stockage saisonnier de l'eau se produit dans l'épikarst uniquement. Ce fort potentiel de stockage peut être attribué à la forte porosité calculée dans les dix premiers mètres d'épaisseur. Néanmoins, ce constat ne peut sans doute pas être extrapolé à tous les sites karstiques. Ainsi, au LSBB, le stockage saisonnier de l'eau semble être plus homogène sur la zone non saturée en raison de faciès propices à ce stockage.

Sur le système karstique du Durzon, les propriétés de stockage sont déterminées à partir de la correction des effets de sites. Les trois sites de mesure gravimétrique sont répartis sur le bassin d'alimentation. On montre que les variations du stock d'eau de la zone non saturée sont similaires sur ce bassin. Ainsi, les différences de karstification en relation avec la distance par rapport à la source ne semblent pas jouer un rôle dans le stockage de l'eau au sein de la ZNS, contrairement à ce qui a pu être proposé par Jacob et al. (2008). Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'affirmer que cette conclusion s'étend à la totalité des systèmes karstiques. Il est vraisemblable en tout cas que, les variabilités lithologiques et morphologiques peuvent induire des variations du stockage dans la ZNS.

Les propriétés de stockage de la zone non saturée sont différentes d'une lithologie à une autre. Ainsi, les zones non saturées dans les karsts dolomitiques semblent avoir une capacité de stockage plus importante que celles associées à des formations calcaires. Dans la dolomie du site BEAU, le stockage saisonnier en zone non saturée correspond à environ 80% du flux

d'eau entrant. Pour les calcaires des sites SEOU et BESS, il est estimé à environ 30% du flux entrant. Ainsi, on comprend mieux le rôle de la zone non saturée pour le soutien en eau à la source en période d'étiage. Cette entité permettrait de maintenir un débit raisonnable au niveau des exutoires durant les périodes de sécheresse par exemple. On peut aussi se demander si le potentiel des aquifères riches en formations dolomitiques ne serait pas supérieur à celui des zones purement calcaires. Quoiqu'il en soit, les quantités d'eaux stockées dans l'épikarst pourraient représenter une part importante de l'eau mobilisable au sein d'un système karstique. Il semble donc primordial de ne pas négliger cette entité dans le potentiel de stockage et de restitution d'un karst.

3.2. Propriétés transmissives de la zone non saturée

L'observation des chroniques de débit montre des similitudes dans les processus de transfert d'eau malgré des évolutions parfois très différentes. De ces observations, nous pouvons en déduire le fonctionnement du transfert de l'eau en domaine karstique :

- Un flux bimodal (lent et rapide) présent en un même site
- Un flux contraint par le taux de saturation de l'encaissant et notamment un taux de saturation minimum pour démarrer le flux.
- Un fonctionnement transmissif des fractures mais aussi de la matrice
- Une diffusion du flux dans le milieu produisant un déphasage

Il semblerait que ces caractéristiques soient propres au flux d'eau en zone non saturée des systèmes karstiques et ne semblent pas être influencées par l'hétérogénéité structurale du karst. De même, il semblerait que les fractures, en fonction de leurs morphologies (ouvertes, fermées, colmatées, ...) entraînent des flux aux comportements différents.

Les données recueillies et les résultats de la modélisation montrent que le flux rapide n'est qu'anecdotique en ce qui concerne le volume d'eau en transit. En effet, c'est le flux lent qui contribue dans la quasi-totalité du temps de mesure au volume écoulé.

Au vu des trois sites échantillonnés, le flux en ZNS apparaît à la fois complexe et variable. La structuration de l'épikarst ainsi que la variabilité de saturation de l'encaissant induisent cette complexité et jouent donc un rôle prépondérant dans le comportement du flux dans la ZNS.

4 Perspectives

Au cours de ce travail, la gravimétrie et la mesure de flux en ZNS ont permis de mieux définir les processus de stockage et de transfert de l'eau en zone non saturée. De nombreuses zones d'ombre demeurent toutefois. Dans le cadre de l'étude de la zone non saturée, les points sur lesquels des efforts pourraient être portés sont les suivants :

-L'évapotranspiration réelle, déterminée dans ce manuscrit de façon empirique, pourrait faire l'objet de mesures directes, diminuant ainsi l'incertitude sur ces paramètres. Dans l'optique d'éliminer cette source d'erreurs, l'installation d'une tour de flux a été faite sur le site de l'observatoire du Larzac. Les mesures devraient être traitées prochainement.

-Dans le cadre de l'observatoire du Larzac, des mesures de gravité en continu par un gravimètre supraconducteur ont débuté au printemps 2011. Les phénomènes rapides pourront

ainsi être mesurés par la gravimétrie. Elles permettront aussi de mieux comprendre l'influence des effets de sites sur la gravimétrie et aussi de contraindre la paramétrisation d'un modèle de diffusion continue de l'eau au travers des premiers mètres sous la surface (sol et épikarst).

-D'un point de vue du comportement de stockage de la zone non saturée, il serait intéressant de réaliser une cartographie du stockage saisonnier en ZNS sur un système karstique. Des mesures gravimétriques S2D pourraient être effectuées dans un maximum de cavités afin de déterminer les hétérogénéités possibles du stockage en ZNS sur un karst.

-Afin de valider notre interprétation du stockage en ZNS en fonction de la lithologie, un plus grand nombre de sites de mesure sont nécessaires. Il serait utile de mesurer les variations gravimétriques S2D sur d'autres systèmes karstiques de climat similaire dans un premier temps puis d'élargir les investigations à des systèmes karstiques associés à des climats plus arides ou au contraire plus humides.

-Le couplage de mesures absolues et S2D comme effectuées au LSBB mériterait d'être étendu à d'autres systèmes karstiques afin d'avoir une meilleure vision de la répartition du stockage saisonnier dans un karst.

-Les mesures de flux ont été effectuées sur un seul système karstique dolomitique. Il serait intéressant de vérifier le comportement du flux en ZNS sur des karsts calcaires et de les comparer à ceux mesurés en karst dolomitique. De même, des mesures de flux souterrain dans le Sud du système du Durzon permettraient d'obtenir des informations spatialisées sur le transfert de l'eau dans la ZNS.

-Des mesures de flux de la ZNS couplée à des mesures de température de ce flux pourraient donner des informations intéressantes quant au temps de séjour de l'eau écoulée et ses variabilités temporelles.

-La comparaison de mesure de flux en ZNS et de flux saturés dans les cavités (rivières souterraines) pourrait être intéressante au niveau de la compréhension de la complexité du flux ZNS par rapport au débit aux sources. Par ces mesures, on tenterait de comprendre à quel moment se moyenne le comportement du flux de la ZNS et donc devient moins complexe. Ce phénomène se produit-il au cours du transfert de la ZNS basse ou est-il lié au mélange de l'eau provenant de la zone saturée et non saturée dans la zone saturée ?

-Un modèle distribué mériterait d'être appliqué aux mesures de flux souterrains pour déterminer les propriétés physiques du transfert de l'eau dans cette partie du karst.

-Une analyse plus poussée et une modélisation temporelle des effets de corrélation avec la pression atmosphérique est souhaitable. Des tests en laboratoire (perméabilité à l'air des sols, ...) mais aussi in situ sont nécessaires afin de comprendre ce phénomène très particulier, et non généralisable spatialement et temporellement.

Enfin, le contexte géologique et géomorphologie devraient être mis en avant, dans le futur, afin d'avoir une idée de la structure fine des zones étudiées et pour pouvoir mieux comprendre les variabilités du stockage et transfert de l'eau en son sein. Les mesures conjointes de gravimétrie et d'imagerie géophysique permettraient d'en connaître un peu plus sur la structure et sur le fonctionnement de stockage de chacun des sites de mesures. De même, une étude naturaliste des sites de mesure permettrait en a priori de supposer une structure.

10. Bibliographie

- Al-fares, W., 2002. *Caractérisation des milieux aquifères karstiques et fracturés par différentes méthodes géophysiques*, Université Montpellier II: 236.
- Al-fares, W., M. Bakalowicz, R. Guérin&M. Dukhan, 2002. "Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar." *Journal of Applied Geophysics* 51: 97-106.
- Alabouvette, B., 1988. *Notice de la Carte géologique du Caylar*, BRGM.
- Allen, G. A., L. S. Pereira, D. Raes&M. Smith, 1998. *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. Rome, FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Amalvict, M., J. Hinderer, J. Makinen, S. Rosat&Y. Rogister, 2004. "Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to crustal deformation and hydrology." *Journal of Geodynamics* 38(3-5): 343-353.
- Andersen, O.&J. Hinderer, 2005. "Global inter-annual gravity changes from GRACE; early results " *Geophysical Research Letters* 32(1): 4 pp.
- Aquilina, L., B. Ladouche&N. Dörfliger, 2005. "Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters." *Applied Geochemistry* 20.
- Aquilina, L., B. Ladouche&N. Dörfliger, 2006. "Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods." *Journal of Hydrology* 327: 472-485.
- Arbel, Y., N. Greenbaum, J. Lange&M. Inbar, 2010. "Infiltration processes and flow rates in developed karst vadose zone using tracers in cave drips." *Earth Surface Processes and Landforms* 35(14): 1682-1693.
- Baedke, S. J.&N. C. Krothe, 2001. "Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis." *Water Resources Research* 37(1): 13-19.
- Bakalowicz, M., 1999. *Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3*. Lyon, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse.
- Bakalowicz, M., 2005. "Karst groundwater: a challenge for new resources." *Hydrogeology Journal* 13(1): 148-160.
- Barett, M. E.&R. J. Charbeneau, 1997. "A parsimonious model for simulating flow in a karst aquifer." *J. of Hydrology* 196(1-4): 47-65.
- Batiot, C., C. Emblanch&B. Blavoux, 2003. "Carbone Organique Total (COT) et Magnésium (Mg²⁺) : deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique." *C. R. Geoscience* 335: 205-214.
- Beilin, J., 2006. *Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français*, Institut Géographique National.
- Bettinelli, P., J.-P. Avouac, M. Flouzat, L. Bollinger, G. Ramillien, S. Rajaure&S. Sapkota, 2008. "Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology." *Earth and Planetary Science Letters* 266(3-4): 332-344.
- Blavoux, B.&J. Mudry, 1983. "Séparation des composantes de l'écoulement d'une exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques." *Hydrogéologie - Géologie de l'ingénieur* 4: 269 - 278.
- Boinet, N., 1999. "Exploitation de la fracturation d'un massif par la karstification : exemple de Causse de l'Hortus (Hérault, France)." *Geodinamica Acta* 12(3-4): 237-247.
- Boinet, N., 2002. *Inventaire spéléologique du Causse de l'Hortus-Tome 4*.

- Bonin, H., 1980. *Contribution à la connaissance des réservoirs aquifères karstique. Un exemple : le Causse de l'Hortus. Un site expérimental : la source du Lamalou, Université Montpellier 2.*
- Bonnet, M., A. Lallemand-Barres, D. Thiery, H. Bonin & H. Paloc, 1980. *Etude des mécanismes de l'alimentation d'un massif karstique à travers la zone non saturée. Application au massif de l'Hortus. S. g. N.-S. H. Rapport du BRGM.*
- Bonvalot, S., M. Diament & G. Gabalda, 1998. "Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones." *Geophysical Journal International* 135(2): 470-494.
- Bonvalot, S., D. Remy, C. Deplus, M. Diament & G. Gabalda, 2008. "Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from microgravity monitoring." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 113(B5).
- Boucher, M., 2007. *Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique.* ISTO Orléans. Orléans, Université d'Orléans.
- Boucher, M., N. Mazzilli, A. Legchenko, K. Chalikakis & H. Jourde, 2011. *Suivi des variations spatiales et temporelles du stock d'eau dans la zone non saturée du bassin versant karstique du Durzon (LARZAC, HERAULT-AVEYRON) par la methode RMP.*
- Boussinesq, J., 1904. "Recherche théorétiques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources." *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées* 10: 5-78.
- Bower, D. R. & N. Courtier, 1998. "Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian absolute gravity site." *Physics of the Earth and Planetary Interior* 106: 353-369.
- Boy, J. P., J. Hinderer & C. de Linage, 2012. "Retrieval of Large-Scale Hydrological Signals in Africa from GRACE Time-Variable Gravity Fields." *Pure and applied Geophysics* 169(8): 1373-1390.
- Boy, J. P., J. Hinderer & P. Gegout, 1998. "Global atmospheric loading and gravity." *Physics of the Earth and Planetary Interior* 109: 161-177.
- Boy, J. P., Hinderer, J., 2006. "Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data." *Journal of Geodynamics* 41: 227-233.
- Bruxelles, L., 2001a. *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causes de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement.* Aix-en-Provence, Université de Provence. Ph.D: 266.
- Bruxelles, L., 2001b. "Reconstitution morphologique du Causse du Larzac (Larzac central, Aveyron, France) Rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique." *Karstologia* 38: 25-40.
- Bruxelles, L. & A. Caubel, 1996. "Lacs temporaires et circulations de surface sur le causse de l'Hospitalet du Larzac (12) en 1996 : fonctionnement et implications géomorphologiques." *Bull. de la Soc. Languedocienne de Géographie* 3-4: 253-288.
- Budetta, G. & D. Carbone, 1997. "Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity; results of field trials on Mt. Etna, Sicily." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 76(3-4): pp. 199-214.
- Cambiotti, G. & R. Sabadini, 2012. "A source model for the great 2011 Tohoku earthquake (M-w=9.1) from inversion of GRACE gravity data." *Earth and Planetary Science Letters* 335: 72-79.
- Celaya, M. A., J. M. Wahr & F. O. Bryan, 1999. "Climate-driven polar motion." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 104(B6): 12813-12829.

- Chapman, M. E., 1979. "Techniques for interpretation of geoid anomalies." *Journal of Geophysical Research* 84(8).
- Chevalier, J., 1988. *Hydrodynamique de la zone non saturée d'un aquifère karstique : Etude expérimentale. Site du Lamalou-Languedoc, Université Montpellier 2*: 195p.
- Christiansen, L., S. Lund, O. B. Andersen, P. J. Binning, D. Rosbjerg&P. Bauer-Gottwein, 2011. "Measuring gravity change caused by water storage variations: Performance assessment under controlled conditions." *Journal of Hydrology* 402(1-2): 60-70.
- Civiate, M.&F. Mandel, 2008. *La mesure de hauteurs de précipitations - Fiche descriptive sur les instruments de mesure météorologique -Version 1.0. Météo-France.*
- Contractor, D. N.&J. W. Jenson, 2000. "Simulated effect of vadose infiltration on water levels in the Northern Guam Lens Aquifer." *Journal of Hydrology* 229(3-4): 232-254.
- Couturaud, A., 1993. *Hydrogéologie de la partie occidentale du système karstique de Vaucluse. Avignon, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.*
- Creutzfeldt, B., A. Guntner, T. Klugel&H. Wziontek, 2008. "Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzell, Germany." *Geophysics* 73(6): WA95-WA104.
- Creutzfeldt, B., A. Guntner, S. Vorogushyn&B. Merz, 2010a. "The benefits of gravimeter observations for modelling water storage changes at the field scale." *Hydrology and Earth Sys. Sci.* 14 (9): 1715-1730.
- Creutzfeldt, B., A. Guntner, H. Wziontek&B. Merz, 2010b. "Reducing local hydrology from high-precision gravity measurements : a lysimeter-based approach." *Geophysical Journal International* 183: 178-187.
- Crossley, D., O. G. Jensen&J. Hinderer, 1995. "EFFECTIVE BAROMETRIC ADMITTANCE AND GRAVITY RESIDUALS." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 90(3-4): 221-241.
- Dages, C., M. Voltz&P. Ackerer, 2008. "Parameterization and evaluation of a three-dimensional modelling approach to water table recharge from seepage losses in a ditch." *Journal of Hydrology* 348(3-4): 350-362.
- Davis, K., Y. Li&M. Batzle, 2008. "Time-lapse gravity monitoring: A systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery." *Geophysics* 73(6).
- Debeglia, N., A. Bitri&P. Thierry, 2006. "Karst investigations using microgravity and MASW; application to Orleans, France." *Near Surface Geophysics* 4(4): 215-225.
- Debeglia, N.&F. Dupont, 2002. "Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations." *Journal of Applied Geophysics* 50(4): pp. 435-454.
- Deville, S., T. Jacob, J. Chery&C. Champollion, 2012. "On the impact of topography and building mask on time varying gravity due to local hydrology " *Geophysical Journal International* In press.
- Dewandel, B., P. Lachassagne, M. Bakalowicz, P. Weng&A. Al-Malki, 2003. "Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer." *Journal of Hydrology* 274(1-4): 248-269.
- Douchet, M., 1995. *Info Plongée*. 68.
- Droque, C., 1974. "Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux en forage. (Structure of certain karst aquifers from drilling data)." *Comptes-Rendus - Académie des Sciences Paris* 278: pp. 2621-2624.
- Durand, V., 1992. *Structure d'un massif karstique. Relations entre déformations et facteurs hydrométéorologiques, Causse de l'Hortus - sites des sources du Lamalou (Hérault) Université Montpellier II. Ph.D. Thesis.*
- Eisenlohr, L., L. Kiraly, M. Bouzelboudjen&Y. Rossier, 1997. "Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs." *Journal of Hydrology* 193(1-4): 306-315.

- Ekman, M.&J. Mäkinen, 1996. "Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia." *Geophysical Journal International* 126: 229-234.
- Emblanch, C., 1997. *Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne*, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse: 198.
- Emblanch, C., J. M. Puig, G. M. Zuppi, J. Mudry&B. Blavoux, 1999. "Particular behaviour of Karst aquifer during high discharge period: Existence of double fracturation and/or deep circulation. Example from the Fontaine de Vaucluse." *Eclogae Geologicae Helvetiae* 92(2): 251-257.
- Emblanch, C., C. Zuppi, J. Mudry, B. Blavoux&C. Batiot, 2003. "Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France)." *Journal of Hydrology* 279(1-4): 262-274.
- Eubanks, T. M., J. A. Steppe&J. O. Dickey, 1988. "THE ATMOSPHERIC EXCITATION OF RAPID POLAR MOTIONS." *Iau Symposia*(128): 365-371.
- Farrell, W. E., 1972. "Deformation of the Earth by surface loads." *Reviews of Geophysics and Space Physics* 10(3): 761-797.
- Fernandez-Cortes, A., J. M. Calaforra, F. Sanchez-Martos&J. Gisbert, 2007. "Stalactite drip rate variations controlled by air pressure changes: an example of non-linear infiltration processes in the 'Cueva del Agua' (Spain)." *Hydrological Processes* 21(7): 920-930.
- Finsterle, S., 2006. "Using the continuum approach to model unsaturated flow in fractured rock." *Water Resources Research* 36(8): 2055-2066.
- Fleury, P., M. Bakalowicz&M. Becker, 2007a. "Characterising a karst system with a submarine spring: the example of La Mortola (Italy)." *Comptes Rendus - Academie des sciences. Geoscience* 339(6): pp. 407-417, doi:410.1016/j.crte.2007.1004.1004
- Fleury, P., B. Ladouche, Y. Conroux, H. Jourde&N. Dorfliger, 2009. "Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management - The Lez spring." *Journal of Hydrology* 365(3-4): 235-243.
- Fleury, P., V. Plagnes&M. Bakalowicz, 2007b. "Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France)." *J. of Hydrology* 345(1-2): 38-49.
- Florsch, N.&M. Llubes, 2002. "Geodetic impact of aquifer on regional gravity survey." *EGS General Assembly EGS02-A-05536*.
- Flury, J., T. Peter, L. Schmeer, L. Timmen, H. Wilmes&R. Falk, 2006. *Precision gravimetry in the new zugspitze gravity meter calibration system. 1st International Symposium of the International Gravity Field Service Gravity Field of the Earth. Istanbul, Turkey.*
- Forkasiewicz, J.&H. Paloc, 1967. "Le régime de tarissement de la Foux-de-la-Vis. Etude préliminaire." *Chronique d'Hydrogéologie, BRGM* 3(10): 61-73.
- Francis, O., Van Camp, M., van Dam, T., Warnant, R., Hendrickx, M., 2004. "Indication of the uplift of the Ardenne in long-term gravity variations in Membach, Belgium." *Geophysical Journal International* 158(346-352).
- Friederich, H.&P. L. Smart, 1982. *Die tracer studies of the unsaturated-zone recharge of the Carbonifereous Limestone aquifer of the Mendip Hills, England. Proceedings of the University of Bristol Speleological Society.*
- Gaffet, S., Y. Guglielmi, J. Virieux, G. Waysand, A. Chwala, R. Stolz, C. Emblanch, M. Auguste, D. Boyer&A. Cavaillou, 2003. "Simultaneous seismic and magnetic measurements in the Low-Noise Underground Laboratory (LSBB) of Rustrel, France, during the 2001 January 26 Indian earthquake." *Geophysical Journal International* 155(3): 981-990.

- Garry, B., 2007. *Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse.*, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse: 218.
- Gehman, C. L., D. L. Harry, W. E. Sanford, J. D. Stednick & N. A. Beckman, 2009. "Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys." *Water Resources Research* 45: 16.
- Genty, D. & G. Deflandre, 1998. "Drip flow variations under a stalactite of the Pere Noel cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints." *Journal of Hydrology* 211(1-4): 208-232.
- Gerbaux, G., 2009. *Impact de la fracturation et de la karstification sur la dynamique des eaux souterraines dans le Larzac. Stage de fin d'étude Master 2.* Université Montpellier 2.
- Groves, C., C. Bolster & J. Meiman, 2005. *Spatial and temporal variations in epikarst storage and flow in south central Kentucky's Pennyroyal Plateau Sinkhole Plain.* U. G. S. I. Report. 2005-5160: 64-73.
- Hackney, R., 2001. *A gravity-based study of the Pilbara-Yilgarn Proterozoic Continental Collision Zone,* University of Perth.
- Harnisch, G. & M. Harnisch, 2006. "Hydrological influences in long gravimetric data series." *Journal of Geodynamics* 41: 276-287.
- Hasan, S., P. A. Troch, P. W. Bogaart & C. Kroner, 2008. "Evaluating catchment-scale hydrological modeling by means of terrestrial gravity observations." *Water Resources Research* 44(8): 11.
- Hoechner, A., S. V. Sobolev, I. Einarsson & R. Wang, 2011. "Investigation on afterslip and steady state and transient rheology based on postseismic deformation and geoid change caused by the Sumatra 2004 earthquake." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12.
- Hokkanen, T., K. Korhonen & H. Virtanen, 2006. "Hydrogeological effects on superconducting gravimeter measurements at Metsahovi in Finland " *Journal of environmental and engineering geophysics* 11(4): 261-267.
- Hu, C., Y. Hao, T. J. Yeh, B. Pang & Z. Wu, 2008. "Simulation of spring flows from a karst aquifer with an artificial neural network." *Hydrological Processes* 22: 596-604.
- Hussain, A., G. Walach & F. Weber, 1981. "Underground gravity survey in Alpine regions." *Geophysical Prospecting* 29(3): pp. 407-425.
- Hwang, C., C. G. Wang & L.-H. Lee, 2002. "Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints." *Computers & Geosciences* 28(9): pp. 1005-1015.
- Imanishi, Y., K. Kokubo & H. Tatehata, 2006. "Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan." *Journal of Geodynamics* 41: 221-226.
- Jacob, T., 2009. *Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrogéologie karstique.* Geosciences Montpellier. Montpellier, Université des Sciences et Technologies.
- Jacob, T., R. Bayer, J. Chery, H. Jourde, N. Le Moigne, J. P. Boy, J. Hinderer, B. Luck & P. Brunet, 2008. "Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France)." *J. of Hydrology* 359(1-2): 105-117, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.1006.1020.
- Jacob, T., R. Bayer, J. Chery & N. Le Moigne, 2010a. "Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 115.
- Jacob, T., J. Chery, R. Bayer, N. Le Moigne, J. P. Boy, P. Vernant & F. Boudin, 2009. "Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant

- role of the epikarst as a water storage entity." *Geophys. J. International* 177: 347-360
doi: 310.1111/j.1365-1246X.2009.04118.x.
- Jacob, T., J. Chery, F. Boudin & R. Bayer, 2010b. "Monitoring deformation from hydrologic processes in a karst aquifer using long-baseline tiltmeters." *Water Resources Research* 46(W09542).
- Jousset, P., S. Dwipa, F. Beauducel, T. Duquesnoy & M. Diament, 2000. "Temporal gravity at Merapi during the 1993-1995 crisis; an insight into the dynamical behaviour of volcanoes." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100(1-4): pp. 289-320.
- Jukic, D. & V. Denic-Jukic, 2006. "Nonlinear kernel functions for karst aquifers." *Journal of Hydrology* 328(1-2): 360-374.
- Jukic, D. & V. Denic-Jukic, 2009. "Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model." *Journal of Hydrology* 373(3-4): 302-315.
- Kasameyer, P. & J. Hearst, 1988. "Borehole gravity measurements in the Salton Sea scientific drilling project." *Journal of Geophysical Research* 93(B11): 13037-13045.
- Kazama, T., Y. Tamura, K. Asary, S. Manabe & S. Okubo, 2012. "Gravity changes associated with variations in local land-water distributions: Observations and hydrological modeling at Isawa Fan, northern Japan." *Earth and planets and space* 64(4).
- Kiraly, L., 1969. "Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés." *Eclologiae Geologica Helvetiae* 62(28): 613-619.
- Kiraly, L., 2003. "Karstification and Groundwater Flow." *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers* 1: 26.
- Klimchouk, A., 2004. "Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution." *Proc. of the symposium held October 1 through 4, 2003 Sheperdstown, West Virginia, USA. Karst Water Institute special publication, Epikarst* 9(1): 23-25.
- Kovacs, A., P. Perrochet, L. Kiraly & P. Y. Jeannin, 2005. "A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis." *Journal of Hydrology* 303(1-4): 152-164.
- Krause, P., M. Naujoks, M. Fink & C. Kroner, 2009. "The impact of soil moisture changes on gravity residuals obtained with a superconducting gravimeter." *Journal of Hydrology* 373: 151-163.
- Kresic, N., 2007. *Hydrogeology and groundwater*.
- Kroner, C. & T. Jahr, 2006. "Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory." *Journal of Geodynamics* 41: 268-275.
- Labat, D., R. Ababou & A. Mangin, 2000. "Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses." *Journal of Hydrology* 238(3-4): 123-148.
- LaFehr, T. R., 1983. "Rock density from borehole gravity surveys." *Geophysics* 48(3): 341-356.
- Lambert, A. & C. Beaumont, 1977. "Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements; implications for the gravitational detection of tectonic movements." *Journal of Geophysical Research* 82: 297-305.
- Lambert, A., N. Courtier & T. S. James, 2006. "Long-term monitoring by absolute gravimetry: Tides to postglacial rebound." *Journal of Geodynamics* 41: 307-317.
- Lampitelli, C. & O. Francis, 2010. "Hydrological effects on gravity and correlations between gravitational variations and level of the Alzette River at the station of Walferdange, Luxembourg." *Journal of Geodynamics* 49(1).
- Lan, S. C., T. T. Yu, C. Hwang & R. Kao, 2012. *Co-seismic Gravity Change of M-w 7.9 Wenchuan Earthquake and Pre-Seismic Gravity Anomaly Detection by Superconducting Gravimeter at Hsinchu, Taiwan, from April to June 2008*. Vii

- Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy*. N. Sneeuw, P. Novak, M. Crespi and F. Sanso. 137.
- Lange, J., Y. Arbel, T. Grodek & N. Greenbaum, 2010. "Water percolation process studies in a Mediterranean karst area." *Hydrological Processes* 24(13): 1866-1879.
- Lastennet, R., 1994. *Role de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques*. Avignon, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. Ph.D.: 239.
- Lastennet, R. & J. Mudry, 1997. "Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system." *Environmental Geology* 32(2): 114-123.
- Legchenko, A., J. M. Baltassat, A. Beauce & J. Bernard, 2002. "Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists." *Journal of Applied Geophysics*(50): pp. 21-46.
- Leirião, S., 2007. *Hydrological model calibration using ground-based and space-borne time lapse gravity surveys*. Technical University of Denmark.
- Longman, I. M., 1960. "THE INTERPOLATION OF EARTH-TIDE RECORDS." *Journal of Geophysical Research* 65(11): 3801-3803.
- Longuevergne, L., 2008. *Contribution à l'Hydrogéodésie*, Université Pierre et Marie Curie. Ph.D.: 300.
- Longuevergne, L., N. Florsch, F. Boudin, L. Oudin & C. Camerlynck, 2009. "Coupled mechanical and hydrological modeling of the deformation associated with natural fractures." *Geophysical Journal International* in press.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier & O. Francis, 2006. "Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004." *Ocean Dynamics* 56(5-6): 394-415.
- MacMillan, W. D., 1958. "Theoretical mechanics: The theory of the potential." Dovers publications Inc.
- Maillet, E., 1905. *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Paris, Hermann.
- Mäkinen, J. & S. Tattari, 1988. "Soil moisture and groundwater: two sources of gravity variations." *Bull. d'Inf. Marées Terr.* 63: 103-110.
- Mangin, A., 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, Université de Dijon. Ph.D. Thesis: 124.
- Marsaud, B., 1997. *Structure et Fonctionnement de la zone noyée des Karsts à partir des résultats expérimentaux*, Université Paris XI Orsay Ph.D. Thesis: 324 pp.
- Maufroy, E., S. Gaffet, Y. Guglielmi, S. Operto & D. Boyer, 2012. "Ground level-to-gallery seismic tomography: protocol estimation to characterize seismic signature of hectometric heterogeneities in a fractured-porous limestone." *Geophysical Journal International* revision.
- Mazzilli, N., H. Jourde, V. Guinot, V. Bailly-Comte & P. Fleury, 2011. *Hydrological modelling of a karst aquifer under active groundwater management using a parsimonious conceptual model*. 9th conference on limestone hydrogeology, Besançon, France.
- Mazzotti, S., A. Lambert, N. Courtier, L. Nikolaishen & H. Dragert, 2007. "Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data." *Geophysical Research Letters* 34(L15306): doi:10.1029/2007GL030283.
- McCulloh, T. H., 1965. "A confirmation by gravity measurements of an underground density profile on core densities." *Geophysics* 30: 1108-1132.
- Merlet, S., 2010. *Détermination absolue de g dans le cadre de l'expérience de la balance du watt*. OBSERVATOIRE DE PARIS LNE-SYRTE. Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- Merlet, S., A. Kopaev, M. Diament, G. Geneves, A. Landragin & F. Pereira Dos Santos, 2008. "Micro-gravity investigations for the LNE watt balance project." *Metrologia* 45: 265-274 doi: 210.1088/0026-1394/1045/1083/1002.

- METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC&USGS/EROS, 2009. *ASTER Global DEM validation - summary report: 28.*
- Monteith, J. L., 1965. *Evaporation and the environment, The state and movement of water in living organisms, XIXth symposium.* Swansea, Cambridge University Press.
- Munk, W. H.&G. MacDonald, 1960. *"The Rotation of the Earth : A Geophysical Discussion."* Cambridge University Press.
- Naujoks, M., C. Kroner, A. Weise, T. Jahr, P. Krause&S. Eisner, 2010a. *"Evaluating local hydrological modelling by temporal gravity observations and a gravimetric three-dimensional model."* *Geophysical Journal International* 182(1): 233-249.
- Naujoks, M., C. Kroner, A. Weise, T. Jahr, P. Krause&S. Eisner, 2010b. *"Evaluating local hydrological modelling by temporal gravity observations and gravimetric three-dimensional model."* *Geophysical Journal International* 182: 233-249.
- Naujoks, M., A. Weise, C. Kroner&T. Jahr, 2008. *"Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters."* *Journal of Geodesy* 82(9): 543-553.
- Neumeyer, J., F. Barthelmes, O. Dierks, F. Flechtner, M. Harnisch, G. Harnisch, J. Hinderer, Y. Imanishi, C. Kroner, B. Meurers, S. Petrovic, C. Reigber, R. Schmidt, P. Schwintzer, H.-P. Sun&H. Virtanen, 2006. *"Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models."* *Journal of Geodesy* 79: 573-585.
- Neumeyer, J., J. Hagedoorn, J. Leitloff&T. Schmidt, 2004. *"Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements."* *Journal of Geodynamics* 38: 437-450, doi:410.1016/j.jog.2004.1007.1006.
- Niebauer, T. M., G. S. Sasagawa, J. E. Faller, R. Hilt&F. Klopping, 1995. *"A new generation of absolute gravimeters."* *Metrologia* 32: 159-180.
- Okabe, 1979. *"Analytical expression for gravity anomalies due to homogeneous polyhedral bodies and translations into magnetic anomalies."* *Geophysics* 44(4): 730-741.
- Oudin, L., 2004. *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, ENGREF-CEMAGREF: 495.*
- Penman, H. L., 1948. *"Natural evaporation from open water, bare soil and grass."* *Proceedings of the Royal Society of London* 193: 120-145.
- Perrin, C., C. Michel&V. Andreassian, 2003a. *"Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation."* *Journal of Hydrology* 279(1-4): 275-289.
- Perrin, J., P. Jeannin&F. Zwahlen, 2003b. *"Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland."* *Journal of Hydrology* 279: 106-124.
- Pfeffer, J., M. Boucher, J. Hinderer, G. Favreau, J.-P. Boy, C. de Linage, B. Cappelaere, B. Luck, M. Oi&N. Le Moigne, 2011. *"Local and global hydrological contributions to time-variable gravity in Southwest Niger."* *Geophysical Journal International* 184(2): 661-672.
- Pinault, J. L., V. Plagnes, L. Aquilina&M. Bakalowicz, 2001. *"Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems; characterization of karst system functioning."* *Water Resources Research* 37: 2191-2204.
- Plagnes, V., 1997. *Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la chimie des eaux., University of Montpellier II, Document du BRGM n°294. Ph.D. Thesis, : 372.*
- Ponte, R. M.&A. H. Ali, 2002. *"Rapid ocean signals in polar motion and length of day."* *Geophysical Research Letters* 29(15).
- Pool, D. R., 2008. *"The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona."* *Geophysics* 73(6): WA49-WA59.

- Pool, D. R.&J. H. Eychaner, 1995. "Measurements of Aquifer-Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys." *Ground Water* 33(3): 425-432.
- Puig, J. M., 1987. *Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse*. Avignon, Faculté des Sciences d'Avignon: 208.
- Quinif, Y., 1999. "Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification." *Actes du colloque européen Karst-99*: 159-164.
- Réméniéras, G., 1986. *L'hydrologie de l'ingénieur*. Paris, EDF et Eyrolles ed.
- Ricard, J.&M. Bakalowicz, 1996. *Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional, Aveyron (France)*, BRGM: 94 pp.
- Richards, L. A., 1931. "Capillary conduction of liquids through porous mediums." *Physics-a Journal of General and Applied Physics* 1(1): 318-333.
- Rispoli, R., 1981. *Microtectonique et champ de contraintes dans les calcaires fins du Languedoc : exemple des Matelles et du Cirque de Navacelles*. Montpellier, Université Montpellier 2. PhD Thesis.
- Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann&D. Toll, 2004. "The Global Land Data Assimilation System." *Bulletin of the American Meteorological Society* 85(3): 381-394, doi: 310.1175/BAMS-1185-1173-1381.
- Rouch, R., 1986. "ON THE ECOLOGY OF SUBTERRANEAN WATERS IN THE KARST." *Stylogia* 2: 352-398.
- Sanz, E.&J. J. Lopez, 2000. "Infiltration measured by the drip of stalactites." *Ground Water* 38(2): 247-253.
- Schwiderski, E. W., 1980. "Ocean tides, II: A hydrodynamic interpolation model." *Marine Geodesy* 3: pp. 219-255.
- Scintrex limited, 2006. *CG5 Scintrex autograv system Operation Manual*. Concord, Ontario, Scintrex Limited.
- Seibert, J., 2005. *HBV light version 2, user's manual*. Uppsala, Uppsala University.
- Sheffels, B.&M. Nut, 1986. "Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Tranverse Ranges, California : evidence for intracontinental subduction." *Journal of Geophysical Research* 91: 6419-6431.
- Sheffer, N. A., M. Cohen, E. Morin, T. Grodek, A. Gimburg, E. Magal, H. Gvirtzman, M. Nied, D. Isele&A. Frumkin, 2011. "Integrated cave drip monitoring for epikarst recharge estimation in a dry Mediterranean area, Sif Cave, Israel." *Hydrological Processes* 25(18): 2837-2845.
- SIE Rhône-Méditerranée, e.-f. (2011). "Fiche de caractérisation des masses d'eau souterraine : Calcaires et marnes Causses et avant-Causses du Larzac sud, Campestre, Blandas, Séranne,.." from <http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/>.
- Steffen, H., O. Gitlein, H. Denker, J. Mueller&L. Timmen, 2009. "Present rate of uplift in Fennoscandia from GRACE and absolute gravimetry." *Tectonophysics* 474(1-2): 69-77.
- Steffen, H.&P. Wu, 2011. "Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia-A review of data and modeling." *Journal of Geodynamics* 52(3-4): 169-204.
- Styles, R., R. McGrath, E. Thomas&N. J. Cassidy, 2005. "The use of microgravity for cavity characterization in karstic terrains." *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38: 155-169.
- Takemoto, S., Y. Fukuda, T. Higashi, M. Abe, S. Ogasawara, S. Dwipa, D. S. Kusuma&A. Andan, 2002. "Effect of groundwater changes on SG observations in Kyoto and Bandung." *Bulletin d'Informations des Marees Terrestres*: 10839-10848.
- Tamura, Y., 1987. "A harmonic development of the tide generating potential." *Bull. d'Inf. Marées Terr.* 99.

- Tanaka, T., W. Salden, A. J. Martin, H. Saegusa, Y. Asai, Y. Fujita & H. Aoki, 2006. "Variations of absolute gravity accompanying earthquake-induced changes in subsurface pore water pressure at the Mizunami Underground Research Institute construction site, central Japan." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7.
- Timmen, L. & O. Gitlein, 2004. "The capacity of the Scintrex Autograv CG-3M no. 4492 gravimeter for "absolute-scale" surveys." *Revista Brasileira de Cartografia* 52(2).
- Torge, W., 1989. *Gravimetry*.
- Tritz, S., V. Guinot & H. Jourde, 2011. "Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model." *Journal of Hydrology* 397(3-4): 250-262.
- Turc, L., 1961. "Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle." *Annales Agronomiques* 12(1): 13-49.
- Vaillant, H., 1986. "An inherently linear electrostatic feedback method for gravity meters." *Journal of Geophysical Research* 91: 10463-10469.
- Valois, R., 2011. *Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques*. Sisyphé. Paris, Université Pierre et Marie Curie: 244.
- Van Camp, M., T. Camelbeek & O. Francis, 2002. "Crustal motions across the Ardenne and the Roer Graben (North-western Europe) using absolute gravity measurements." *Metrologia* 39: 503-508.
- Van Camp, M., L. Metivier, O. de Viron, B. Meurers & S. D. P. Williams, 2010. "Characterizing long-time scale hydrological effects on gravity for improved distinction of tectonic signals." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 115.
- Van Camp, M., P. Meus, Y. Quinif, O. Kaufman, M. Van Ruymbeke, M. Vandiepenbeeck & T. Camelbeek, 2006a. "Karst aquifer investigation using absolute gravity." *Eos Transactions* 87(30): pp. 298.
- Van Camp, M., M. Vanclooster, O. Crommen, T. Petermans, K. Verbeeck, B. Meurers, T. van Dam & A. Dassargues, 2006b. "Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations." *Journal of Geophysical Research* 111: B10403.
- Van Camp, M., S. D. P. Williams & O. Francis, 2005. "Uncertainty of absolute gravity measurements." *J. Geophys. Res.* 110.
- Viterbo, P. & A. C. M. Beljaars, 1995. "An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation." *J. Climate* 8: 2716-2748.
- Wagner, T., H. V. Gupta & S. Sorooshian, 2004. "Stochastic formulation of a conceptual hydrological model." *Hydrology : Science & Practice for the 21st Century* 1.
- Wahr, J. M., 1985. "DEFORMATION INDUCED BY POLAR MOTION." *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 90(NB11): 9363-9368.
- Wang, J. S. Y., R. C. Trautz, P. J. Cook, S. Finsterle, A. L. James & J. Birkholzer, 1999. "Field tests and model analyses of seepage into drift." *Journal of Contaminant Hydrology* 38(1-3): 323-347.
- Warrick, A. W., 2002. *Soil Physics Companion*, CRC Press, Boca Raton.
- Weise, A., C. Kroner, M. Abe, J. Ihde, G. Jentzsch, M. Naujoks, H. Wilmes & H. Wziontek, 2009. "Gravity field variations from superconducting gravimeters for GRACE validation." *Journal of Geodynamics* 48: 325-330.
- Wenzel, H.-G., 1996. "The Nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30." *Bulletin d'Informations des Marees Terrestres* 124: 9425-9439.
- Williams, P. W., 2008. "The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review." *International Journal of Speleology* 37(1): 1-10.

- Williams, S. D. P., T. F. Baker & G. Jeffries, 2001. "Absolute gravity measurements at UK tide gauges." *Geophysical Research Letters* 28(12): 2317-2320.
- Xu, J. Q., H. P. Sun & X. F. Yang, 2004. "A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network." *Journal of Geodesy* 78(3): 201-209.
- Zhang, Z., X. Chen, A. Ghadouani & S. Peng, 2011. "Modelling hydrological processes influenced by soil, rock and vegetation in a small karst basin of southwest China." *Hydrological Processes* 25: 2456-2470.

RESUME

Les aquifères karstiques constituent l'essentiel des ressources en eau du pourtour Méditerranéen. Au delà de la zone saturée de ces systèmes, la zone non saturée constitue une entité importante quant au transfert et au stockage temporaire de l'eau. La structure et le fonctionnement de cette entité du karst sont complexes et mal connus à cause du processus de karstification qui hiérarchise la circulation hydrodynamique en son sein. Dans cette étude nous utilisons des méthodes géodésiques et hydrogéologiques afin d'observer de façon directe et de quantifier les processus de transfert et de stockage de la zone non saturée. Les mesures gravimétriques en surface et profondeur sur différents systèmes karstiques ont permis de quantifier les variations du stockage en eau saisonnier dans la zone non saturée. La gravimétrie différentielle montre que ces variations sont réparties dans les quelques premiers mètres de la zone non saturée. Il semble, de plus, que la capacité de stockage de la zone non saturée soit fonction de la lithologie de l'encaissant (calcaire et dolomie). Enfin, des observations directes du flux d'eau en zone non saturée ont été effectuées par le biais de mesures dans différentes cavités. Nous montrons que certaines caractéristiques du flux d'eau en zone non saturée, comme la présence d'un flux bipolaire lent-rapide, peuvent être généralisées quel que soit la profondeur de mesure et la surface d'impluvium. La modélisation de ce flux, à partir d'un schéma simple, a montré la complexité des processus de transfert engendrés au sein de la zone non saturée.

ABSTRACT

Karst systems are the most important groundwater reservoirs in Mediterranean area. Beyond saturated zone, unsaturated zone constitute an entity where water storage and transfer play a major role in a global behavior of spring water. This structure and functioning are complex and not well known because of the high heterogeneity created and organized by groundwater flow. In this study, we used gravimetric and hydrogeologic method to directly observe and quantify water storage and transfer processes in unsaturated zone of karst system. Surface to depth gravity measurements on several karst system allow quantifying seasonal water storage changes in unsaturated zone. We show that these variations occur in the first tens meters of unsaturated zone. Furthermore, water storage capacity of unsaturated zone seems to be influenced by lithology (limestone or dolomite). Finally, direct observations of water flow in unsaturated zone are done using caves access. We show that some characteristics of unsaturated water flow such as bipolar slow-fast flow can be widespread for whatever depth of measurement and recharge area. Model of this flow, using a simple modeling scheme, show the complexity of water transfer processes in unsaturated zone of karst system.

DISCIPLINE : Sciences de la Terre

MOTS-CLES

Gravimétrie, karst, zone non saturée, flux d'eau, modèle hydrologique
Gravimetry, karst, unsaturated zone, water flow, hydrologic modeling

Laboratoire Géoscience Montpellier, UMR CNRS/UM2 5243
CC60, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon 34095 Montpellier cedex 5