



Facteurs d'échelle dans la hiérarchisation des écoulements au sein d'un aquifère karstique

Amélie Dausse

► To cite this version:

Amélie Dausse. Facteurs d'échelle dans la hiérarchisation des écoulements au sein d'un aquifère karstique : Analyse multi-échelles des propriétés hydrodynamiques et de transport de l'aquifère du Lez. Sciences de la Terre. Université de Montpellier, 2015. Français. NNT: . tel-01288332

HAL Id: tel-01288332

<https://theses.hal.science/tel-01288332>

Submitted on 14 Mar 2016

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - ShareAlike 4.0 International License

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par **l'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER**

Préparée au sein de l'école doctorale Systèmes Intégrés en
Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosiences,
Environnement (SIBAGHE)

Et de l'unité de recherche HydroSciences Montpellier (HSM)

Spécialité : **Eaux Continentales & Sociétés**

Présentée par **Amélie DAUSSE**

**Facteurs d'échelle dans la hiérarchisation des
écoulements au sein d'un aquifère karstique**

-
*Analyse multi-échelles des propriétés
hydrodynamiques et de transport de l'aquifère
du Lez*

Soutenue publiquement le 05/03/2015 devant le jury composé de

Dr. Nathalie DÖRFLIGER	Bureau Recherches Géologiques et Minières	Rapporteur
Dr. Pierre-Yves JEANNIN	Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie	Rapporteur
Dr. Jacques BODIN	Université de Poitiers	Examineur
Prof. Dr. Nico GOLDSCHIEDER	Karlsruhe Institute of Technology	Examineur
Dr. Christian LEDUC	Institut de Recherche pour le Développement	Examineur
Prof. Dr. Hervé JOURDE	Université de Montpellier - HSM	Directeur
Dr. Véronique LEONARDI	Université de Montpellier - HSM	Encadrante
Dr. Gérard MASSONNAT	Total Pau	Invité



Résumé

Les aquifères karstiques représentent une partie importante de la ressource en eau souterraine, dont dépend une grande partie de la population, notamment sur le pourtour méditerranéen. Ces aquifères, bien que fortement exploités, restent encore mal connus, notamment du fait de la difficulté à caractériser leur fonctionnement inhérent aux hétérogénéités des écoulements. Afin d'améliorer la connaissance de ces milieux, une caractérisation multi-échelles des propriétés hydrodynamiques et de transport a été réalisée sur l'aquifère karstique du Lez situé en région nord-montpelliéraine. L'étude porte à la fois sur i) l'identification des structures hydrogéologiques pertinentes et la variabilité spatiale et temporelle des propriétés hydrodynamiques du système, et ii) sur les propriétés de transport de solutés des hétérogénéités à différentes échelles. L'estimation des propriétés hydrodynamiques à plusieurs échelles d'investigation (forage, locale et régionale) a permis de discuter de l'importance des structures hydrogéologiques testées en fonction des méthodes utilisées pour l'estimation de paramètres. Ainsi l'augmentation des transmissivités en fonction de l'échelle d'investigation et la variabilité des emmagasinelements observée sont directement liées aux structures hydrogéologiques majeures et à la connectivité globale du système. Le recoupement des observations aux différentes échelles met en évidence l'importance de l'interface stratigraphique Berriasien-Jurassique qui joue un rôle prépondérant sur la connectivité du milieu, et constitue un lien structural et hydrodynamique majeur entre le réseau karstique à l'échelle locale (site expérimental du Terrieu) et celui à l'échelle régionale. L'étude du transfert de masse aux échelles locale et régionale renseigne les propriétés de transport du réseau de drainage principal entre les points d'injection et de restitution. Les traçages réalisés ont mis en évidence la canalisations des écoulements qui dépend de la géométrie des structures investiguées. Par ailleurs, une loi de puissance semble caractériser l'augmentation de la dispersivité en fonction de l'échelle d'investigation. L'ensemble de ces résultats fournit une meilleure connaissance des propriétés hydrodynamiques et hydrodispersives de ces milieux complexes à différentes échelles, base essentielle pour la modélisation de ce type d'aquifères.

Mots clés : karst, multi-échelles, propriétés hydrodynamiques, traçages, essais par pompage, diagraphies, interface stratigraphique, connectivité

Abstract

Karst aquifers represent an important groundwater resource, upon which a large portion of the population depends, particularly around the Mediterranean regions. Although heavily exploited, these aquifers remain poorly understood, particularly because of the difficulty to characterize their functioning due to flows heterogeneities. In order to improve knowledges of these systems, a multi-scale characterization of hydrodynamic and transport properties has been performed in the Lez karstic aquifer located in Northern Montpellier region. The study focuses on i) the identification of relevant hydrogeological structures and the spatial and temporal variabilities of hydrodynamic properties of the system, and ii) on transport properties of heterogeneities at different scales. The estimates hydrodynamic properties at several scales of investigation (borehole, local and regional) enabled to discuss the importance of the tested hydrogeological structures according to the used methods for parameter estimation. The increase of transmissivity with investigated scale and the variability of observed storativity are directly related to the major hydrogeological structures and overall system connectivity. Comparison of observations at different scales highlights the importance of the Jurassic-Berriasian stratigraphic interface which plays a main role on the connectivity of the system, and is a major structural and hydrodynamic link between karstic network at local (Terrieu Experimental Site) and regional scale. The study of mass transfer from local to regional scales gives informations about transport properties of the main drainage network between the injection and the recovery points. Tracer tests have shown flows channeling which depend of structures geometry. Moreover, a power law seems to fit the increasing of dispersivity with scale. All results provides a better knowledge of the hydrodynamic and hydrodispersives properties of these complex media at different scales, essential to model this kind of aquifers.

Keywords : karst, multiscale, hydrodynamic properties, tracer tests, pumping tests, logging, stratigraphic interface, connectivity

Remerciements

Ce travail de recherche est le fruit d'efforts collectifs, je tiens à remercier sincèrement toutes les personnes qui ont permis sa réalisation.

Ce projet n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien financier et matériel de différents organismes. Je remercie notamment l'École Doctorale SIBAGHE, le laboratoire HSM, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Véolia pour l'accès à la station de pompage et les données de piézométries sur le bassin d'alimentation Lez, ainsi que l'Agglomération de Montpellier, le Conseil Général de l'Hérault et l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse.

Je remercie particulièrement Hervé Jourde et Véronique Leonardi, pour la confiance et le temps qu'ils m'ont accordé durant les différentes étapes de ce travail. Hervé, j'ai apprécié ta perspicacité et ton dynamisme qui ont marqué la direction de ces travaux. Véronique, je te remercie pour ton investissement, pour avoir toujours pris le temps de m'expliquer les tenants et les aboutissants de chaque situation et pour tes qualités humaines d'écoute et de compréhension qui m'ont été précieuses pour avancer.

Un grand merci aux membres du jury pour l'attention et le temps qu'ils ont consacré à l'évaluation de ce travail ainsi que pour leurs remarques constructives qui ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Je suis reconnaissante envers de nombreuses personnes pour leur aide et leur partage de connaissances. Je remercie vivement l'équipe terrain du laboratoire : Pierre Marchand, Pascal Brunet, Frédéric Hernandez, Rémi Muller, Maurice Guilliod ainsi que les stagiaires de master (Hervé Chapuis, Charles Saitl et Simon Seguis) pour les coups de main indispensables sur le terrain notamment lors de l'installation du si "léger" dispositif de packer. Merci à Chrisitan Leduc, Nathalie Dörfliger, Gérard Lods et Claude Drogue pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail en y accordant de leurs temps lors des comités de thèse. Merci à Gérard Lods et Olivier Bour pour les discussions scientifiques et les conseils avisés. Merci à Michel Bakalowicz qui a toujours une oreille bienveillante et de

la biblio à partager au détour d'un couloir d'Hydrosciences.

J'adresse aussi toute ma gratitude à Eric Servat, pour son accueil et pour son dévouement au sein du laboratoire. Un grand merci à l'équipe administrative : Nicole Couesnon, Catherine Marchand, Bérangère Baldit pour leur efficacité et leur gentillesse.

J'en profite pour saluer toutes les personnes que j'ai eu la chance de côtoyer au laboratoire HSM. Merci aux personnes qui par leur bonne humeur et leur gentillesse ont contribué à rendre agréable le quotidien de thèse. En particulier, merci à Roger, Nadine et Kristine pour leur sympathie et leur attention. Merci à tous les compagnons de route de la cantine IRD et à ceux qui m'ont prêté leur identité pour que je puisse y manger. Un clin d'œil à Pascal, Pierre et Jean-Louis qui n'ont jamais manqué une occasion de me taquiner mais toujours avec tendresse. Merci à mes co-bureaux : Marie, Benoit, Olivier et Aurélie et aux autres doctorants et amis du labo : Maïmouna, Cécile, Marie, Paul, Olivier, avec qui j'ai partagé aussi bien mes bonheurs que mes galères. Mention spéciale pour Cécile qui a partagé mon quotidien au bureau et à la maison ! On a traversé plein de choses ensemble depuis le master et je te suis infiniment reconnaissante pour tout ce que tu m'as apporté. Je te souhaite le meilleur pour la suite.

Je remercie les spéléologues, en particulier Romuald Barrez pour m'avoir indiqué la perte de Brestalou de Claret et les amis du SCM qui m'ont accueilli à bras ouvert au club et avec qui j'ai été vérifié plusieurs fois si jamais il n'y aurait pas d'eau au fond de l'aven Vidal... Merci pour la découverte du karst par l'intérieur, les incroyables sorties que nous avons partagé mais surtout pour la bonne humeur qui règne au sein du groupe et qui me changeait les idées tous les jeudis soirs au local. Merci plus particulièrement à Jean-Michel, Laurence, Thierry (Lapinou), Gérard, Olivier, Michel, les Rives, Stéphane... vous allez gravement me manquer.

Merci aux personnes présentes le jour de ma soutenance, notamment à ceux qui ont traversé la France pour m'encourager.

Merci aux soutiens précieux des amis (du Nord et du Sud) et de la famille. Merci à mes parents de m'avoir toujours laissé libre et d'être toujours là quand j'en ai besoin.

Enfin je tiens à remercier celui qui m'aura le plus supporté durant cette thèse (dans tous les sens du terme) : Nicolas Guihéneuf. Merci de m'avoir toujours soutenu, encouragé, appris, aidé dans les moments difficiles et pour les interminables débats scientifiques et moins scientifiques...

Table des matières

Liste des figures	xii
Liste des tableaux	xxi
Préambule	1
1 Spécificités des transferts dans les aquifères karstiques	3
1.1 Notions de base : lois d'écoulement et de transport	4
1.1.1 Equation de diffusivité	4
1.1.1.1 Paramètres du stockage	4
1.1.1.2 Paramètres du transfert	5
1.1.2 Equation d'advection-dispersion	6
1.1.2.1 Processus physiques du transport	7
1.1.2.2 Paramètres intrinsèques	7
1.2 Hétérogénéités des systèmes karstiques	9
1.2.1 Spécificités des milieux karstiques	9
1.2.1.1 Evolution rapide des karsts au cours des temps géologiques	9
1.2.1.2 Les différentes composantes des milieux karstiques . . .	10
1.2.2 Impact des hétérogénéités sur les écoulements	14
1.2.2.1 Répartition des charges hydrauliques	14
1.2.2.2 Réactivité des systèmes	16
1.2.2.3 Vitesses d'écoulement et dispersion hydrodynamique . .	17

1.2.3	Modélisations des écoulements en milieu karstique : typologie des modèles hydrogéologiques et prise en compte des hétérogénéités du milieu	18
1.3	Notion de connectivité	21
1.3.1	Définitions	21
1.3.2	Les zones de faille : barrières et/ou corridors hydrauliques	22
1.3.3	Conséquences de la connectivité hydraulique	24
1.3.3.1	Compartimentation hydraulique	24
1.3.3.2	Hierarchisation des écoulements	26
1.4	Effets d'échelle	27
1.4.1	Volume Elémentaire Représentatif (VER)	27
1.4.2	Pertinence de l'échelle de mesure	28
1.4.3	Dépendance d'échelle des propriétés hydrauliques et hydrodispersives	29
2	Cadre de l'étude : l'aquifère du Lez et le site expérimental du Terrieu	33
2.1	Contexte général	34
2.1.1	Géographie	34
2.1.2	Climat	35
2.1.3	Géomorphologie	37
2.1.4	Géologie	37
2.2	Fracturation et karstification	42
2.2.1	Analyse multi-échelles de la fracturation de surface	42
2.2.1.1	Fracturation d'après la carte géologique 1/250 000	42
2.2.1.2	Fracturation d'après photographies aériennes 1/25 000	44
2.2.1.3	Fracturation d'après les relevés de terrain sur le Site Expérimental du Terrieu	46
2.2.1.4	Effets d'échelles sur la fracturation	46
2.2.2	Karstification du système	48
2.2.2.1	Analyse des éléments karstiques du bassin	48
2.2.2.2	Analyse des phénomènes karstiques sur le site du Terrieu	50

2.2.2.3	Réseaux karstiques : impact de la tectonique sur l'évolution des drains karstiques et effets d'échelle	51
2.3	Synthèse des connaissances hydrogéologiques	54
2.3.1	Informations à l'échelle régionale	54
2.3.1.1	La source karstique du Lez	54
2.3.1.2	Composantes hydrogéologiques du système du Lez	55
2.3.1.3	Limites du bassin, principaux axes de drainage et connexions hydrauliques	56
2.3.2	Etude du site expérimental du Terrieu	61
2.3.2.1	Caractérisation des écoulements en forage	61
2.3.2.2	Caractérisation des écoulements à l'échelle du site	66
2.3.2.3	Impacts des pompages du Lez sur le site expérimental du Terrieu	69
2.3.2.4	Modèle conceptuel	72
2.4	Conclusion	74
3	Caractérisation hydrodynamique multi-échelle	75
3.1	Matériels et méthodes de caractérisation	76
3.1.1	Investigation à l'échelle du forage	77
3.1.1.1	Tests entre obturateurs hydrauliques sur des forages du site expérimental du Terrieu	77
3.1.1.2	Mesures diagraphiques sur le forage du Triadou	80
3.1.2	Investigation à l'échelle du site du Terrieu	82
3.1.3	Investigation à l'échelle régionale	84
3.2	Solutions analytiques retenues pour l'interprétation des essais réalisés	87
3.2.1	Analyse des tests entre obturateurs	87
3.2.1.1	Analyse des essais d'injection	88
3.2.1.2	Analyse de la période de descente ("recovery tests")	89
3.2.1.3	Analyse des essais par choc hydraulique ("slug tests")	90
3.2.2	Analyse des diagraphies de débit	92
3.2.3	Analyse des essais de pompage	95

3.2.3.1	L'outil diagnostic de la dérivée de la pression	96
3.2.3.2	Modèle de Theis (1935) : milieu homogène équivalent . .	99
3.2.3.3	Modèle de Butler (1988) : prise en compte de l'hétérogénéité des écoulements	100
3.3	Résultats	102
3.3.1	Investigations à l'échelle du forage	102
3.3.1.1	Forages du site du Terrieu	102
3.3.1.2	Diagraphies du forage du Triadou	113
3.3.1.3	Bilan des investigations à l'échelle du forage	119
3.3.2	Investigation à l'échelle du site expérimental du Terrieu	120
3.3.2.1	Essais de pompage longue durée sur le forage P0	120
3.3.2.2	Bilan des investigations à l'échelle locale	129
3.3.3	Investigation à l'échelle régionale	130
3.3.3.1	Impacts des pompages à la source du Lez à l'échelle sai- sonnière	130
3.3.3.2	Impact des pompages à la source du Lez à l'échelle jour- nalière	137
3.3.3.3	Bilan des investigations à l'échelle régionale	146
3.4	Discussion et perspectives	148
3.4.1	Effet d'échelle sur les propriétés hydrodynamiques	148
3.4.1.1	Variabilité des transmissivités	148
3.4.1.2	Variabilité des emmagasinelements et diffusivités hydrau- liques	150
3.4.1.3	Impacts de la connectivité	151
3.4.2	Rôle des hétérogénéités sur l'organisation des chemins d'écoulement	156
3.5	Conclusion	158
4	Caractérisation du transport en milieu karstique : opérations de traçage artificiel multi-échelle	159
4.1	Introduction	160
4.1.1	Utilisation des traçages dans les milieux karstiques	160

4.1.2	Contexte et objectifs des traçages réalisés	161
4.2	Modélisation analytique et interprétation des essais de traçage	164
4.2.1	Modèle d'advection-dispersion	167
4.2.2	Modèle MIM (« Mobile-Immobile Model »)	168
4.3	Expériences de traçage réalisées	171
4.3.1	Traceurs utilisés	171
4.3.2	Injections à l'échelle régionale	173
4.3.3	Injections à l'échelle du site expérimental du Terrieu	179
4.4	Résultats	183
4.4.1	Traçages à l'échelle régionale	183
4.4.2	Traçages à l'échelle du site	186
4.4.3	Modélisation des essais de traçage	193
4.5	Discussion et perspectives	199
4.5.1	Impact des hétérogénéités sur l'organisation des écoulements . . .	199
4.5.2	Effet d'échelle sur la dispersivité	204
4.5.3	Limites et pertinence des modèles utilisés	207
4.6	Conclusion	209
	Conclusion générale	211
	Bibliographie	215

Liste des figures

1.1	Exemples de différents types d'hétérogénéités karstiques (K = drains, F = fractures, P = remplissages poreux, R = remplissages fins peu perméables) des carbonates des mines d'Olkusz (Sud de la Pologne) et leur impact sur les réponses hydrodynamiques (hydrogrammes de crue) des différentes zones traversées (Motyka, 1998). A) Drainage assuré par un système drains-fractures (généralement observé dans les calcaires) ; B) Drainage de cavernes remplies d'éléments poreux et fins au niveau des zones de brèches des dolomies ou à proximité de la frontière entre calcaire et dolomie ; C) Drainage principalement lié aux fractures pour les zones de drain remplies d'éléments peu perméables ; D) Drainage de zones de brèches (remplissage des fractures avec des dépôts à grain fin)	13
1.2	Représentation schématique de la variabilité des charges hydrauliques en fonction des volumes recoupés (Jeannin, 1996).	14
1.3	a) Circulations d'eau et profils piézométriques en fonction du cycle hydrologique (Drogue, 1974) ; b) Comportement hydrodynamique respectif des volumes peu perméables et des conduits (Jeannin, 1996).	15
1.4	Niveaux piézométriques représentés en grisé à un temps « t » dans le réservoir, et sous forme de courbe d'évolution temporelle, ceci pour des forages A) au niveau d'une zone de drain, B) au niveau d'une zone de matrice (Kresic, 2007).	16
1.5	Exemple d'approche fonctionnelle de différents systèmes karstique : analyse des débits des systèmes en fonction de la pluviométrie. D'après Mangin (1984).	19
1.6	Représentation des modèles distribués possibles pour les aquifères fracturés et karstiques. D'après Teutsch et Sauter (1991) et Le Goc (2009).	20
1.7	Exemples de fonction hydrogéologique pour une faille normale recoupant une séquence marno-calcaire : a) déconnexion hydraulique lié au déplacement ; b) connectivité hydraulique entre deux compartiments différents ; c) remplissage imperméable de la faille, d) connexion de plusieurs compartiments <i>via</i> la faille (Goldscheider et Drew, 2007).	22

1.8	Variations latérales du comportement hydraulique de la faille de Castellans recoupant des carbonates du Sud-Est de la France avec un écoulement perpendiculaire à la direction de la faille. A. Sites des affleurements analysés ; B. Modèle conceptuel de la faille ; C. Comportements hydrauliques observés le long de la zone de faille. D'après Matonti <i>et al.</i> (2012).	23
1.9	Modèle conceptuel du système karstique du Coulazou représentant la variabilité de la connectivité verticale entre les compartiments superficiels et profonds en fonction de l'état hydrologique (Bailly, 2009).	25
1.10	Domaine d'existence d'un Volume Élémentaire Représentatif (Bear, 1979).	28
1.11	Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique dans le karst. Modifiée de Király (1975) dans Reimann (2012).	30
2.1	Situation générale de l'aquifère karstique du Lez (fond de carte MEDY-CYSS).	34
2.2	Diagramme ombrothermique de la station de Valflaunès : normales mensuelles sur la période 1970-2011 (Source : Météo-France).	35
2.3	Variabilité spatiale des précipitations du bassin : a) carte topographique, b) carte de répartition des pluies moyennes annuelles estimées sur la période 1998-2008. D'après Mazzilli (2011).	36
2.4	Variabilité interannuelle des précipitations : les précipitations moyennes annuelles sont données par rapport à la moyenne annuelle estimée sur la période de 1970-2011 à la station de Valflaunès.	36
2.5	a) Carte géologique (modifiée d'après Marjolet et Salado, 1975) et réseau de suivi piézométrique du bassin du Lez ; b) Situation géologique du site expérimental du Terrieu ; c) Positions des forages sur le site expérimental du Terrieu.	39
2.6	Bloc-diagramme des garrigues nord montpelliéraines comprenant l'aquifère du Lez, modifié d'après Paloc (1979).	40
2.7	Carte de la fracturation au 1/250 000 et rosaces de fracturation en fréquence et en longueurs cumulées associées. D'après Tissier (2009).	43
2.8	Carte de la fracturation identifiée à partir de photographies aériennes (1/25 000) (d'après Durepaire, 1985) et rosaces de fracturation en fréquence et en longueurs cumulées associées (d'après Darey, 2014) : S1) zone affectée par la faille de Corconne ; S2) calcaires berriasiens ; S3) calcaires jurassiques cause de la Selle et du Bois Monnier ; S4) calcaires jurassiques du cause de Viols-le-Fort ; S5) calcaires jurassiques du massif de Coutach ; S6) calcaires jurassiques du Bois de Mounié.	45
2.9	Carte de la fracturation mesurée sur le site du Terrieu et rosaces de fracturation en fréquence et en longueurs cumulées, d'après Jazayeri Noushabadi (2009) corrigée par Wang <i>et al.</i> (2014).	47

2.10	Rosaces en longueurs cumulées des galeries karstiques mesurées a) sur le Causse de Viols-le-Fort et b) sur le réseau karstique en lien avec de la source du Lirou (Leonardi <i>et al.</i> , 2011).	50
2.11	Conduit karstique localisé à l'interférence entre un joint de stratification et une fracture EW sur le P15 (Jazayeri Noushabadi, 2009).	51
2.12	Schéma du captage profond de la source du Lez. a) Stéréogramme, b) Coupe (Avias, 1995).	55
2.13	Surfaces piézométriques en (a) hautes eaux et en (b) basses eaux, induisant une variation des limites du bassin d'alimentation de la source du Lez (surfaces théoriques réalisées à partir de données piézométriques du réseau de surveillance de l'époque constitué d'une quarantaine de forages). D'après Karam (1989).	57
2.14	Traçages artificiels anciens et récents et limites du bassin hydrogéologique présumé de la source du Lez en régime d'écoulement naturel (Leonardi <i>et al.</i> , 2013).	59
2.15	Synthèse des traçages anciens (Leonardi <i>et al.</i> , 2013)	60
2.16	Mise en évidence d'une continuité d'écoulement (a) selon les plans de discontinuité horizontale (stratification) et verticale (N070) par diagraphies (b) de température et (c) conductivité électrique. D'après Jazayeri Noushabadi <i>et al.</i> (2011).	62
2.17	Diagraphies de débits pour les forages P2, P5 et P16. (Les profondeurs ont été mesurées à partir de la tête de forage, les altitudes sont estimées par rapport aux données actuelles). D'après Lods (2000).	64
2.18	Zones d'influence des différents essais d'interférences (hors P0 et P8). D'après Jazayeri Noushabadi <i>et al.</i> (2011).	67
2.19	Courbes piézométriques et vitesses de déplacement de traceurs. D'après Drogue (1977).	68
2.20	Relations entre la structure du milieu et les réponses hydrodynamiques liées aux pompages de la source du Lez. a) Modèle conceptuel de double porosité du réservoir fracturé karstique (Drogue, 1980), b) Typologie de réponse en fonction de la structure recoupée par les différents forages du Terrieu (Drogue, 1992).	69
2.21	Réponses hydrodynamiques des forages P5, P10, P8 et P11 du site du Terrieu lors des pompages du Lez en période a) de hautes eaux et b) de basses eaux (Jazayeri Noushabadi <i>et al.</i> , 2011).	71
2.22	Modèle conceptuel hydrogéologique du site expérimental du Terrieu (Jazayeri Noushabadi, 2009).	73

3.1	Dispositif d'injection entre obturateurs. a) photographie du dispositif <i>in situ</i> , b) principe d'injection entre obturateurs, d'après Moon (2011). Ici : $L = 0.7 \text{ m}$; $r_p = 0.075 \text{ m}$	79
3.2	Projection du nouveau forage du Triadou sur une coupe NO-SE passant par la source du Lez. Modifiée d'après Leonardi <i>et al.</i> (2012).	80
3.3	Localisation des différents forages du site expérimental du Terrieu	82
3.4	Niveau piézométrique à la station de pompage du Lez de mars à juillet 2013. La ligne rouge en pointillée représente l'altitude du seuil de débordement de la source. Les périodes des essais de pompage réalisées sur le site expérimental du Terrieu sont représentées par les encadrés bleu (période de hautes eaux) et orange (période de basses eaux).	83
3.5	Suivis hydrologique 2011-2012 du bassin du Lez. a) Pluviométrie journalière (station de Prades-le-Lez), b) Suivis piézométrique de quelques forages du bassin, c) débits de pompage de la station, d) débits d'écoulement de la source calculés à la vasque	86
3.6	Exemple d'essai d'injection (forage P2, zone 32.4-31.7 mNGF)	88
3.7	Exemple de slug test (forage P2, zone 32.4-31.7 mNGF)	90
3.8	Représentation schématique d'une expérience de débitmétrie de forage dans un aquifère fracturé avec : a) les profils de débitmétrie en conditions ambiante (bleu) et en condition de pompage (rouge) et les schémas conceptuels des écoulements dans les fractures b) en condition ambiante et c) sous pompage pseudo-permanent. D'après Day-Lewis et Halford (2011)	94
3.9	a) Formes de la dérivée de pression pour différents types d'écoulements d'après Doe (2002) ; b) Représentation conceptuelle des écoulements dans les milieux continus et fracturés en relation avec la dimension d'écoulement d'après Black (1994). A représente la surface du front de pression au temps t et à la distance $r(t)$, avec r le rayon d'influence.	97
3.10	Exemples de formes de dérivées en log-log caractérisant différentes conditions d'écoulement (Gringarten, 2008).	98
3.11	Modèle conceptuel de Butler (1988).	100
3.12	Forage P2 : diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d'essais d'injection entre obturateurs (période de recouvrement).	105
3.13	Forage P5 : Log géologique d'après Pitard (1976) ; diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d'essais d'injection entre obturateurs (période de recouvrement).	106
3.14	Forage P13 : Log géologique d'après Pitard (1976) ; diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d'essais d'injection entre obturateurs (période de recouvrement).	107

3.15	Forage P15 : Log géologique d'après Pitard (1976) ; diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d'essais d'injection entre obturateurs (période de recouvrement).	108
3.16	Comparaison des transmissivités estimées par choc hydraulique (analyse avec le modèle de Bouwer et Rice, 1976) et par essai d'injection (analyse de la descente avec le modèle de Theis, 1935), pour les mêmes intervalles testés.	111
3.17	Résultats et interprétations des diagraphies géologiques et hydrogéologiques réalisés sur le forage du Triadou	114
3.18	Photographies des zones d'écoulements identifiées	115
3.19	Représentation schématique des informations obtenues à l'échelle du forage	119
3.20	Impacts des pompages du Lez au cours des pompages longues durées sur le puits P0 a) en période de hautes-eaux et b) en période de basses-eaux	120
3.21	Rabattements (à 80h de pompage) des différents piézomètres par rapport à la distance au puits de pompage P0	121
3.22	Impact de la fracturation sur l'organisation des écoulements induits sur le site expérimental du Terrieu a) Carte des rabattements et b) rosaces de fracturation du site	121
3.23	Formes typiques des courbes de rabattements (en bleue) et de leur dérivée (en rouge). a) Réponse des forages situés dans une zone d'écoulement principal (écoulement pseudo-radial selon Cinco-Ley et Samaniego, 1981) ; b) Réponse non uniforme des forages situés dans une zone d'écoulement secondaire, caractéristique d'un aquifère hétérogène anisotrope (d'après Butler, 1988)	123
3.24	Valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement par rapport à la distance au puits de pompage P0	124
3.25	Rabattements des différentes zones du forage P15 isolées par obturateurs. a) Rabattements en linéaire ; b) Rabattements en log-log avec analyse des paramètres hydrodynamiques (modèle de Theis, 1935)	127
3.26	Localisation des piézomètres suivis sur la carte géologique simplifiée. Les piézomètres sont classés par groupe en fonction de leur réponse lors de l'étiage (voir figure 3.27 et 3.28)	132
3.27	Chroniques piézométriques (la période retenue pour la détermination des propriétés hydrodynamiques est encadrée en bleu pointillé) et rabattements saisonniers liés aux pompages du Lez des différents groupes identifiés (A à C)	133

3.28	Chroniques piézométriques (la période retenue pour la détermination des propriétés hydrodynamiques est encadrée en bleu pointillé) et rabattements saisonniers liés aux pompages du Lez des différents groupes identifiés (D à F)	134
3.29	Valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement par rapport à la distance au pompage de la source du Lez (modèle de Theis, 1935)	135
3.30	Suivi haute fréquence (t=1min) des effets des pompages journaliers sur les forages les plus diffusifs. a) Chronique piézométrique de la station de pompage du Lez de janvier à octobre 2013 ; b) Influence des pompages en période de hautes eaux (mars 2013) ; c) Influence des pompages en période de basses eaux (août 2013)	139
3.31	Réponses hydrodynamiques observées sur les forages du Lez, de Gour Noir, de Bois des Avants, de Claret Brissac, du Triadou, et du Terrieu (P13 et P15) a) en une période de hautes eaux (pompage du 27/02/2013) et b) en période de basses eaux (pompage du 20/08/2013)	140
3.32	Rôle de l'interface stratigraphique (Berriasien-Kimméridgien) dans l'organisation des écoulements à l'échelle régionale.a) Log lithologique et position du système de double obturateurs sur le forage P15 du site expérimental du Terrieu ; b) Mesures des rabattements liés au pompage du Lez ; c) Interprétation de la descente et paramètres hydrodynamiques estimés	142
3.33	Influence des conditions hydrologiques sur la réponse hydrodynamique du forage du Triadou. a) Niveau piézométrique du forage du Triadou d'Avril à Juin 2012 ; b) Variations piézométriques (en noir) liées aux débits pompés (en rouge) et aux débits s'écoulant à l'exutoire (en bleu) ; c) comparaison des rabattements en fonction des cycles de pompage ; d) paramètres hydrodynamiques moyens pour les différentes conditions hydrologiques	144
3.34	Comparaison de l'évolution des paramètres du forage du Triadou et de deux forages du Terrieu (P17 et P20) en fonction du cycle hydrologique (analyse par la méthode de Theis, 1935)	145
3.35	Transmissivités estimées à partir de différentes méthodes pour la caractérisation de l'aquifère karstique du Lez a) à l'échelle du forage (injections et chocs hydrauliques entre obturateurs, débitmétrie verticale), b) à l'échelle du site (essais de pompage sur le site expérimental du Terrieu) et c) à l'échelle régionale (interférences des pompages du Lez à l'échelle journalières et saisonnière).	153
3.36	Emmagasinelements estimés à partir des essais d'interférence, a) à l'échelle du site (essais de pompage sur le site expérimental du Terrieu) et b) à l'échelle régionale (interférences des pompages du Lez à l'échelle journalières et saisonnière).	154

3.37	Diffusivités hydrauliques estimées à partir des essais d'interférence, a) à l'échelle du site (essais de pompage sur le site expérimental du Terrieu) et b) à l'échelle régionale (interférences des pompages du Lez à l'échelle journalières et saisonnière).	155
4.1	Exemple de transport « anormal » expliqué par : a) un modèle de diffusion dans la matrice (Hadermann et Heer, 1996), b) un modèle d'écoulement multi-chemins (Becker et Shapiro, 2003 ; Guihéneuf, 2014).	166
4.2	Représentation conceptuelle du modèle MIM pour les écoulements dans (a) un milieu poreux, (b) une fracture (Rasmuson et Neretnieks, 1986), (c) un drain karstique (Goldscheider, 2008) et d) approche numérique dérivant du modèle MIM (Hauns <i>et al.</i> , 2001 ; Morales <i>et al.</i> , 2010). Le transport s'effectue par advection (vitesse du fluide mobile : v_m) et dispersion (D_m) au niveau de la zone d'eau mobile avec un stockage plus ou moins important du traceur des zones d'eau immobile. Avec β le coefficient de répartition de l'eau mobile et ω le coefficient de transfert de masse entre les deux régions du fluide.	169
4.3	Situation des traçages artificiels réalisés dans le cadre du projet GMU et relations mises en évidence.	173
4.4	Conditions hydrologiques au cours de l'essai de traçage de la perte de l'aven de la Fausse Monnaie. a) Pluviométrie moyenne journalière enregistrée à la station de St-Martin de Londres, b) Niveaux piézométriques du forage des Matelles (situé à 500 m à l'ouest de la source du Lirou) et de la station de pompage du Lez, c) Débits mesurés à la source du Lez et à la source du Lirou. La source du Lirou est une source karstique temporaire située à la côte 98 mNGF, trop-plein de la source du Lez.	174
4.5	Coupe topographique de l'Aven de la Fausse Monnaie (extrait de Séranne N°3) : localisation de la perte tracée au fond de l'aven de la Fausse Monnaie, injection de la fluorescéine réalisée par D. Caumont (CLPA) le 20 avril 2010 à 12h.	175
4.6	Traçage de la perte de Brestalou de Claret. a) Photographie de la perte en période d'étiage ; b) Photographie de la perte en période de crue lorsque la rivière coule ; c) Préparation de la solution d'injection (10 kg de Sulphorhodamine B dans 100 l d'eau) ; d) Infiltration directe au niveau de la perte.	176
4.7	Conditions hydrologiques au cours des essais de traçage de la perte du Brestalou de Claret et de la perte de Gornies. a) Pluviométrie moyenne journalière enregistrée à la station de St-Martin de Londres, b) Niveaux piézométriques du forage de Claret (situé à 800 m au nord de la perte du Brestalou de Claret) et de la station de pompage du Lez, c) Débits mesurés à la source du Lez (débits de débordement à la vasque et débit de pompage).	177

4.8	Localisation des zones d'injection sur le site expérimentale du Terrieu, les forages utilisés pour les essais de traçage sont en rouge. Les zones testées sont isolées du reste du forage par un dispositif de double obturateurs. . .	180
4.9	Dispositif d'injection localisé entre obturateurs pour le traçage entre forages en condition de pompage (en régime permanent).	181
4.10	Représentation linéaire et logarithmique des restitutions du traçage de la perte de l'aven de la Fausse Monnaie a) à la source du Lirou (distance = 5.6 km) et b) à la source du Lez (distance = 8.9 km).	184
4.11	Représentation linéaire et logarithmique de la courbe de restitution du traçage de la perte de Brestalou de Claret à la source du Lez (distance = 16.6 km).	185
4.12	Représentations linéaire (a et c) et logarithmique (b et d) des courbes de restitution des essais de traçage réalisés au forage P15 (mesures au puits de pompage P0) et au forage P13 (mesures au puits de pompage P0 et au piézomètre P3).	187
4.13	Localisation des traçages réalisés sur le site expérimental du Terrieu et comparaison des courbes de restitution normées par rapport à la masse injectée.	188
4.14	Impact des pompages de la source du Lez sur les essais de traçages réalisés sur le site expérimental du Terrieu : a) la restitution du traçage P15-P0 ne semble pas affectée par les pompages du Lez, alors que b) les fluctuations observées sur la restitution P13-P0 sont corrélées aux variations de pressions induite par les pompages de la source du Lez.	190
4.15	Résultats du traçage au sel du drain du forage P15 : représentation linéaire (a) et logarithmique (b) des courbes de conductivité électrique mesurée aux forages P15, P13, P2 et P0.	192
4.16	Modélisations du traçage de l'aven de la Fausse Monnaie à la source du Lirou et à la source du Lez ; en représentation linéaire et logarithmique. .	195
4.17	Modélisations du traçage de la perte de Brestalou de Claret ; en représentation linéaire et logarithmique.	196
4.18	Modélisations des traçages à l'échelle du site expérimental du Terrieu, entre le P15-P0 et le P13-P0 ; en représentation linéaire et logarithmique.	197
4.19	Représentation schématique du transport multi-chemins à l'échelle du site. a) Chenal d'écoulement préférentiel au niveau de la zone de drain avec une fraction d'eau mobile (β) importante et un coefficient de transfert de masse eau mobile-eau immobile (ω) réduit ; b) Chenalisation des écoulements dans la fracture induisant des zones d'eau immobile plus importante entre les différents chemins d'écoulement (β plus faible et ω plus fort par rapport à la zone de drain).	202

4.20	Effet d'échelle sur la dispersivité longitudinale mesurée pour l'aquifère du Lez.	205
4.21	Comparaison de l'effet d'échelle sur la dispersivité entre notre étude et différents milieux testés. D'après Zhou <i>et al.</i> (2007).	206
4.22	Comportement du modèle MIM en fonction des différents paramètres (représentations semi-log et log-log) : a) variation du nombre de Péclet (en fixant $\beta = 0.4$ et $\omega = 0.5$) ; b) variation de la fraction d'eau mobile β (en fixant $Pe = 10$ et $\omega = 0.5$) ; c) variation du taux d'échange entre les masses d'eau mobile et immobile ω (en fixant $Pe = 10$ et $\beta = 0.4$).	208

Liste des tableaux

2.1	Informations relatives aux forages implantés sur le bassin versant du Lez (voir carte 2.5 a).	41
2.2	Nombre de phénomènes karstiques hypogés (P _{kH}) et % de P _{kH} par lithostratigraphie et par massif (Durepaire, 1985)	49
2.3	Résultats de l'interprétation des tests de débitmétrie verticale sur les forages P2, P5 et P16, d'après Lods (2000).	65
3.1	Méthodologie employée pour la caractérisation hydrodynamique de l'aquifère karstique du Lez.	76
3.2	Informations concernant les essais de pompage longue durée réalisés sur le site expérimental du Terrieu	84
3.3	Résultats des tests d'injection sur le forage P2.	109
3.4	Résultats des tests d'injection sur les forages P5, P13 et P15.	110
3.5	Résultats des chocs hydrauliques sur les forages P2 et P13.	112
3.6	Résultats de l'interprétation réalisée grâce au modèle de Paillet (1998) pour le test de débitmétrie verticale sur le forage du Triadou (logiciel FLASH de Day-Lewis et Halford, 2011).	117
3.7	Valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement obtenues pour l'essai de pompage longue durée sur le puits P0 (interprétation par les méthodes de Theis, 1935 et de Butler, 1988 (en fixant R=15m)). . . .	128
3.8	Paramètres hydrodynamiques estimés à l'échelle saisonnière à l'aide du modèle de Theis (1935).	136
3.9	Propriétés hydrodynamiques pour les pompages du Lez en période de hautes eaux (27/02/2013) et en période de basses eaux (20/08/2013) (voir figure 3.31).	138
4.1	Synthèse des résultats des traçages réalisés dans le cadre du projet Lez-GMU.	163

4.2	Propriétés des traceurs utilisés.	172
4.3	Caractéristiques des essais de traçage réalisés à l'échelle du site expérimental du Terrieu (où d = distance ; Q_p = débit de pompage ; Q_{inj} = débit d'injection ; M_{inj} = Masse injectée ; V_{inj} = volume injecté ; V_{chasse} = Volume d'eau de chasse après injection).	182
4.4	Analyse primaire des courbes de restitution des essais de traçage réalisés sur le site expérimental du Terrieu.	186
4.5	Analyse des courbes de restitution du traçage au sel réalisé depuis le drain du forage P15 (avec comparaison du traçage à l'uranine réalisé sur le même couple de forage).	192
4.6	Synthèse des paramètres de transport des traçages réalisés et simulés par les modèles AD et MIM.	198

Préambule

Les milieux karstiques sont connus pour leur complexité structurale et leur évolution particulière liée à la karstogenèse (Ford et Williams, 2007). Les ressources en eau associées sont généralement importantes, particulièrement sur le pourtour méditerranéen où elles constituent la majorité des réserves d'eau douce souterraine (Bakalowicz, 2005). La demande en eau ayant explosée au cours de ces dernières décennies (Margat, 2004), ces aquifères sont de plus en plus sollicités mais restent particulièrement vulnérables face aux pollutions ponctuelles et diffuses (Dörfliger *et al.*, 1999). Il est par conséquent nécessaire d'affiner la compréhension de ces milieux complexes afin d'améliorer, par exemple, l'évaluation des risques associés à l'exploitation de cette ressource.

Ce travail consiste en une étude multi-échelle détaillée des propriétés hydrodynamiques et hydrodispersives de l'aquifère karstique du Lez dans la région nord-montpelliéraine. Cet aquifère alimente en eau potable une partie de l'agglomération de Montpellier, par pompage dans le conduit terminal du réseau de drainage dont l'exutoire est la source du Lez. Le bassin d'alimentation de cette source, d'une superficie d'environ 130 km², comprend un réseau dense de piézomètres, ainsi qu'un site expérimental situé à 4.5 km au nord de la source du Lez où vingt-deux forages répartis sur une superficie d'environ 1500 m² permettent d'étudier la zone saturée de cet aquifère karstique.

Bien qu'observés depuis longtemps, la structure et le fonctionnement hydrodynamique de ce système suscitent encore de nombreuses interrogations auxquelles nous tentons de répondre. Ce travail de thèse s'intègre et complète le projet "Lez, Gestion Multi-Usage", financé par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), l'Agglomération de Montpellier, le Conseil Général de l'Hérault et l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse, et mené en collaboration entre le BRGM et les UMR HydroSciences Montpellier, G-EAU, TETIS, le CERFACS et BIOTOPE. La réalisation de trois nouveaux forages profonds (300 m) nous a permis de compléter les informations structurales du bassin mais également de réaliser plusieurs mesures hydrodynamiques qui seront présentées dans ce manuscrit.

Ces travaux de recherche visent à améliorer la compréhension des écoulements dans les aquifères karstiques, l'objectif principal de ce travail étant de caractériser et de hiérarchiser les zones de circulations préférentielles au sein du massif karstique. Pour cela, les travaux réalisés seront présentés en insistant sur quatre points visant à :

- caractériser les propriétés hydrodynamiques des différents éléments du système à l'échelle du puits, à l'échelle du site expérimental du Terrieu et à l'échelle régionale ;
- identifier les structures hydrogéologiques majeures et leur rôle dans l'organisation des écoulements ;
- établir les liens structuraux et hydrodynamiques existant entre un réseau karstique bien défini à l'échelle locale (site expérimental du Terrieu) et le réseau karstique régional au sein duquel ce premier réseau s'imbrique ;
- caractériser les propriétés de transport du réseau d'écoulement grâce à la réalisation de traçages artificiels à l'échelle du site et à l'échelle régionale.

Ce manuscrit est structuré comme suit :

Le chapitre 1 constitue une introduction sur les concepts scientifiques généraux concernant les écoulements dans les milieux fracturés et karstiques : les notions d'hétérogénéités, de connectivité et d'effet d'échelle pour ces milieux y seront détaillés.

Le chapitre 2 est consacré à la présentation du site d'étude à l'échelle régionale et à l'échelle du site expérimental du Terrieu. Une synthèse des différents travaux concernant les connaissances géologiques et hydrogéologiques est réalisée, afin de préciser le contexte de l'étude.

Le chapitre 3 est dédié à la caractérisation hydrodynamique multi-échelle de l'aquifère. La méthodologie ainsi que les résultats des mesures réalisées à l'échelle du puits, à l'échelle du site et à l'échelle régionale seront présentés. L'analyse des paramètres obtenus permettra de discuter des effets d'échelle ainsi que du rôle des hétérogénéités sur la hiérarchisation des écoulements.

Le chapitre 4 est consacré à la caractérisation multi-échelle du transfert de solutés au sein de différents éléments conducteurs (drain et fracture). De la même manière, la méthodologie et les résultats seront présentés selon les échelles d'investigation. Une discussion sur les propriétés obtenues et les modèles de transport utilisés clôt ce chapitre.

La dernière partie présente les conclusions et perspectives générales de cette étude.

Chapitre 1

Spécificités des transferts dans les aquifères karstiques

Ce chapitre introductif reprend dans un premier temps les notions de base en hydrogéologie et définit les paramètres importants gouvernant les écoulements et le transport dans les milieux karstiques. Nous présenterons ensuite les hétérogénéités rencontrées dans ces milieux afin d'aborder les questions de connectivité et d'effet d'échelle en lien avec celles-ci.

1.1 Notions de base : lois d'écoulement et de transport

Un aquifère est une formation géologique à travers laquelle s'emmagent et s'écoulent des masses d'eau significatives. L'étude hydrogéologique d'un aquifère s'attache à la compréhension des interactions entre le réservoir rocheux et ces masses d'eau. L'analyse des écoulements et du transport de solutés se base généralement sur des modèles diffusifs dont les principales équations sont rappelées dans cette partie. Bien que discutables dans le cadre d'écoulements en milieu karstique (loi de Darcy non valide dans les drains karstiques), ces modèles sont classiquement utilisés et permettent une comparaison des paramètres obtenus dans ces milieux.

1.1.1 Equation de diffusivité

Pour des écoulements darciens dans un milieu poreux, continu, de transmissivité isotrope et constante, l'équation de diffusivité s'exprime sous les formes suivantes :

- En nappe libre :

$$\nabla^2 h = \frac{n_e}{T} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T} \quad (1.1)$$

Avec : h la charge hydraulique (m) ; Q le débit prélevé ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) ; n_e la porosité efficace (-) et T la transmissivité ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

- En nappe captive :

$$\nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T} \quad (1.2)$$

Avec : S l'emmagentement (-). Le rapport T/S est appelé diffusivité de l'aquifère.

Les paramètres hydrauliques qui composent cette équation sont les paramètres physiques définissant quantitativement le comportement d'un milieu aquifère. La terminologie et la définition de ces paramètres sont détaillés ci-dessous.

1.1.1.1 Paramètres du stockage

La **porosité** (n) (-) représente le volume d'espace vide par rapport au volume total de roche. C'est la propriété la plus importante en hydrogéologie car elle gouverne la capacité

de stockage des aquifères. La porosité d'une roche peut avoir différentes origines. On distingue classiquement la porosité matricielle, dite primaire, qui est liée à l'agencement des vides entre les grains lors de la formation des roches, de la porosité de fracture ou de chenaux, dite secondaire, qui est induite par des contraintes physiques (mécaniques, thermiques) ou chimiques (dissolution) après la formation de la roche (Schoeller, 1962 ; Warren et Root, 1963).

La connexion de ces vides (connectivité) et la capacité d'écoulement au travers de ces vides sous l'action d'un gradient hydraulique correspondent à la porosité efficace (n_e , ou porosité cinématique). La porosité efficace représente donc le volume d'eau qui peut circuler (eau gravitaire) par rapport au volume total de la roche.

Le **coefficient d'emmagasinement** (S) (-) est défini comme le rapport du volume d'eau libérée (ou emmagasinée) par unité de surface du milieu aquifère, à une variation de charge hydraulique correspondante (Castany et Margat, 1974). Dans un aquifère, la perte, ou le gain, d'une certaine quantité d'eau se traduit par une variation de la charge hydraulique. Celle-ci est mesurable à l'aide de piézomètres. Ce coefficient est déterminé *in situ* à partir des essais de nappes (pompages, injections).

Dans un aquifère libre, le coefficient d'emmagasinement équivaut à la porosité efficace ($S = n_e$) étant donné que c'est l'eau gravitaire qui est récupérée sous l'effet d'un gradient hydraulique. Lors d'un pompage en nappe captive (sous pression), la baisse du niveau statique provoque une baisse de pression, une détente élastique et une déformation du milieu libérant l'eau (actions d'élasticité de l'eau et de la roche). Les modules d'élasticité étant faibles, le volume d'eau libéré est beaucoup plus petit que pour les nappes libres, à caractéristiques égales. Le coefficient d'emmagasinement d'une nappe captive est donc généralement plus faible ($<10^{-3}$) que celui d'une nappe libre (entre 0.4 et 0.01).

1.1.1.2 Paramètres du transfert

La **conductivité hydraulique** K (m s^{-1}) représente l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle s'exprime quantitativement par le flux qui traverse une unité de section orthogonale à la direction de l'écoulement du milieu considéré, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique (Castany et Margat, 1974).

Elle est souvent assimilée au coefficient de perméabilité de Darcy (1856) qui est le paramètre mesurant la perméabilité intrinsèque k (m^2) d'un milieu poreux continu et

isotrope vis-à-vis d'un fluide homogène déterminé, de masse volumique ρ (kg m^{-3}) et de viscosité dynamique μ ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) (l'eau par exemple) :

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (1.3)$$

La **transmissivité** T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) est le produit de la conductivité hydraulique K (m s^{-1}) par l'épaisseur de l'aquifère b (m) : $T = Kb$. Elle caractérise la capacité de l'aquifère à se laisser traverser par le fluide et est déterminée *in situ* à partir des essais de nappes ou de puits (pompages, injections).

La plupart des modèles analytiques et semi-analytiques utilisés pour l'interprétation des essais hydrodynamiques (injection, pompage. . .) ont été développés pour des milieux poreux et fournissent des valeurs de transmissivité T ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) et d'emmagasinement S (-). L'utilisation de ces modèles dans le milieu karstique est courante mais il faut garder à l'esprit que la transmissivité de ces aquifères est principalement liée aux fractures ouvertes et aux drains karstiques qui constituent des zones d'écoulement préférentiel. Dans ce cas, la conductivité hydraulique n'a pas vraiment de signification physique car il faut diviser la valeur de transmissivité par l'épaisseur de la zone testée. Il faut donc connaître la puissance de l'aquifère, ce qui se révèle souvent complexe pour les milieux fracturés et karstiques. Par exemple lors d'un essai de pompage, en considérant l'épaisseur investie comme étant la longueur du forage noyé alors qu'il n'y a que quelques fractures productives qui alimentent le forage, la valeur de K_{eq} sera sous-estimée par rapport à celle de K pour la zone fracturée. Ainsi dans cette étude, nous discuterons à partir des transmissivités mesurées et non des conductivités hydrauliques.

La **diffusivité** D ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) est le rapport de la transmissivité T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) sur le coefficient d'emmagasinement S (-). C'est le paramètre régissant la propagation d'influence d'un milieu aquifère saturé (Castany et Margat, 1974).

1.1.2 Equation d'advection-dispersion

Le déplacement d'un soluté dans un aquifère se fait avec le déplacement moyen de la masse d'eau. Dans un milieu poreux homogène et isotrope, l'équation de base du transport d'un traceur conservatif repose sur deux processus physiques : l'advection et la dispersion.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla C) - \nabla \cdot (vC) \quad (1.4)$$

Où C (g l^{-1}) représente la concentration du soluté, t (s) le temps, v (m s^{-1}) la vitesse moyenne du fluide et D ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) le tenseur de dispersion hydrodynamique.

D s'exprime selon la diffusion moléculaire du soluté D_m ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) ainsi que la dispersivité longitudinale et transversale $\alpha_{L,T}$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) et la vitesse moyenne du fluide v (m s^{-1}), soit $D_{L,T} = \alpha_{L,T} v + D_m$.

1.1.2.1 Processus physiques du transport

L'**advection** (ou convection) est directement liée au fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère : elle désigne l'entraînement des éléments en solution avec le mouvement de la masse d'eau (lignes de flux). Le flux massique convectif de solutés $\vec{F}x$ ($\text{g m l}^{-1} \text{s}^{-1}$) est donné par la relation : $\vec{F}x = C \cdot \vec{q}$, où C (g l^{-1}) représente la concentration de soluté et $\vec{q}$ (m s^{-1}) la vitesse moyenne de l'écoulement.

La diffusion moléculaire est un phénomène physique lié à l'agitation moléculaire (mouvement brownien). La répartition d'un soluté introduit dans un solvant tend à devenir homogène par diffusion des particules des zones de concentration forte vers les zones de concentration faible. Les coefficients de diffusion moléculaire dans l'eau de la plupart des espèces chimiques ont des valeurs de l'ordre de 10^{-10} à $10^{-8} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ (Banton et Bangoy, 1999 ; Li et Gregory, 1974).

La dispersion cinématique (ou dispersion mécanique) est la conséquence de l'advection combinée à l'hétérogénéité du milieu, ce qui induit des temps de transfert variables suivant les particules.

La distinction entre les effets de la diffusion moléculaire et ceux de la dispersion cinématique n'est pas possible dans les flux souterrains : ils sont regroupés sous l'expression de **dispersion hydrodynamique**. En fonction de la distance parcourue, la masse de soluté subit une dispersion : elle s'étale tout en occupant progressivement un volume plus important (dilution de la masse). Cela se traduit par un étalement croissant des courbes de restitution et une diminution du pic de concentration.

1.1.2.2 Paramètres intrinsèques

La **dispersivité** α (m) représente la capacité d'un milieu perméable à provoquer la dispersion d'un traceur qui se déplace à travers lui. Elle s'exprime selon la dispersivité longitudinale α_L (m) qui exprime l'étalement du soluté dans la direction moyenne de

l'écoulement, et la dispersivité transversale α_T (m) qui exprime l'étalement du soluté dans les directions perpendiculaires à l'écoulement. La dispersivité α rend compte des hétérogénéités et augmente généralement avec la distance de mesure puisque l'on intègre alors des hétérogénéités à des échelles croissantes ([Sauty, 1978](#)).

Le **nombre de Péclet** (P_e) est un nombre adimensionnel qui caractérise l'importance relative des transferts advectifs par rapport aux transferts dispersifs : $P_e = \frac{dv}{D} = \frac{d}{\alpha}$, avec d (m) la distance de traçage, v (m s^{-1}) la vitesse convective, D ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) le coefficient de dispersion longitudinale et α (m) la dispersivité longitudinale. En général, le nombre de Péclet se situe entre 1 et 100. Plus il est élevé, plus le transport est dominé par le processus d'advection ([Moench, 1989](#)).

1.2 Hétérogénéités des systèmes karstiques

Les milieux géologiques présentent une structure hétérogène sur une large gamme d'échelles de par les variations lithologiques et l'organisation de la porosité secondaire (fractures, conduits karstiques). L'influence des hétérogénéités structurales du milieu sur les écoulements et le transport de solutés est une problématique majeure en hydrogéologie.

1.2.1 Spécificités des milieux karstiques

Les aquifères karstiques sont différents des autres aquifères hétérogènes de type poreux ou fracturés de par leur structure particulière liée au phénomène de karstification. Celui-ci correspond au processus de dissolution de la roche calcaire par la circulation des eaux souterraines chargées en gaz carbonique dissous. Les aquifères karstiques évoluent donc rapidement dans le temps au gré de l'eau qui s'écoule, élargissant les interbancs et les fractures initiales du massif et formant des réseaux de conduits karstiques. Cette organisation particulière leur confère une hétérogénéité spatiale et une variabilité temporelle qui hiérarchisent les écoulements.

1.2.1.1 Evolution rapide des karsts au cours des temps géologiques

L'organisation des écoulements est dépendante de la répartition des propriétés hydrodynamiques et des conditions aux limites des aquifères. Les facteurs géologiques influencent les propriétés hydrodynamiques par la répartition des vides et de leur connectivité. Dans le cas des karsts, l'organisation structurale n'est pas immuable et est dépendante des circulations souterraines. En effet, les karsts évoluent rapidement au cours des temps géologiques grâce à l'action combinée des **processus de karstification**, qui génèrent du vide au sein des massifs *via* la dissolution des calcaires par des eaux chargées en gaz carbonique et l'**évolution des remplissages karstiques** (dépôts liés au fonctionnement hydrodynamique propre au karst, éléments autochtones détritiques) ou intrakarstiques (éléments allochtones détritiques comme par exemple les dépôts marins piégés dans le karst) qui comblent les vides du système karstique. Ce sont les variations du niveau de base karstique (Husson, 2013) qui vont déterminer et contrôler la transformation des structures de drainage karstique (ouverture, isolement ou fermeture) au fil des temps géologiques et ainsi influencer les propriétés hydrodynamiques du système.

Dès son émergence, une formation calcaire est soumise à la karstification, les principaux contrôles de karstification sont imputables à :

- la géologie, la lithologie et les structures de discontinuités (structures des réseaux de failles et de drainage) qui vont déterminer les horizons préférentiels d'inception (Filipponi, 2009 ; Ford et Williams, 2007 ; Lowe, 1992) ;
- l'état hydrogéologique du système lié au gradient hydrogéologique qui est le facteur déterminant contrôlant la mise en place du réseau de drainage (drains karstiques et réseau de cavités) (Palmer, 1991, 2000) ;
- les variations du niveau de base karstique qui déterminent et contrôlent la transformation des structures de drainage karstique (ouverture, isolement ou fermeture) au fil des temps géologiques et ainsi influencent les propriétés hydrodynamiques du système (Bakalowicz, 2005 ; Camus, 2003 ; Husson, 2013 ; Palmer, 2000) ;
- l'héritage d'une karstification précoce liée aux premières émergences des massifs qui génère les premières structures de drainage karstifiées et influence les phases de karstification suivantes (Leonardi *et al.*, 2011) ;
- les facteurs bioclimatiques impactant le volume et les propriétés chimiques de la recharge, tels que, des périodes humides ou pluvieuses et la présence potentielle de gaz dissous tel que le CO₂ qui acidifie les eaux d'infiltration, favorisant la dissolution des carbonates (Bakalowicz, 2005 ; Palmer, 2000).

L'interdépendance des écoulements et de l'organisation des vides est caractéristique des systèmes karstiques. Király (1975, 1978) a conceptualisé sous forme de « boucle de retour » (« *feedback-loop* »), les relations entre les systèmes d'écoulement, la répartition des propriétés hydrodynamiques, la distribution des vides et les facteurs géologiques.

1.2.1.2 Les différentes composantes des milieux karstiques

Les aquifères karstiques se distinguent généralement par trois grands types de structure : la matrice carbonatée, les discontinuités non karstifiées (failles, fissures, joints) et les discontinuités karstifiées (conduits ou drains et cavités karstiques). De par leurs propriétés hydrodynamiques différentes, ils hiérarchisent les écoulements au sein du massif. Ces trois grands types de structure sont généralement distingués respectivement selon les termes suivants : matrice, fracture et drain.

La **matrice** est formée lors de la diagenèse des sédiments. Elle présente une porosité intergranulaire (appelée aussi porosité de pores ou porosité primaire) intrinsèque à l'organisation des grains et des minéraux qui la composent. Les modèles d'écoulement à travers

la matrice sont les mêmes que pour les milieux poreux, s'appuyant sur la loi de Darcy (White, 2005). Les valeurs de perméabilité de matrices carbonatées sont très faibles : de 10^{-22} à 10^{-14} m² (Brace, 1980 ; Nooruddin *et al.*, 2014). Celles-ci sont généralement mesurées en laboratoire sur des échantillons de roche de taille centimétrique par un dispositif de perméamètre à gaz (Tidwell *et al.*, 1999 ; Tidwell et Wilson, 1997) ou à mercure (Nooruddin *et al.*, 2014). Du fait de cette faible perméabilité, la matrice peut donc être considérée comme imperméable, les écoulements au travers d'un massif karstique se faisant essentiellement au sein des fractures et des drains. Les paramètres hydrauliques de « matrice » mesurés *in situ* font généralement référence à la matrice fissurée (rôle de la micro-fracturation).

Le terme **fracture** est ici utilisé pour représenter toutes discontinuités non karstifiées présentes dans le massif carbonaté, majoritairement des fractures résultant de contraintes mécaniques s'appliquant à des massifs rocheux. Ce terme général regroupe l'ensemble des cassures avec ou sans rejet, de l'échelle millimétrique à kilométrique. Les écoulements dans les fractures des massifs calcaires sont équivalents à ceux des autres milieux fracturés (roches cristallines, grès. . .). De nombreux modèles ont été développés pour décrire l'écoulement dans une fracture, des plus simples aux plus élaborés. Le modèle le plus simple représente ces écoulements comme un flux laminaire entre deux plans parallèles (circulation 2D). La transmissivité est alors simplement corrélée à l'ouverture de la fracture par la loi cubique dérivant des équations de Navier-Stokes (Kiràly, 1971 ; Snow, 1965). Bien que largement utilisé, ce modèle ne prend pas en considération la géométrie et l'organisation spatiale des fractures liées notamment aux effets de rugosité qui impliquent des distributions d'ouvertures très variables à l'intérieur des plans de fractures (Méheust, 2005 ; Winberg *et al.*, 2000). L'écoulement dans une fracture n'est donc pas forcément laminaire et peut présenter des hétérogénéités : l'eau va essentiellement circuler *via* des chemins préférentiels qui ne représentent qu'une faible proportion de la surface totale de la fracture (Billaux, 1990 ; Pyrak-Nolte *et al.*, 1987) ; ce qui est appelé la « chenalisation des écoulements » (Tsang et Tsang, 1987). Les propriétés hydrauliques des fractures peuvent donc être très variables spatialement. Celles-ci dépendent principalement de leur degré d'ouverture, de la rugosité des parois, de leur remplissage à l'échelle de la fracture (Berkowitz, 2002 ; Hakami et Larsson, 1996 ; Winberg *et al.*, 2000) et de la connectivité du réseau de fractures à plus ou moins grande échelle (Berkowitz, 2002 ; Bour et Davy, 1997 ; Guihéneuf *et al.*, 2014).

Les **drains** (discontinuités karstifiées : conduits ou drains et cavités karstiques) sont la conséquence de la dissolution de la matrice carbonatée par de l'eau acidifiée par le CO₂ dissous, s'écoulant dans les fractures. Sous l'effet du gradient hydraulique, l'eau va

préférentiellement circuler dans les fractures les plus ouvertes (les plus transmissives), ce qui peut-être le cas des fractures soumises à un régime tectonique distensif (Eraso, 1986). La dissolution est alors préférentielle dans ces fractures, augmentant le débit qui les traverse aux dépens de fractures voisines et favorisant la création de conduits ou de cavités karstiques. Ce phénomène s'appelle la karstification. Classiquement la fonction de drainage est conférée aux réseaux de conduits et la fonction de stockage aux cavités, qualifiées parfois de Systèmes Annexes au Drainage (SAD) et connectées au drainage par des zones de fortes pertes de charge (Mangin, 1975). Les conduits karstiques correspondent aux conduits élargis par dissolution et de diamètre supérieur à 1 cm (Jeannin, 1996). Les écoulements dans les conduits karstiques sont schématiquement représentés par une circulation dans un cylindre rectiligne creux de longueur L et de rayon R (1D). Cependant, les drains sont hétérogènes de par leur variation d'ouverture, de direction, de pente, de rugosité de paroi, ce qui engendre des variations dans les régimes d'écoulement avec des zones mobiles laminaires ou turbulentes, des zones immobiles où l'eau se retrouve « piégée » (Geyer, 2008 ; Hauns *et al.*, 2001). La majorité des écoulements dans les conduits karstiques en charge sont turbulents (Jeannin, 1996).

Notons que les remplissages karstiques peuvent jouer un rôle important sur l'hétérogénéité du système en induisant des variations très rapides au cours du temps des paramètres hydrodynamiques par des effets de colmatage ou de décolmatage d'éléments conducteurs (Motyka, 1998).

La répartition et l'organisation de ces hétérogénéités est spécifique à chaque système. Ils jouent un rôle important pour l'écoulement et le transport de soluté, en même temps qu'elles expliquent les réponses des débits de pompage et des niveaux d'eau aux modifications des conditions aux limites (voir figure 1.1).

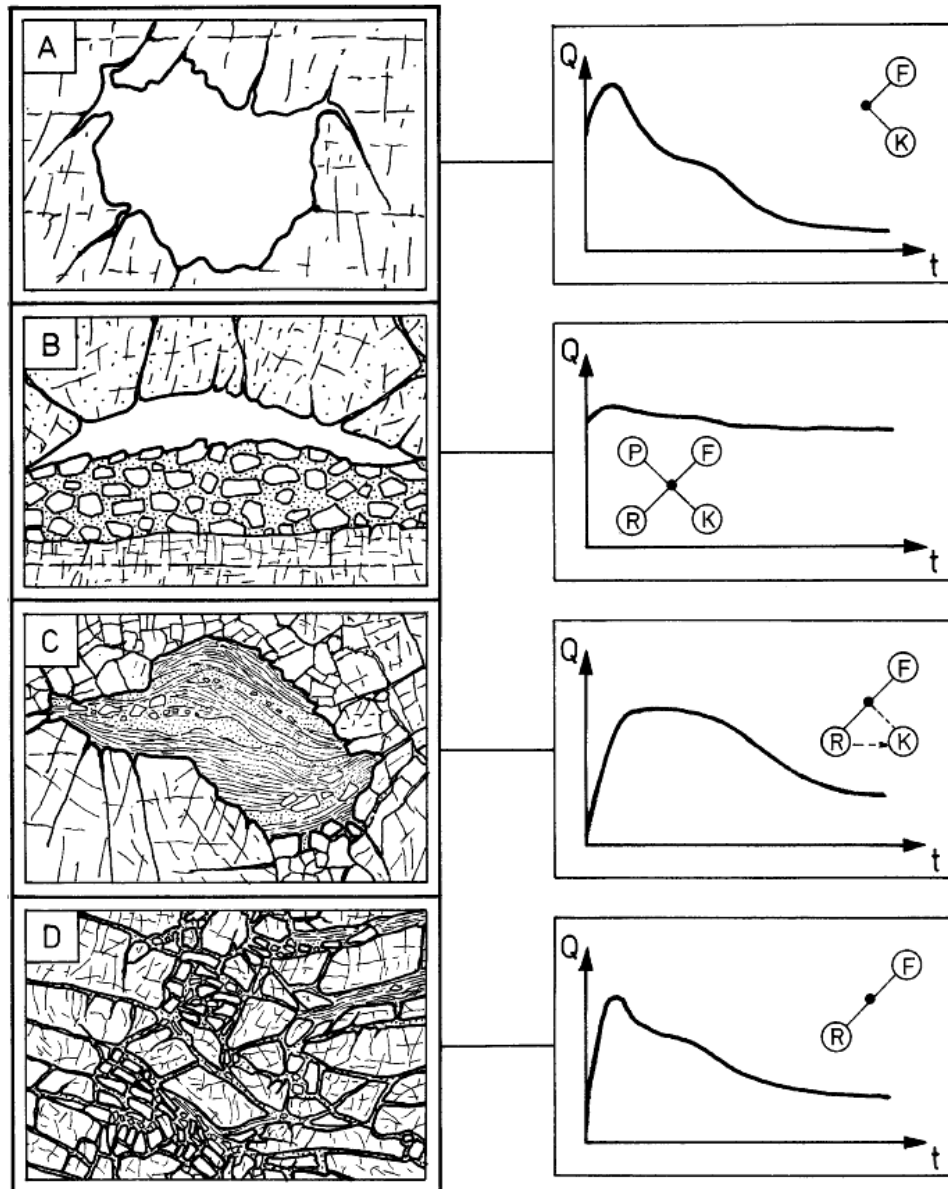


FIGURE 1.1 – Exemples de différents types d'hétérogénéités karstiques (K = drains, F = fractures, P = remplissages poreux, R = remplissages fins peu perméables) des carbonates des mines d'Olkusz (Sud de la Pologne) et leur impact sur les réponses hydrodynamiques (hydrogrammes de crue) des différentes zones traversées (Motyka, 1998). A) Drainage assuré par un système drains-fractures (généralement observé dans les calcaires); B) Drainage de cavernes remplies d'éléments poreux et fins au niveau des zones de brèches des dolomies ou à proximité de la frontière entre calcaire et dolomie; C) Drainage principalement lié aux fractures pour les zones de drain remplies d'éléments peu perméables; D) Drainage de zones de brèches (remplissage des fractures avec des dépôts à grain fin)

1.2.2 Impact des hétérogénéités sur les écoulements

1.2.2.1 Répartition des charges hydrauliques

L'étude du réseau d'écoulement est un point clef pour les hydrogéologues car elle répond à des problèmes pratiques de recherche ou d'exploitation des eaux souterraines. Le sens d'écoulement des eaux souterraines est généralement estimé à partir des mesures de la piézométrie, équivalents à des mesures de "charges hydrauliques moyennes" de la nappe. Les lignes d'écoulement sont tracées perpendiculairement aux lignes équipotentielles (isopièzes) extrapolées en deux dimensions (horizontalement) à partir des mesures piézométriques. Or, verticalement un forage recoupe toujours plusieurs surfaces équipotentielles (Jeannin, 1996 ; Tóth, 1963) rendant le dessin de cartes piézométriques approximatif voir faux pour représenter les charges hydrauliques dans l'aquifère.

Dans les milieux karstiques, en fonction de la position des piézomètres par rapport aux voies préférentielles d'écoulement (conduits karstiques et/ou zones de fractures), les charges hydrauliques peuvent être extrêmement variables (voir figure 1.2) et ce qui rend difficile d'extrapoler précisément le sens d'écoulement des eaux souterraines.

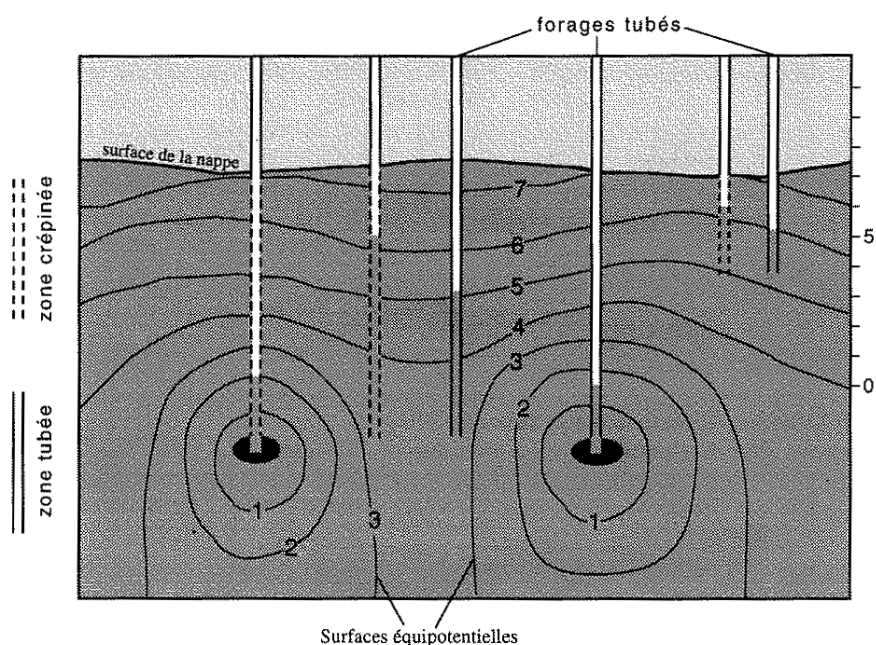


FIGURE 1.2 – Représentation schématique de la variabilité des charges hydrauliques en fonction des volumes recoupés (Jeannin, 1996).

Des mesures en continu des niveaux piézométriques sur différents forages ou entre obturateurs montrent de grandes différences en fonction des transmissivités des zones traversées (Droque, 1974, 1980 ; Jeannin, 1996).

Les gradients hydrauliques apparents peuvent s'inverser entre les périodes de basses eaux, où le réseau karstique draine les volumes peu perméables et les périodes de hautes eaux, où la charge du réseau karstique dépasse alors celle des volumes peu perméables (voir figure 1.3).

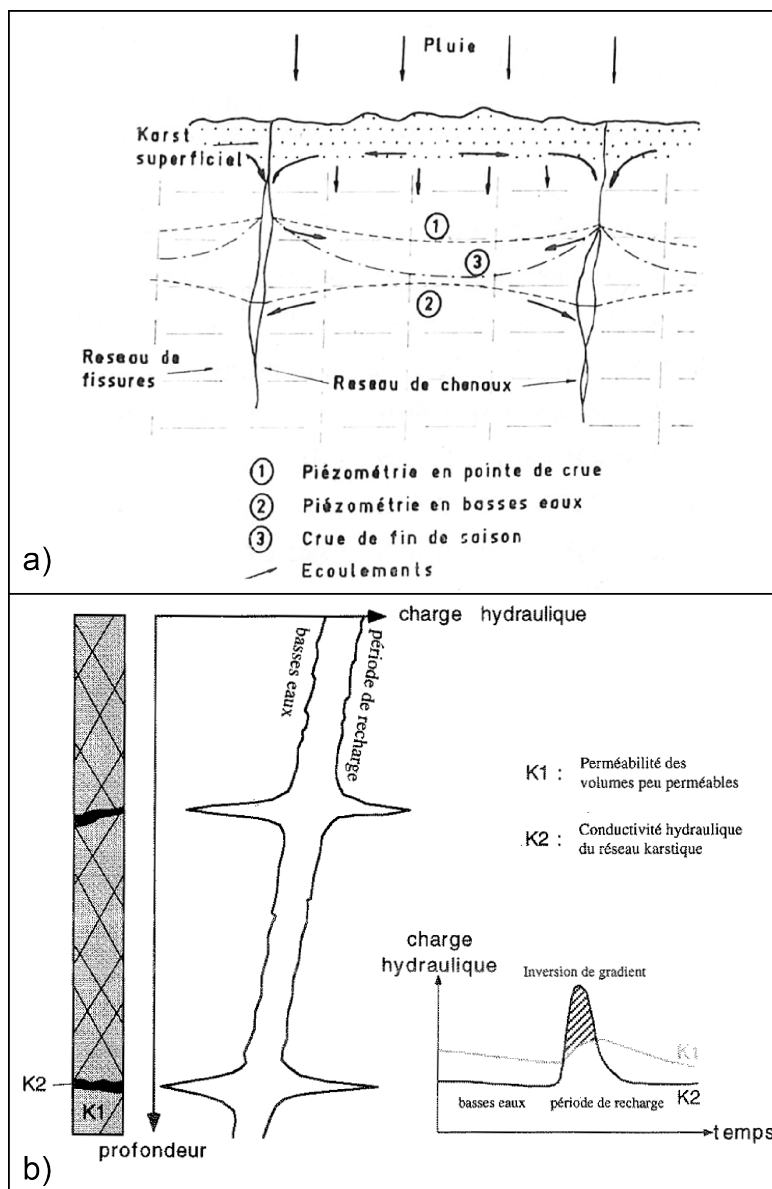


FIGURE 1.3 – a) Circulations d'eau et profils piézométriques en fonction du cycle hydrologique (Droque, 1974) ; b) Comportement hydrodynamique respectif des volumes peu perméables et des conduits (Jeannin, 1996).

Dans les milieux karstiques, les charges hydrauliques sont réparties de façon extrêmement hétérogène spatialement (variations horizontales et verticales) mais aussi temporellement. Seul un réseau piézométrique dense couplé à une bonne connaissance de la structure du système et un apport complémentaire des essais de traçages permettent de discuter sur le sens réel d'écoulement de la nappe au cours du temps.

1.2.2.2 Réactivité des systèmes

Les variations de charge hydraulique au cours du temps sont généralement lentes et de faible amplitude pour les zones de faible perméabilité peu connectées au réseau de drainage (matrice fissurée), alors qu'elles sont rapides et de forte amplitude pour des zones transmissives connectées au réseau de drainage (voir figure 1.4). Ceci illustre le rôle des hétérogénéités sur la réactivité du milieu : le réseau karstique est très diffusif car très transmissif mais avec un faible emmagasinement, par rapport à la matrice fissurée qui tamponne la réponse hydraulique car faiblement transmissive mais avec une plus forte capacité de stockage.

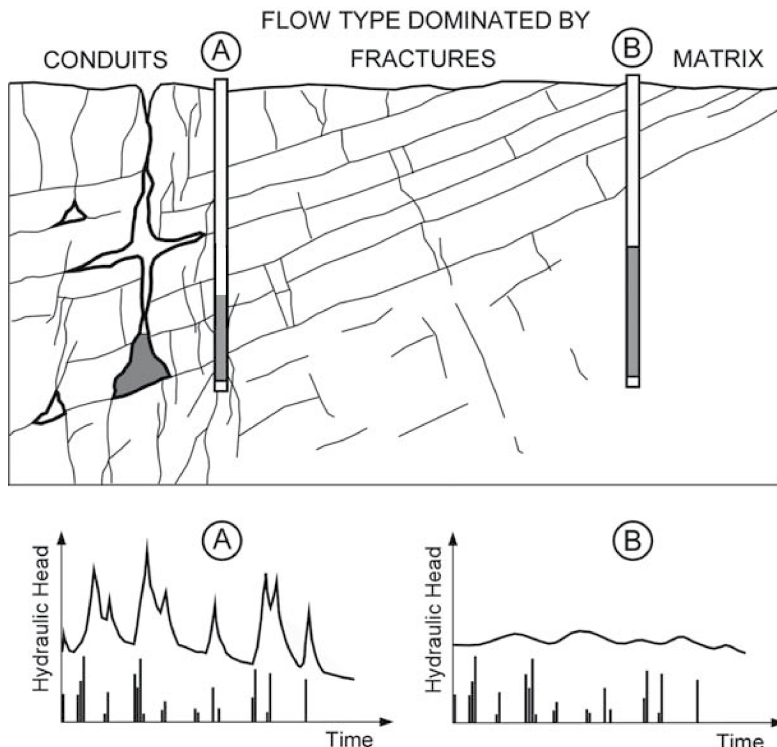


FIGURE 1.4 – Niveaux piézométriques représentés en grisé à un temps « t » dans le réservoir, et sous forme de courbe d'évolution temporelle, ceci pour des forages A) au niveau d'une zone de drain, B) au niveau d'une zone de matrice (Kresic, 2007).

L'analyse des différents types de réponses piézométriques au cours du cycle hydrologique (Healy et Cook, 2002 ; Powers et Shevenell, 2000) mais aussi au cours d'essais de pompage (Larsson, 1984 ; Motyka, 1998) associés à l'analyse d'essais de traçage (Geyer *et al.*, 2007 ; Meus, 1993 ; Smart, 1988) sont les outils classiques de compréhension de l'organisation des différentes structures du système.

1.2.2.3 Vitesses d'écoulement et dispersion hydrodynamique

Les hétérogénéités structurales du milieu conduisent à des variations significatives de vitesse du fluide. En effet, la répartition des hétérogénéités entraîne une distribution spatiale des transmissivités et par conséquent une distribution spatiale des vitesses de flux.

La réalisation de traçages artificiels permet d'obtenir des informations sur les vitesses d'écoulement du système qui sont très variables en fonction des zones traversées. Or, la majorité des traçages réalisés en milieu karstique concernent la caractérisation du transfert des drains karstiques, puisque la plupart des injections concernent des pertes directement connectées au réseau de drainage. Il est difficile d'injecter dans les zones faiblement perméables et la durée des expériences serait généralement trop longue pour permettre un suivi (Jeannin, 1996). Ainsi les vitesses d'écoulements mesurés pour les milieux karstiques sont particulièrement rapides de l'ordre de 10-100 m h⁻¹ (Jeannin, 1996 ; Meus, 1993).

La réalisation d'essais de traçage dans les milieux karstiques permet de montrer l'influence des phénomènes de dispersion sur l'allure des courbes de restitution des traçages (Meus, 1993). L'hétérogénéité des milieux karstiques va jouer de façon plus ou moins importante sur la dispersion par exemple : des échanges pouvant se produire entre différentes composantes du karst comme pour les « effets d'eau immobile » (Geyer *et al.*, 2007 ; Goldscheider *et al.*, 2008 ; Göppert et Golscheider, 2008 ; Hauns *et al.*, 2001) ou différents chemins d'écoulements au travers des discontinuités karstiques (Jones, 1984 ; Smart, 1988).

1.2.3 Modélisations des écoulements en milieu karstique : typologie des modèles hydrogéologiques et prise en compte des hétérogénéités du milieu

Le développement et l'application de modèles mathématiques (analytiques ou numériques) sont nécessaires à la prédiction des écoulements et du transport dans les aquifères. En effet, la mesure des propriétés hydrauliques reste ponctuelle, dépendante des quelques points d'observations disponibles (forages, sources). La compréhension globale du fonctionnement d'un aquifère nécessite la déduction des propriétés hydrauliques dans tout le système, en se basant sur des hypothèses fortes concernant la structure du milieu et la définition des conditions aux limites. Etant donné l'extrême hétérogénéité spatiale et temporelle de leur paramètres hydrauliques, les aquifères karstiques sont traditionnellement difficiles à modéliser. Nous présentons ici rapidement les principaux types de modèles utilisés en hydrogéologie karstique et leur capacité à prendre en compte l'hétérogénéité des systèmes. Classiquement, deux grandes approches sont employées pour modéliser les aquifères karstiques, elles se singularisent par leur représentation spatiale des hétérogénéités (Király, 2003 ; Kovács, 2003 ; Kovács et Sauter, 2007) :

a) Les **modèles globaux** représentent le système comme une entité unique ne prenant pas, ou que partiellement en compte la variabilité spatiale des processus. Ces modèles s'appuient sur une approche fonctionnelle (voir figure 1.5), c'est-à-dire que des relations empiriques relient les entrées (ex : pluies) et les sorties (ex : niveaux piézométriques, débit) du système, sans vouloir forcément suivre de loi physique. Les hydrogrammes de crue sont donc considérés comme une intégration du comportement hydraulique moyen de la totalité du système karstique. Ce type d'approche a pour objectif de reproduire le fonctionnement global de l'hydrosystème et permet la prise en compte de grande échelle comme l'échelle du bassin versant depuis les zones d'entrée à celles de sortie. Il existe un grand nombre de modèles globaux (modèles boîtes noires, modèles réservoirs) qui se distinguent par leur méthodes d'analyse des hydrogrammes (voir la *review* de Jeannin et Sauter, 1998). Ces modèles utilisent différents algorithmes d'optimisation, avec entre autres, des outils statistiques (Eisenlohr *et al.*, 1997 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Mangin, 1981, 1984), des réseaux de neurone (Kong-A-Siou *et al.*, 2013, 2011 ; Kurtulus et Razack, 2010), des algorithmes génétiques (Mazzilli *et al.*, 2012 ; Tritz *et al.*, 2011). Ces modèles, relativement « simples » par leur mise en œuvre et leur calage, arrivent bien à simuler de façon globale un débit à la source mais ne peuvent reproduire le fonctionnement hydrodynamique en tout point de l'aquifère, fortement dépendant des hétérogénéités spatiales du milieu.

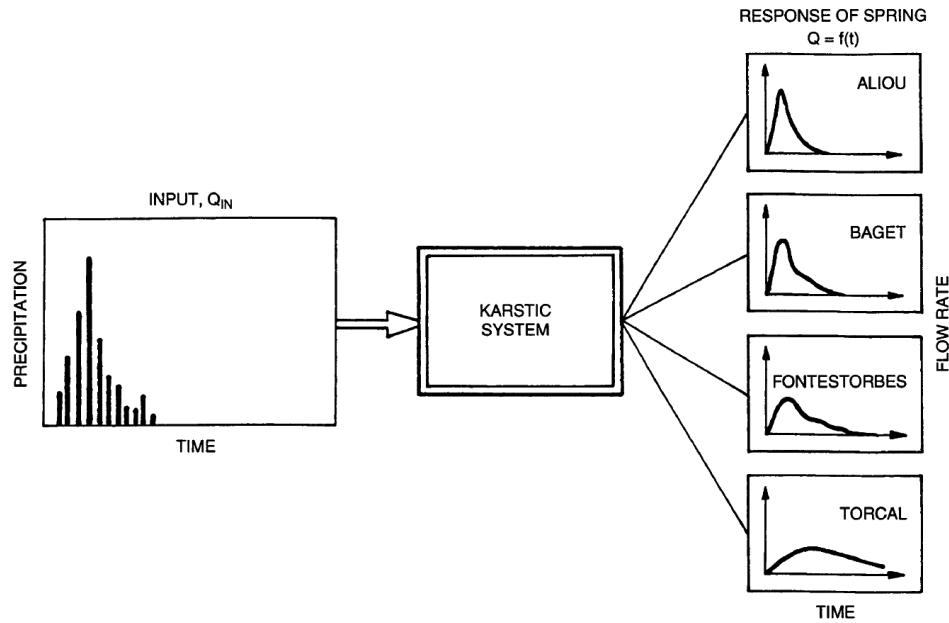


FIGURE 1.5 – Exemple d’approche fonctionnelle de différents systèmes karstique : analyse des débits des systèmes en fonction de la pluviométrie. D’après Mangin (1984).

b) Les **modèles distribués** tiennent compte de la variabilité spatiale des processus étudiés. Les paramètres physiques sont représentés par des valeurs différentes dans chaque unité spatiale. Ces modèles permettent de décrire les hétérogénéités et/ou les processus mais nécessitent une connaissance plus détaillée du milieu investigué ce qui est souvent difficile à mettre en place à grande échelle. La prise en compte des hétérogénéités peut se faire suivant une approche déterministe, ce qui implique la connaissance et la description détaillée de la structure du réseau de drainage. Les réseaux de drainage ne pouvant généralement être décrits que de façon partielle, une approche stochastique (représentation statistique des propriétés du milieu) permet de pallier le manque de connaissances. Les modèles distribués tiennent compte de deux principaux concepts : (i) le concept de milieu continu qui considère les écoulements dans un milieu poreux équivalent incluant les hétérogénéités en termes de distribution spatiale des paramètres, et (ii) le concept de milieu discret qui considère les écoulements dans les fractures ou les conduits karstiques (par exemple les modèles structuraux prenant en compte les règles de fracturation dans les massifs carbonatés comme REZO3D, Josnin *et al.*, 2002 ; Jourde, 1999). Ces deux concepts peuvent aussi être combinés (modèle hybride) en considérant des écoulements dans une matrice de type poreux continu et dans des fractures et des drains discrets (Hakoun, 2013 ; Király, 1985, 1988 ; Király et Morel, 1976). Teutsch et Sauter (1991) proposent un classement des modèles distribués des aquifères karstiques

en fonction : i) de leur capacité à représenter les hétérogénéités, ii) de leur modalités pratiques d'application, et iii) de l'effort d'investigation *in situ* nécessaire à leur mise en place (voir figure 1.6).

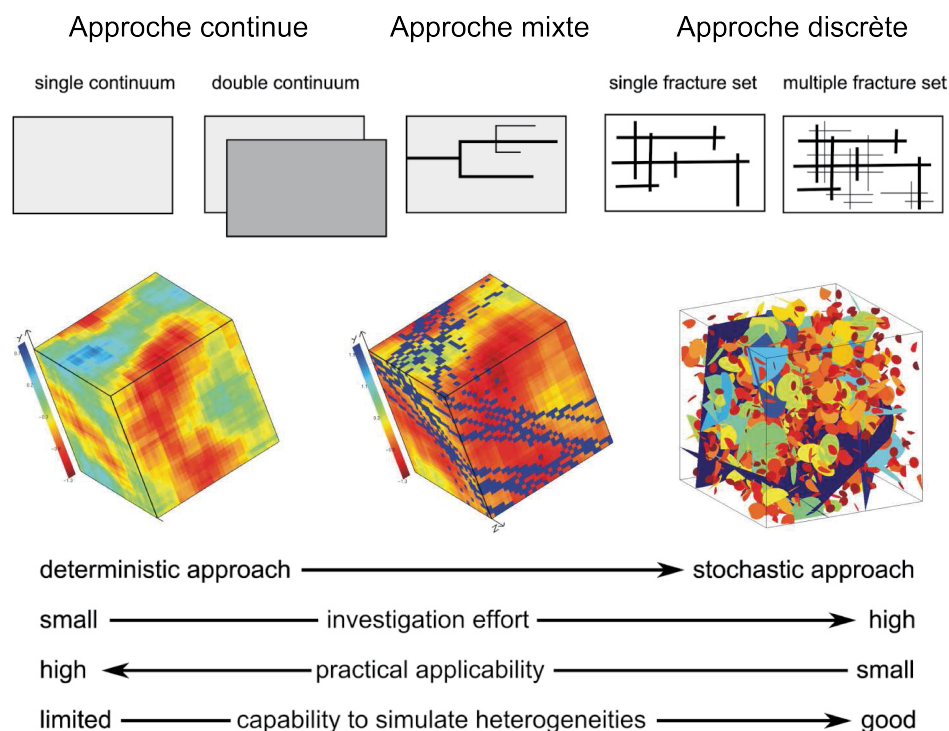


FIGURE 1.6 – Représentation des modèles distribués possibles pour les aquifères fracturés et karstiques. D'après Teutsch et Sauter (1991) et Le Goc (2009).

L'approche distribuée permet de mieux caractériser la variabilité spatio-temporelle des paramètres en incluant les hétérogénéités et elle permet notamment d'étudier les effets de connectivité au sein d'un réseau de fracture et de reproduire un effet d'échelle (de Dreuzy, 2008 ; de Dreuzy *et al.*, 2012). Une des grandes difficultés liées à ce type de modèle concerne la gestion des paramètres : le nombre de paramètres possibles peut devenir difficilement gérable avec l'augmentation du nombre de mailles ou d'unités de modèle (Beven, 1989).

Quel que soit son degré de complexité, un modèle reste une représentation simplifiée d'un système complexe : l'hétérogénéité du milieu ne peut être qu'estimée et la variabilité spatiale des données ne peut être qu'approchée. La compréhension des hétérogénéités du milieu associée à la caractérisation des propriétés hydrodynamiques et du transport *in situ* restent indispensables à l'élaboration et la validation de modèles d'écoulement.

1.3 Notion de connectivité

Les aquifères karstiques se caractérisent par leur hétérogénéité de structure à porosité multiple, où les transferts de pressions et de masse s'effectuent essentiellement par les conduits karstiques et les fractures qui représentent des chemins d'écoulement préférentiels. La connectivité des différents éléments par rapport à un réseau de drainage principal constitue un élément important dans l'organisation des écoulements et du transport des aquifères karstiques.

1.3.1 Définitions

La notion de connectivité renvoie à la notion de connectivité structurale qui définit la capacité de générer un chemin d'écoulement continu au sein des discontinuités interconnectées. La connectivité structurale aussi appelée connectivité statique ([Renard et Allard, 2013](#)) fait globalement référence à l'existence de chemins connectés d'éléments de forte perméabilité (« *connected paths of high- K material* », [Ronayne, 2013](#)). Les propriétés de cette connectivité sont fonction de la distribution spatiale des paramètres structuraux (tectoniques et karstiques) et lithologiques ([Renard et Allard, 2013](#)). Cette connectivité structurale induit une chenalisation des écoulements qui se traduit par des zones d'écoulement préférentielles concentrant les flux et réduisant les temps de transfert de solutés ([Knudby et Carrera, 2005, 2006](#) ; [Tsang et Neretnieks, 1998](#)).

Du fait de leurs hétérogénéités, les aquifères karstiques présentent de forts contrastes de propriétés hydrodynamiques, ce qui implique des discontinuités hydrauliques et une forte chenalisation des écoulements. Les écoulements sont hiérarchisés à travers les différentes composantes karstiques : les pores interconnectés au sein de la matrice rocheuse, les fractures micro à macroscopiques et les discontinuités karstifiées (fractures, drains, cavités). Or, la plupart des aquifères karstiques calcaires ont une matrice carbonatée quasi-imperméable. Pour que l'eau puisse s'écouler à travers un massif karstique, les fractures et les conduits karstiques doivent être suffisamment interconnectés afin de former des chemins d'écoulements (« *flow-paths* »). La structure des réseaux de drainage et leurs caractéristiques hydrodynamiques sont donc les principaux éléments susceptibles d'expliquer le fonctionnement hydraulique des milieux fracturés ([Bour et Davy, 1997](#)) et karstiques ([Bakalowicz, 2005](#) ; [Eraso, 1986](#)). Caractériser la géométrie et la connectivité globale des réseaux karstiques reste extrêmement compliqué, et demeure à ce jour encore un domaine de recherche scientifique à explorer. Cependant, il est possible d'évaluer la

connectivité (degré de connexion) entre un point d'observation (en forage ou *via* une perte) et le réseau karstique.

1.3.2 Les zones de faille : barrières et/ou corridors hydrauliques

Les failles jouent un rôle important en hydrogéologie karstique (Herold *et al.*, 2000 ; Matonti *et al.*, 2012). Ce sont des fractures de quelques mètres à plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres de long, avec un déplacement relatif des blocs de roche séparés (Foucault et Raoult, 2005). L'impact hydrogéologique des zones de faille est dépendant de trois principales caractéristiques physiques : l'ouverture du plan de faille, la présence et la perméabilité de son matériau de remplissage et la valeur du déplacement, appelé rejet, qui permet de mettre en contact des formations de différentes perméabilités (Herold *et al.*, 2000). Ainsi en fonction de ces paramètres, les failles peuvent jouer le rôle de barrière hydraulique (voir figure 1.7 a) et c)), ou un rôle de conducteur hydraulique (figure 1.7 b) et d)). En outre, le rôle hydrogéologique dépend de son orientation par rapport au gradient hydraulique.

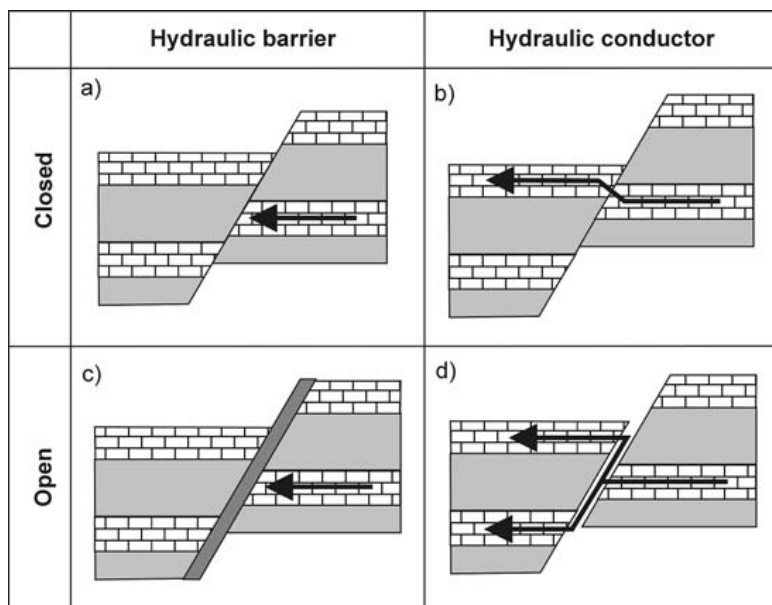


FIGURE 1.7 – Exemples de fonction hydrogéologique pour une faille normale recoupant une séquence marno-calcaire : a) déconnexion hydraulique lié au déplacement ; b) connectivité hydraulique entre deux compartiments différents ; c) remplissage imperméable de la faille, d) connexion de plusieurs compartiments *via* la faille (Goldscheider et Drew, 2007).

L'architecture des zones de faille est étudiée au niveau d'affleurements (Caine *et al.*, 1996 ; Matonti *et al.*, 2012 ; Tirla et Vijulie, 2013). Il a été observé que les zones de failles présentent des structures hétérogènes, qui organisent les écoulements de façon locale avec des zones de drainage, des zones de barrière et des zones mixtes. Cette mixité s'observe particulièrement pour les carbonates (Matonti *et al.*, 2012 ; Tirla et Vijulie, 2013), où les failles sont parfois dites de type « barrière-conduit », c'est-à-dire avec des zones imperméables qui alternent avec des zones de drains permettant l'écoulement des eaux souterraines de part et d'autre de la faille (figure 1.8).

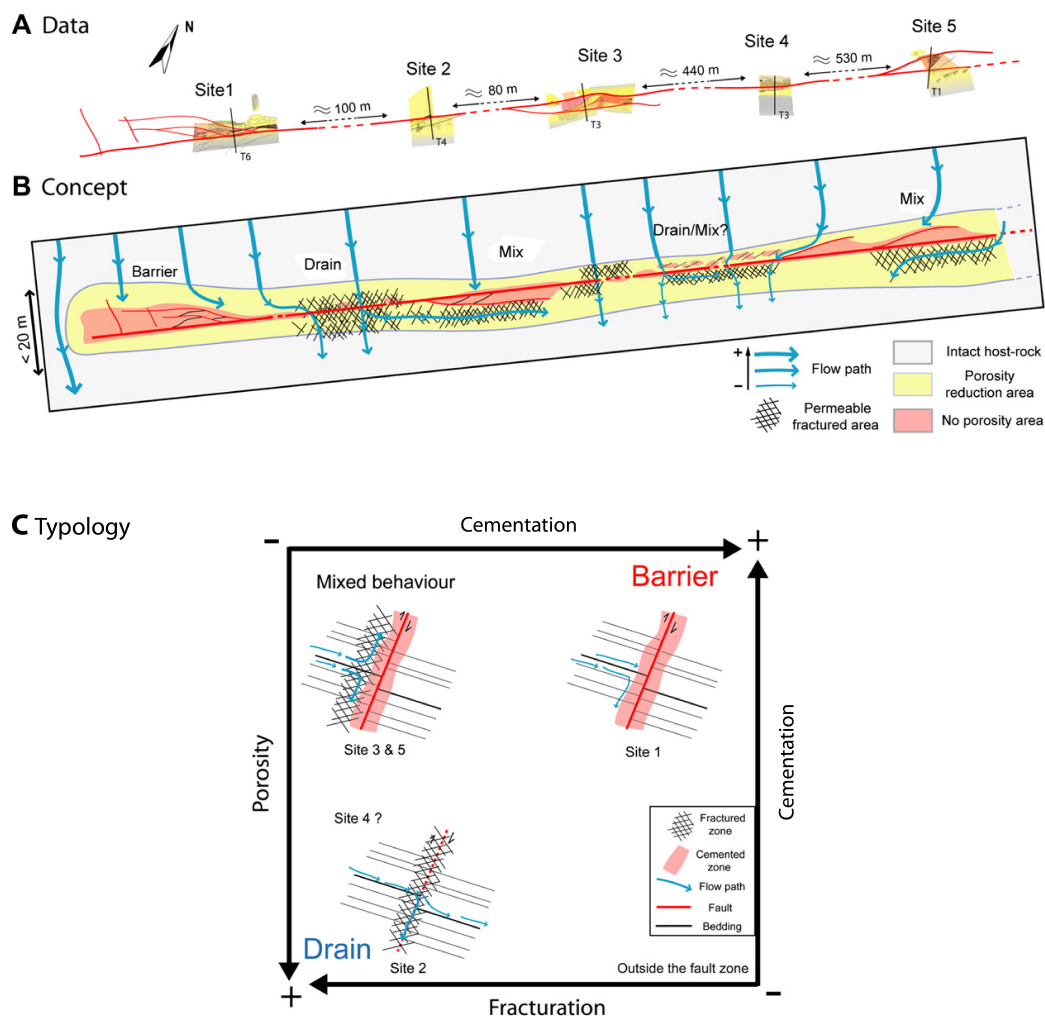


FIGURE 1.8 – Variations latérales du comportement hydraulique de la faille de Castellans recoupant des carbonates du Sud-Est de la France avec un écoulement perpendiculaire à la direction de la faille. A. Sites des affleurements analysés ; B. Modèle conceptuel de la faille ; C. Comportements hydrauliques observés le long de la zone de faille. D'après Matonti *et al.* (2012).

1.3.3 Conséquences de la connectivité hydraulique

La connectivité entre les différents volumes influence qualitativement les propriétés d'écoulement et de transport des réservoirs souterrains (Renard et Allard, 2013). Dans les milieux karstiques, les écoulements sont particulièrement dépendants de la connectivité du réseau de drainage (Ronayne, 2013). Les principaux impacts de la connectivité dans les milieux fracturés ou karstiques concernent la compartimentation hydraulique des aquifères et la hiérarchisation des écoulements (Bailly-Comte *et al.*, 2009). La caractérisation de ces phénomènes permet indirectement de mieux comprendre la répartition des structures et leurs états de connectivité.

1.3.3.1 Compartimentation hydraulique

Lorsque les sites étudiés présentent un réseau de forage développé, l'analyse des variations des différents niveaux piézométriques (au cours d'un cycle hydrologique ou au cours d'essais de pompage) permet généralement de se faire une première idée des différences de connectivité du système. Dans les milieux karstiques, les relations hydrauliques entre les compartiments superficiels (rivière ou lac temporaire, épikarst) et les compartiments souterrains peuvent être caractérisées par l'analyse croisée du signal piézométrique et de celui des eaux de surface (Bailly-Comte *et al.*, 2009 ; Gill *et al.*, 2013).

Les variations de charges hydrauliques au cours du cycle hydrologique peuvent entraîner une compartimentation verticale (voir figure 1.9), ainsi qu'une compartimentation horizontale du système par dénoyage d'une partie du réseau de drainage pouvant isoler différentes zones de l'aquifère. La connectivité hydraulique du réseau de drainage des systèmes karstiques est particulièrement variable au cours du temps (Bailly-Comte *et al.*, 2009 ; Charlier *et al.*, 2012).

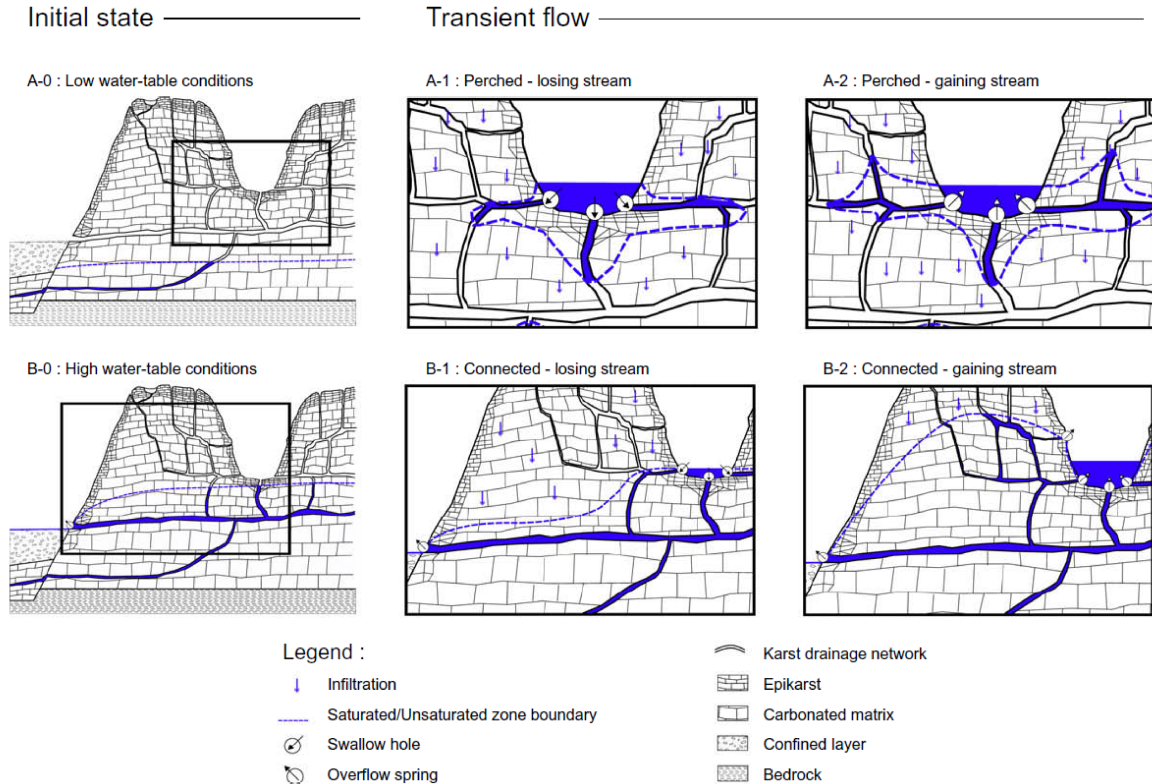


FIGURE 1.9 – Modèle conceptuel du système karstique du Coulazou représentant la variabilité de la connectivité verticale entre les compartiments superficiels et profonds en fonction de l'état hydrologique (Bailly, 2009).

La réalisation de traçages artificiels est un outil classique utilisé pour contrôler les connexions hydrauliques entre différents compartiments de l'aquifère. Généralement, l'injection d'un traceur se fait au niveau d'une perte et la restitution est observée au niveau des sources. L'analyse des courbes de restitution fournit des informations intéressantes sur l'évolution des profils de vitesses dépendantes du degré de connectivité au réseau de drainage principal. La comparaison de différents traçages réalisés sur différents compartiments ou à différentes périodes du cycle hydrologique permet d'analyser qualitativement la variabilité spatiale et temporelle de la connectivité hydraulique du système (Morales *et al.*, 2007).

Les éléments naturels chimiques (Bicalho, 2010) ou biologiques (Prié, 2008) peuvent aussi être utilisés comme marqueurs des masses d'eau circulant au sein des hydro-systèmes. Ainsi, l'analyse sur le long terme de la répartition de ces masses d'eau peut mettre en évidence la compartimentation et la variabilité spatiale et temporelle des connectivités entre ces différents compartiments (Batiot-Guilhe *et al.*, 2014).

1.3.3.2 Hiérarchisation des écoulements

Les écoulements dans les milieux fracturés et karstiques se concentrent généralement sur un faible volume de l'aquifère, suivant un réseau de drainage connecté (Day-Lewis *et al.*, 2000 ; Olsson *et al.*, 1992). L'anisotropie des propriétés hydrauliques observée au cours de tests d'interférences est notamment liée aux variations de connectivité des différents forages au réseau de drainage principal.

La localisation et la caractérisation hydrodynamique des principales zones productives (« flow path ») permettent de mieux comprendre l'organisation hiérarchisée des transferts de flux ou de masses. L'utilisation de diagraphies multi-paramètres, de débitmètres ou encore d'essais entre obturateurs hydrauliques sont les outils classiquement utilisés dans ce cas (Audouin *et al.*, 2008 ; Chatelier *et al.*, 2011 ; Le Borgne *et al.*, 2006, 2007).

L'impact qualitatif de la connectivité est bien compris mais reste difficilement quantifiable. Dans le cadre de la modélisation géostatistique, certains auteurs ont tenté de quantifier cette connectivité hydraulique observée sur le terrain en terme d'indicateurs de connectivité (Fripiat *et al.*, 2009 ; Knudby et Carrera, 2005, 2006 ; Renard et Al-lard, 2013 ; Trinchero *et al.*, 2008). Par exemple, Knudby et Carrera (2005) présentent et évaluent neuf indicateurs de connectivité hydraulique basés sur des caractéristiques statistiques ou sur des paramètres d'écoulement ou de transport. Sans entrer dans le détail, il est intéressant de souligner que les indicateurs de flux et de transport sont les plus pertinents et que le concept de connectivité est dépendant du processus analysé (Knudby et Carrera, 2005). En effet, l'impact de la connectivité sur les flux n'est pas forcément similaire à celui sur le transport.

La connectivité est donc un concept important de plus en plus considéré pour la modélisation des comportements des systèmes aquifères. L'analyse de la structure du système couplée aux mesures de la réactivité hydrodynamique (diffusivité, temps de transfert) à différentes échelles représente la première étape indispensable à la prise en compte et à la caractérisation de cette connectivité. Cette connectivité reste cependant encore difficilement quantifiable et caractérisable *in situ*. Localiser et caractériser les zones d'écoulement préférentiel afin d'évaluer leur connectivité avec le réseau de drainage principal font partie des objectifs de cette étude.

1.4 Effets d'échelle

L'intérêt des effets d'échelle est largement abordé dans un grand nombre de disciplines et peut alors être compris de plusieurs façons en fonction des paramètres concernés et surtout des objectifs recherchés. Concernant la détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère, la notion d'effets d'échelle renvoie à deux grandes problématiques pour les hydrogéologues : l'impact du changement d'échelle (sur les mesures/interprétations ou sur la modélisation) et le transfert d'échelle (établissement de lois d'échelle pour la modélisation).

Notre étude s'intéresse à la caractérisation du milieu par des méthodes expérimentales et non à un volet modélisation. C'est pourquoi, un *focus* est fait ici sur les différents aspects du changement d'échelle lors des mesures *in situ*. La notion de Volume Élémentaire Représentatif sera définie avant d'aborder les échelles de mesure et la répartition des propriétés hydrodynamiques des milieux karstiques en fonction de ces échelles.

1.4.1 Volume Élémentaire Représentatif (VER)

Dans les aquifères, les écoulements se font au travers d'un réseau complexe de vides interconnectés (porosité primaire ou secondaire) qui présentent une organisation hétérogène. Caractériser un milieu aquifère par des paramètres hydrauliques statistiquement représentatifs implique généralement son assimilation à un milieu continu (concept de *continuum*) dans lequel les variations des propriétés dans l'espace sont suffisamment faibles pour permettre l'utilisation de calculs différentiels décrivant les processus qui s'y déroulent (Bear, 1979). Le Volume Élémentaire Représentatif (VER) du milieu considéré représente un volume théorique qui permet cette assimilation. Il dépend des structures des vides qui confèrent au milieu ses propriétés et la grandeur de ce volume est comprise entre deux extrêmes : le domaine des effets microscopiques ($<U_{min}$) et le domaine où les propriétés sont impactées par les hétérogénéités macroscopiques ($>U_{max}$) où les propriétés du milieu sont variables dans l'espace (voir figure 1.10). Le concept de VER concerne la définition d'une échelle où les écoulements du milieu sont relativement homogènes, assimilables à des écoulements dans un milieu poreux.

Néanmoins, le concept de VER est difficile à définir sans ambiguïté ou à mettre en pratique, même pour des milieux poreux (Neuman et Di Federico, 2003). Cela s'avère encore plus problématique dans l'étude des milieux fracturés et karstiques (Neuman, 1988). Les karsts sont extrêmement hétérogènes à toutes les échelles et les écoulements

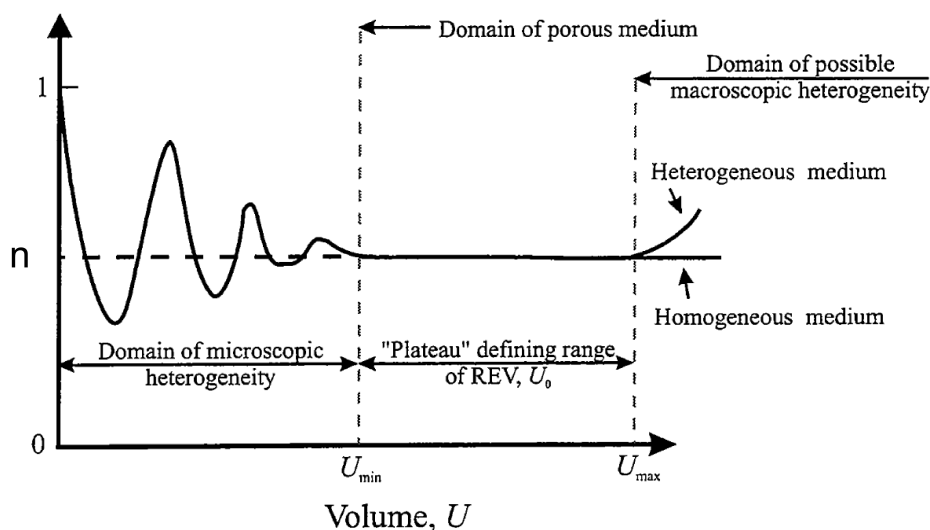


FIGURE 1.10 – Domaine d'existence d'un Volume Élémentaire Représentatif (Bear, 1979).

sont chenalisés et hiérarchisés *via* le réseau de drainage. Les très forts contrastes de connectivités locales et la mise en évidence de chemins d'écoulement à grande échelle ne permettent pas d'estimer une échelle pour laquelle les valeurs moyennes des propriétés hydrauliques sont stationnaires. Par conséquent, il est important de garder à l'esprit la notion d'échelle investiguée lors de la caractérisation des écoulements pour les milieux karstiques.

1.4.2 Pertinence de l'échelle de mesure

La définition de l'échelle de mesure n'est pas aisée pour des milieux hétérogènes de type fracturé ou karstique. La notion d'échelle fait normalement référence à un volume du milieu où les paramètres ont été mesurés en référence au VER. Concrètement ce volume représente soit directement un volume du milieu testé ou un volume d'influence du test utilisé (rayon d'influence d'un essai de pompage ou étalement d'un nuage de traceur, Neuman et Di Federico, 2003 ; Schulze-Makuch *et al.*, 1999).

Pour des mesures concernant des échantillons de roche en laboratoire ou des zones de forages isolées entre obturateurs, le volume du milieu investigué est généralement estimé par rapport à la surface de contact efficace entre l'instrument de mesure et le milieu testé. Il est évident que lors de l'investigation de volumes plus grands (mesures à l'échelle du bassin par exemple), il devient quasiment impossible d'avoir un contrôle

sur la surface de la zone testée et que seules les limites d'influence des tests peuvent être observées. De plus, il est difficile d'estimer le volume investigué pour des milieux fracturés ou karstiques car les paramètres sont dépendants des discontinuités recoupées. Souvent les échelles sont regroupées en trois classes en fonction du type de tests et de leur rayon moyen d'influence (voir figure 1.11) : l'échelle du laboratoire (blocs de roche), l'échelle locale (forages) et l'échelle régionale (bassin hydrogéologique, Clauser, 1992 ; Király, 1973, 1975).

1.4.3 Dépendance d'échelle des propriétés hydrauliques et hydrodispersives

Différentes études montrent que les paramètres de transmissivité (Illman, 2006 ; Király, 1975 ; Nastev *et al.*, 2004 ; Qian *et al.*, 2007 ; Rovey II, 1994 ; Rovey II et Cherkauer, 1995 ; Sánchez-Vila *et al.*, 1996 ; Schulze-Makuch et Cherkauer, 1998 ; Whitaker et Smart, 2000) augmentent avec l'échelle investiguée. Ceci est souvent attribué à l'apparition de zones de forte transmissivité lorsque le domaine augmente. La probabilité d'inclure ces zones à l'intérieur du domaine d'écoulement augmenterait avec l'échelle (Sánchez-Vila *et al.*, 1996).

Király (1973, 1975, 1978) a proposé une vision schématique de l'évolution de la conductivité hydraulique en fonction de trois échelles de mesures qui déterminent des ordres de grandeur de l'échantillon testé : celle du laboratoire (< 0.5 m), celle des mesures entre forage (échelle locale : 10-100 m) et celle des bassins ($> 10^4$ m) (voir figure 1.11). Il explique les propriétés obtenues à partir de la nature même des éléments mesurés et des hétérogénéités recoupées (voir figure 1.11) :

- A l'échelle du laboratoire, le volume investi par l'essai étant relativement faible (de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} m³), c'est la perméabilité « primaire » de la roche liée aux interstices et à aux micro-fractures qui est mesurée. Les valeurs obtenues sont en général très faibles variant entre 10^{-9} et 10^{-17} m s⁻¹ pour les calcaires (Brace, 1980 ; Nooruddin *et al.*, 2014) et présentent de grands écart-types.
- A l'échelle locale, les essais en forage renseignent sur des conductivités hydrauliques moyennes de volumes plus importants (10^4 à 10^7 m³) où l'effet des fractures plus ou moins karstifiées semble jouer un rôle prépondérant. La probabilité qu'un forage recoupe le réseau de drainage principal étant faible (Király, 1975), ce type d'essai caractérise surtout « les blocs relativement peu perméables » avec des valeurs

moyennes autour de 10^{-6} m s^{-1} .

- A l'échelle du bassin, les conductivités hydrauliques moyennes sont estimées pour des volumes de terrain beaucoup plus grands (ordre du km^3) et l'effet du réseau karstique devient prépondérant. Les valeurs mesurées par essais de pompage directement dans des sources karstiques (Paloc, 1964) ou par analyse des hydrogrammes de crue (Mijatovic, 1970) donnent des conductivités hydrauliques équivalentes de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} m s^{-1} , représentatives des drains.

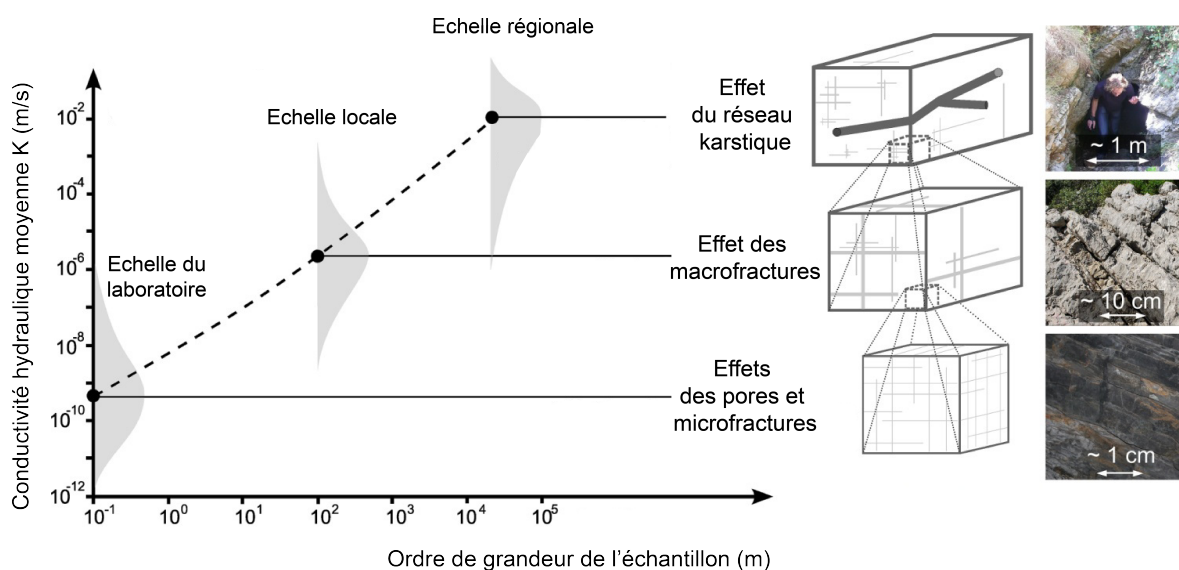


FIGURE 1.11 – Effet d'échelle sur la conductivité hydraulique dans le karst. Modifiée de Király (1975) dans Reimann (2012).

De nombreuses études d'aquifères karstiques ont confirmé et complété les premières observations sur les effets d'échelle dans les milieux karstiques (Nastev *et al.*, 2004 ; Rovey II, 1994 ; Sauter, 1991 ; Teutsch et Sauter, 1991 ; Whitaker et Smart, 2000). La comparaison des différentes valeurs obtenues indique une augmentation de la conductivité hydraulique moyenne avec l'échelle de mesure. Cet effet d'échelle est attribué à l'organisation du réseau karstique connexe, de densité et de volume très faibles, mais de transmissivité très grande qui draine des structures peu transmissives (Király, 1975 ; Sauter, 1991). Le rôle de structures géométriques emboîtées depuis l'échelle de la microfracture jusqu'à l'échelle du réseau karstique kilométrique a alors été évoqué.

De même que pour la transmissivité, il est largement constaté que les valeurs de dispersivité augmente avec l'échelle de mesure (Gelhar *et al.*, 1992 ; Neuman, 1990, 1995 ; Zhou *et al.*, 2007). Il apparaît que le facteur de dispersion dominant dans les karsts est attribué à la géométrie des conduits karstiques testés, ce qui produit une augmentation

de la dispersivité avec la distance ([Hauns *et al.*, 2001](#)).

Les effets d'échelle sur les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs semblent donc en lien avec la structure même des aquifères karstiques et notamment à la géométrie de leur réseau de drainage. Il est donc important de comprendre l'impact de l'hétérogénéité et le rôle de la connectivité suivant l'échelle d'observation pour pouvoir aborder les effets d'échelle dans ces milieux.

Chapitre 2

Cadre de l'étude : l'aquifère du Lez et le site expérimental du Terrieu

De par l'intérêt de disposer d'une ressource en eau de qualité dans la région montpelliéraine, l'aquifère du Lez et sa source ont fait l'objet de nombreuses descriptions géologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques depuis plus d'un siècle ([Bertin-Sans et Rodet, 1905](#) ; [Ros, 1907](#)). Ces différents travaux ont permis de définir les principales limites du système aquifère et d'établir les grands traits de son fonctionnement avec comme objectif principal l'utilisation, la gestion et la protection des réserves en eaux souterraines. Implanté au cœur du système aquifère du Lez, le site expérimental du Terrieu a été mis en place dans les années 70 par le laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Montpellier et a permis la réalisation de plusieurs études hydrodynamiques à l'échelle locale. Il fait partie intégrante de l'observatoire MEDYCYSS (Multi-Echelle de la DYNAMique des Crues et de l'hYdrodynamique Souterraine en milieu karStique, www.medycyss.org), l'un des sites de l'OSU OREME et du SNO KARST (www.oreme.org/services/observation/karst) service national d'observatoire labellisé par l'INSU.

Ce chapitre présente le cadre de l'étude et synthétise les principales connaissances géologiques et hydrogéologiques à l'échelle de l'aquifère du Lez (échelle régionale) et à l'échelle du site expérimental du Terrieu (échelle locale).

2.1 Contexte général

2.1.1 Géographie

La zone d'étude est située entre les départements du Gard et de l'Hérault, au Nord de la ville de Montpellier (voir figure 2.1). L'aquifère du Lez est localisé au centre d'un vaste hydrosystème karstique délimité par les cours de l'Hérault à l'Ouest, du Vidourle à l'Est et le pli de Montpellier au Sud.

Le site expérimental du Terrieu appartient au système du Lez. Il se trouve sur la commune de Saint Mathieu-de-Trévières à une quinzaine de kilomètres au Nord de Montpellier, à proximité du ruisseau temporaire du Terrieu.

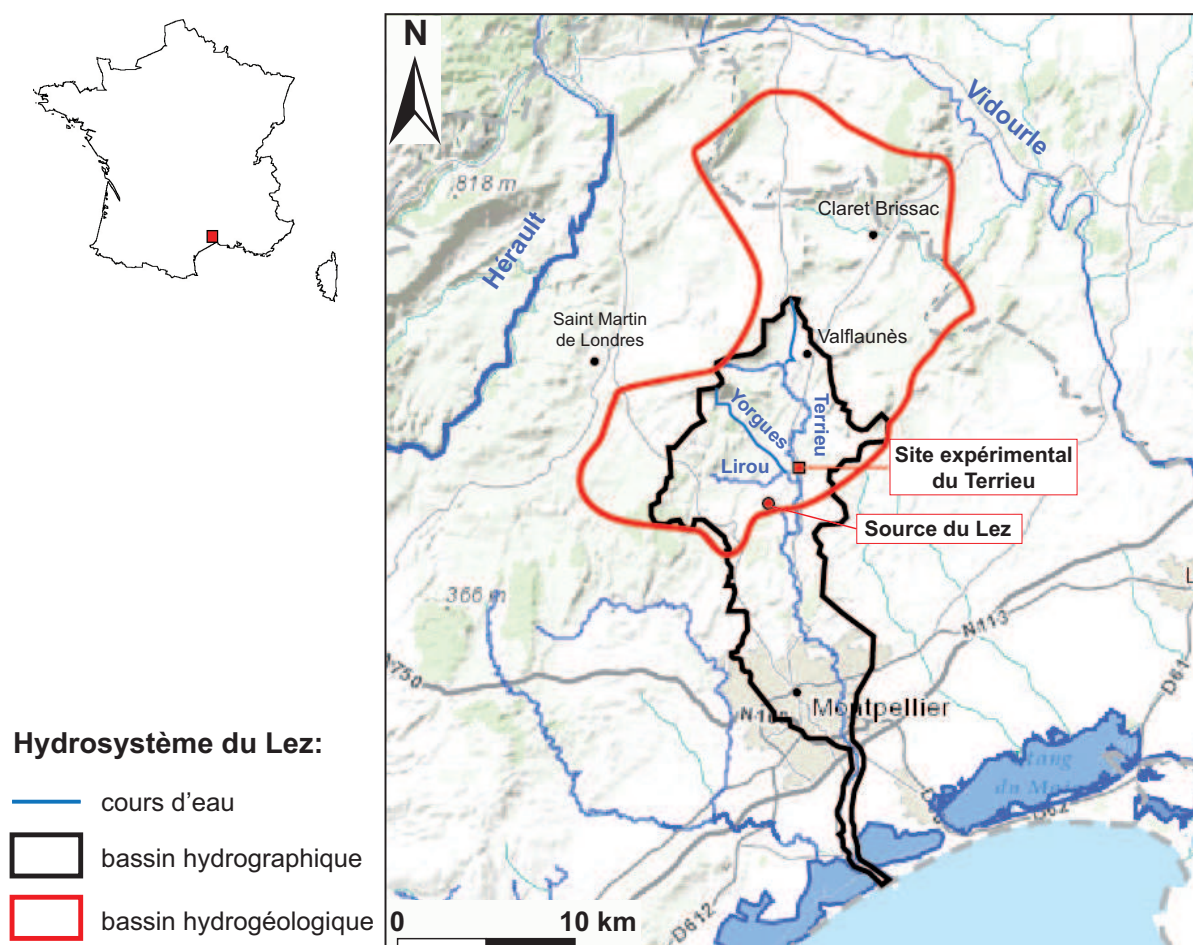


FIGURE 2.1 – Situation générale de l'aquifère karstique du Lez (fond de carte MEDYCYSS).

2.1.2 Climat

La région est sous l'influence d'un climat méditerranéen tempéré (voir figure 2.2). Les étés sont chauds et secs et les hivers sont doux avec peu de pluies.

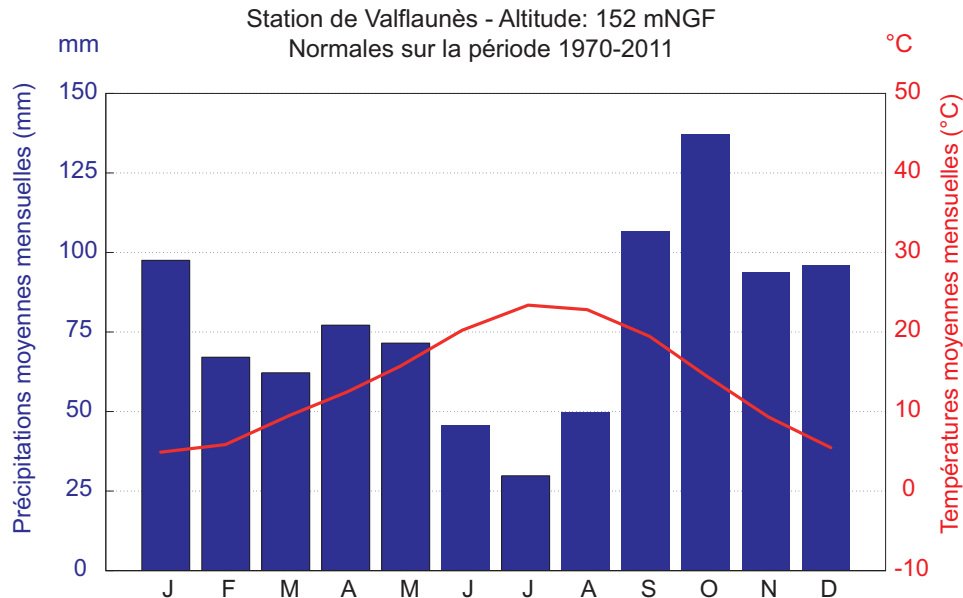


FIGURE 2.2 – Diagramme ombrothermique de la station de Valflaunès : normales mensuelles sur la période 1970-2011 (Source : Météo-France).

Les précipitations annuelles moyennes sont relativement importantes ; elles sont concentrées durant quelques semaines, essentiellement durant les mois d'automne et de printemps. En automne, des épisodes violents de précipitations peuvent avoir lieu, provoquant des crues dites de type « cévenol ». En effet, à cette saison, des masses d'air humides et chaudes provenant de la Méditerranée sont bloquées par les Cévennes, ce qui provoque des orages violents localisés dans la région au Nord de Montpellier. Le dernier épisode de précipitations importantes enregistrées sur 36 heures (du mercredi 17 au jeudi 18 septembre 2014) a été de l'ordre de 150 mm à Prades-le-Lez (5 km à l'Est de la Source du lez) et de 300 mm à l'extrémité nord du bassin d'alimentation de la source.

La répartition des précipitations est variable sur l'ensemble du bassin avec des cumuls annuels moyens entre 1120 mm et 700 mm du Nord au Sud en lien avec la topographie du bassin : l'effet du relief sur le gradient de précipitations est remarquable (voir figure 2.3).

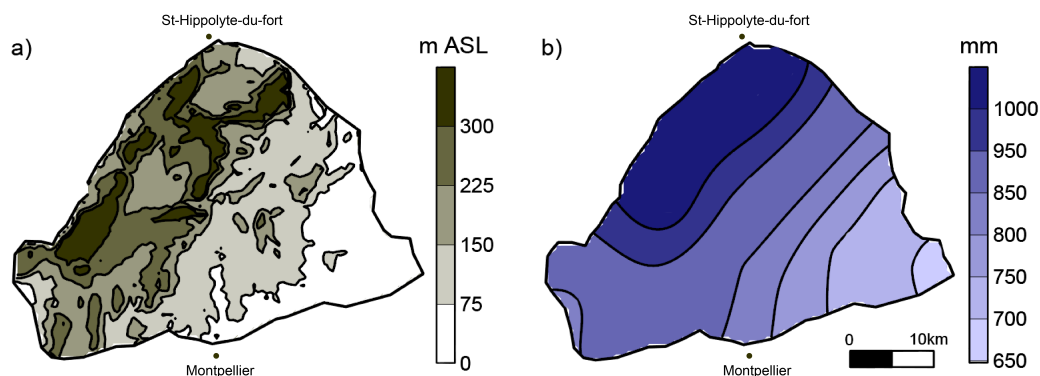


FIGURE 2.3 – Variabilité spatiale des précipitations du bassin : a) carte topographique, b) carte de répartition des pluies moyennes annuelles estimées sur la période 1998-2008. D’après Mazzilli (2011).

Outre la variabilité saisonnière et spatiale, la variabilité interannuelle est également très marquée. La moyenne annuelle des précipitations, calculée sur une période de 41 ans (1970-2011), à la station de Valflaunès est de 934 mm. Cette valeur est représentative de la lame d’eau moyenne précipitée sur l’aquifère du Lez. L’estimation des déviations des précipitations par rapport à la moyenne annuelle illustre une variabilité interannuelle particulièrement importante (figure 2.4). Les cumuls de pluies annuels varient d’un peu moins de 600 mm pour les années les plus sèches (1983, 1985, 1989 et 2007) à plus de 1500 mm pour les années les plus humides (1972, 1976 et 1996).

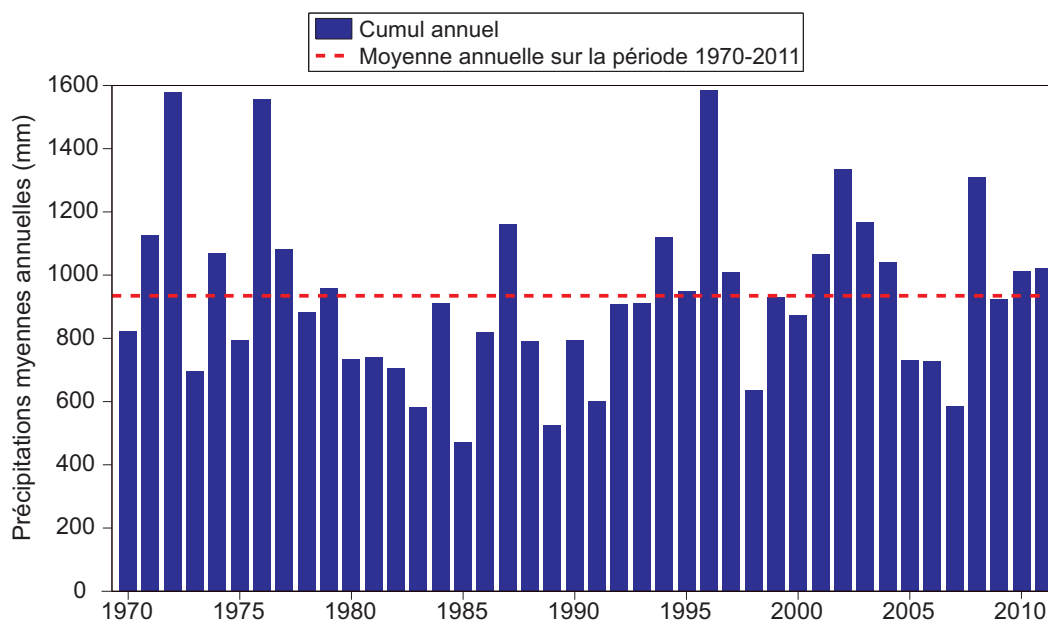


FIGURE 2.4 – Variabilité interannuelle des précipitations : les précipitations moyennes annuelles sont données par rapport à la moyenne annuelle estimée sur la période de 1970-2011 à la station de Valflaunès.

2.1.3 Géomorphologie

Le bassin du Lez, essentiellement carbonaté, présente une morphologie typique des karsts méditerranéens. L'ensemble de la zone est composé de collines et de plateaux calcaires (appelés « causses ») d'altitude moyenne comprise entre 200 et 300 mNGF, de quelques sommets situés entre 400 et 600 mNGF (massif de la Sellette, Pic Saint Loup, Hortus), et enfin de bassins et de vallées pour les zones de plus basse altitude (100 à 200 mNGF).

La faible pluviométrie (hors période de crue) ainsi que la présence de calcaires karstifiés à l'affleurement avec de nombreuses pertes le long des cours d'eau induisent un réseau hydrographique peu développé. Lorsque l'aquifère est en charge, les émergences (souvent des sources de débordement) alimentent temporairement les ruisseaux, pouvant engendrer des crues automnales et parfois printanières. Le Lirou, l'Yorgues et le Terrieu sont les cours d'eau temporaires principaux de ce bassin (voir figure 2.1).

2.1.4 Géologie

L'aquifère karstique du Lez est principalement composé par les formations calcaires du Jurassique supérieur (Kimméridgien, Portlandien) et calcaires marneux du Crétacé inférieur (Berriasien) (voir figures 2.5 et 2.6). Ces formations aquifères reposent sur les séries imperméables des marnes noires feuilletées du Lias, que l'on peut voir affleurer dans la Combe de Mortières au cœur de l'anticlinal du Pic Saint Loup. L'aquifère est par endroits confiné sous couverture calco-marneuse du Valanginien inférieur aisément visible sur une grande partie du bassin d'alimentation (figures 2.5 et 2.6).

Bien que certaines grandes structures du bassin soient héritées de phases tectoniques datant du Primaire ou du Secondaire inférieur, la plupart d'entre elles se sont principalement organisées pendant l'orogénèse pyrénéenne, exprimée dans cette région par une phase compressive de direction générale Nord-Sud, du Crétacé supérieur à l'Eocène. Certaines de ces structures ont joué pendant la phase d'extension de l'Oligocène orientée NO-SE (ouverture du Golfe du Lion), alors que la tectonique alpine n'a que très faiblement impacté ce site d'étude.

La faille de Corconne de direction SO-NE est l'accident majeur de la région (environ 50 km). Elle divise le bassin en deux grands « compartiments », elle met en contact

à l’affleurement les calcaires du Jurassique supérieur à l’Ouest et les formations d’âge crétacé-tertiaire à l’Est. A l’Est, les massifs calcaires sont compartimentés par une succession de failles normales SO-NE. Ces failles donnent naissance à de nombreuses sources telles que la source du Lez ou la source du Lirou située sur la faille de Corconne. A l’Ouest, parallèlement à la faille de Corconne, se trouvent les anticlinaux de Viols-le-Fort et du Pic Saint Loup (Jurassique supérieur), très fracturés et limités vers le Nord par le chevauchement E-O du Pic Saint Loup. Au nord du Pic Saint Loup, les synclinaux de Saint-Martin-de-Londres et de Pompignan, qui affectent la couverture sédimentaire crétacée/tertiaire, marquent le bassin de Saint-Martin-de-Londres et le Causse de l’Hortus.

Le site expérimental du Terrieu se trouve dans le compartiment Est de l’aquifère du Lez (voir figures 2.5 et 2.6) au niveau d’une zone d’affleurement du Berriasien (calcaires et calcaires marneux en bancs d’épaisseur décimétrique à métrique). Les forages profonds d’une soixantaine de mètres atteignent la zone de transition Berriasien/Tithonien (ou Jurassique Sup) à faciès calcaire sublithographique en bancs massifs (Tithonien). Le site fait partie d’un monoclinal de direction NE-SO et de pendage 15-20° NO. La couverture marneuse et calco-marneuse valanginienne affleure au NO à 150 m du site.

Au droit du site, les calcaires affleurent, mais le caractère libre ou captif de la nappe dépend essentiellement des pressions d’écoulements au sein des fractures et des drains englobés dans une matrice rocheuse quasi-imperméable. De l’artésianisme a été observé au cours du perçage de certains forages, et lors d’une crue au cours de l’hiver 1997/1998 (Lods, 2000). Du fait de l’affleurement des calcaires et de la proximité de la rivière intermittente du Terrieu, des infiltrations d’eau froide peuvent être observées dans certains forages lorsque le Terrieu coule (Girona, 1978); le site présente un taux de recharge par infiltration locale élevée (Mahler *et al.*, 2000). Néanmoins, malgré cette présence d’une infiltration directe à la faveur de fracture et conduits depuis le lit du cours d’eau, les écoulements de surface se poursuivent généralement plusieurs jours avec des niveaux piézométriques bien inférieurs à la côte du sol. Cela illustre la complexité des interactions de l’aquifère vis-à-vis des processus d’infiltration dans un contexte où l’aquifère est libre à l’échelle du site expérimental.

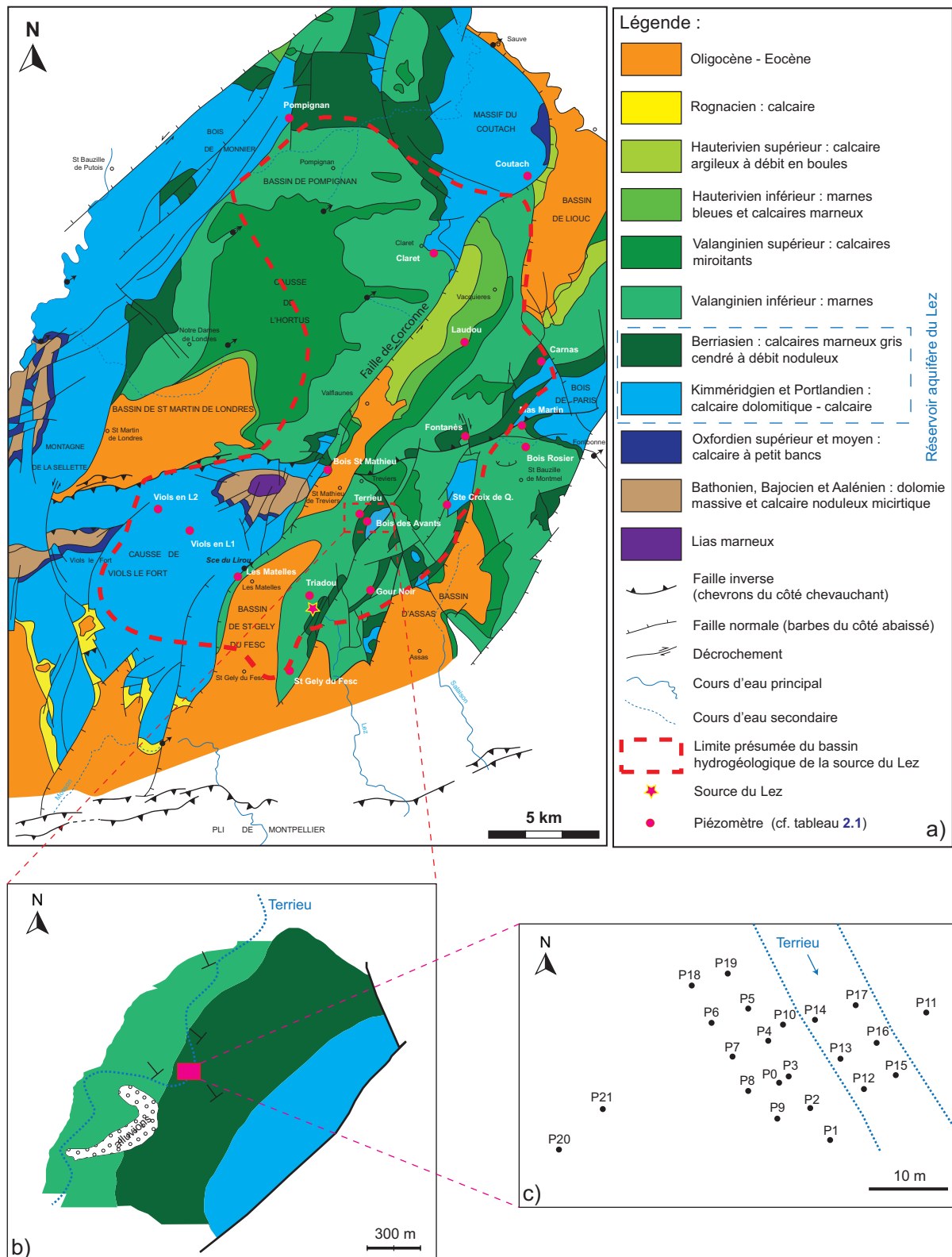


FIGURE 2.5 – a) Carte géologique (modifiée d'après Marjolet et Salado, 1975) et réseau de suivi piézométrique du bassin du Lez ; b) Situation géologique du site expérimental du Terrieu ; c) Positions des forages sur le site expérimental du Terrieu.

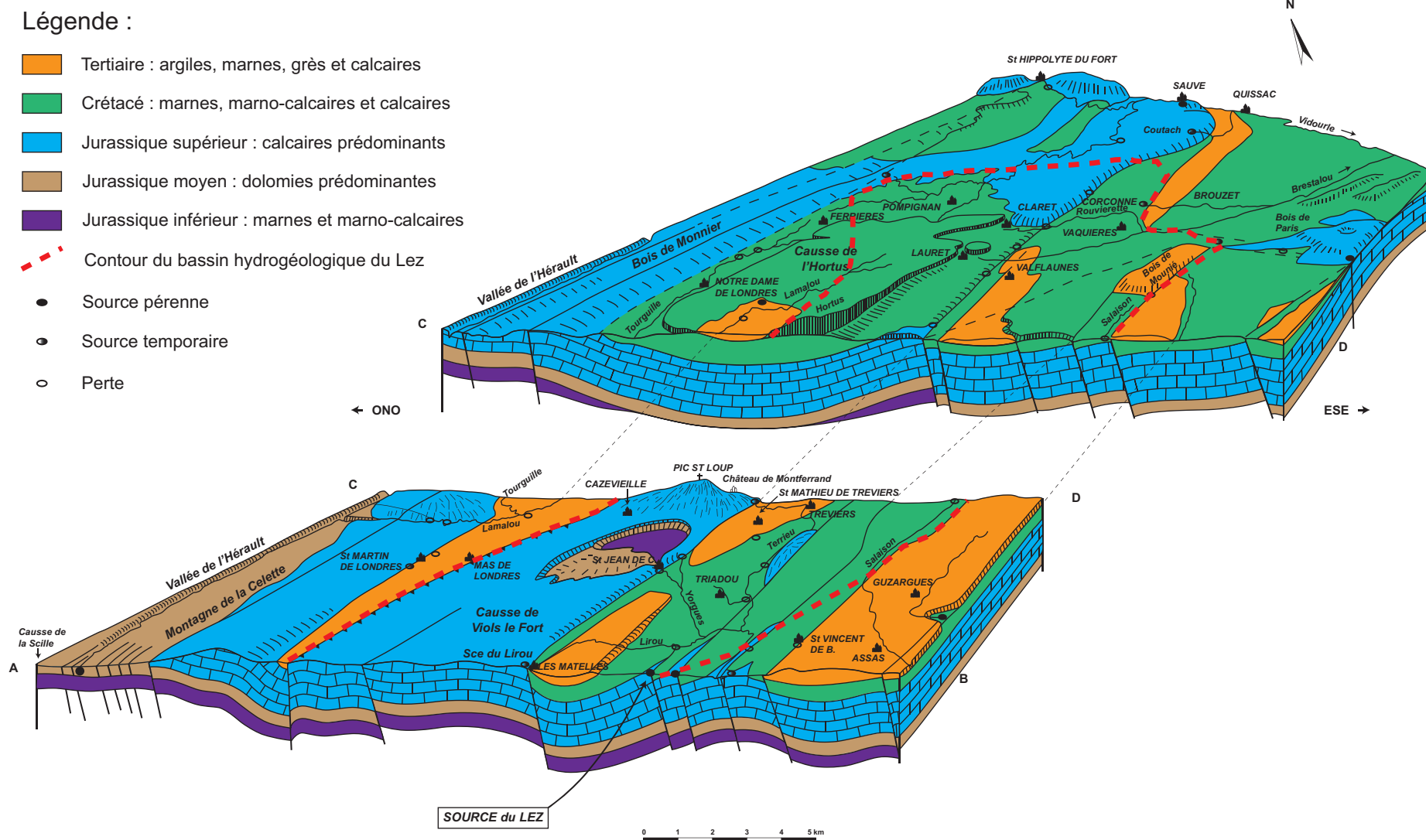


FIGURE 2.6 – Bloc-diagramme des garrigues nord montpelliéraines comprenant l'aquifère du Lez, modifié d'après Paloc (1979).

TABLEAU 2.1 – Informations relatives aux forages implantés sur le bassin versant du Lez (voir carte 2.5 a).

Nom des forages	X	Y	Altitude	Profondeur	Ø	Tubage	CRÉTACÉ		JURASSIQUE
							Valanginien	Berriasien	Kimmeridgien
	(m)	(m)	(m) - NGF	(m)	(mm)	(m)	(m)	(m)	(m)
Laudou	727.48	170.17	114.59	105	?	?	0 - 95		
Fontanès (forage 2)	728.00	166.42	94.29	69	86	20	0 - 10	10 - 69	
St Gely	720.18	155.06	94.95	75	?	?		0 - 75	
Triadou	721.49	159.50	92.61	333	165	6	0 - 180	180 - 260	260 - 333
Lez	721.38	158.93	68.60	48	5000	0		0 - 10	10 - 48
Bois de St Mathieu	721.72	165.76	131.93	80	86	18		0 - 30	30 - 80
Gour Noir	723.32	159.03	83.17	50	220	2		0 - 34	34 - 50
Terrieu (P2)	723.46	162.88	85.52	60	150	2		0 - 50	50 - 60
Ste Croix de Quintillargues	726.91	162.99	140.00	150	?	125		0 - 90	90 - 150
Mas de Martin	730.38	167.26	99.14	80	?	?		0 - 60	60 - 80
Viols en Laval 1	713.39	162.74	238.87	304	165	8			0 - 304
Viols en Laval 2	714.75	161.75	221.30	280	165	12			0 - 280
Les Matelles	717.97	160.05	111.87	50	86	?			0 - 50
Claret Brissac	727.39	173.64	139.04	200	120	?			0 - 200
Bois des Avants	723.56	162.44	125.90	100	?	?			0 - 100
Coutach	731.23	177.19	138.17	200	?	?			0 - 200
St Bauzille Bois des Rosiers	731.32	166.51	87.80	100	?	?		Pas d'information	
Carnas stade	731.40	169.80	156.83	149	?	?		Pas d'information	

2.2 Fracturation et karstification

2.2.1 Analyse multi-échelles de la fracturation de surface

Différents travaux de caractérisation de la fracturation ont été réalisés à différentes échelles spatiales. L'analyse statistique de la fracturation de surface a été réalisée à partir de la carte géologique de Montpellier au 1/250 000 ([Tissier, 2009](#)), de photographies aériennes au 1/25 000 ([Darey, 2014](#) d'après [Durepaire, 1985](#)) et de mesures *in situ* sur le site du Terrieu ([Wang et al., 2014](#) d'après [Jazayeri Noushabadi, 2009](#)).

2.2.1.1 Fracturation d'après la carte géologique 1/250 000

Les accidents majeurs de la région ont été relevés à partir de la carte géologique au 1/250 000^e de Montpellier. La zone se situe entre le fleuve Hérault à l'Ouest, le Pic Saint Loup au Nord, le pli Nord montpelliérain au Sud et la faille de Prades-le-Lez à l'Est (voir figure [2.7](#)).

Il apparaît que le maximum de failles en longueurs cumulées et en fréquence se situe dans une fourchette directionnelle N010 à N040 avec deux minima qui sont, par ordre décroissant N170 à N110 et N050 à N060.

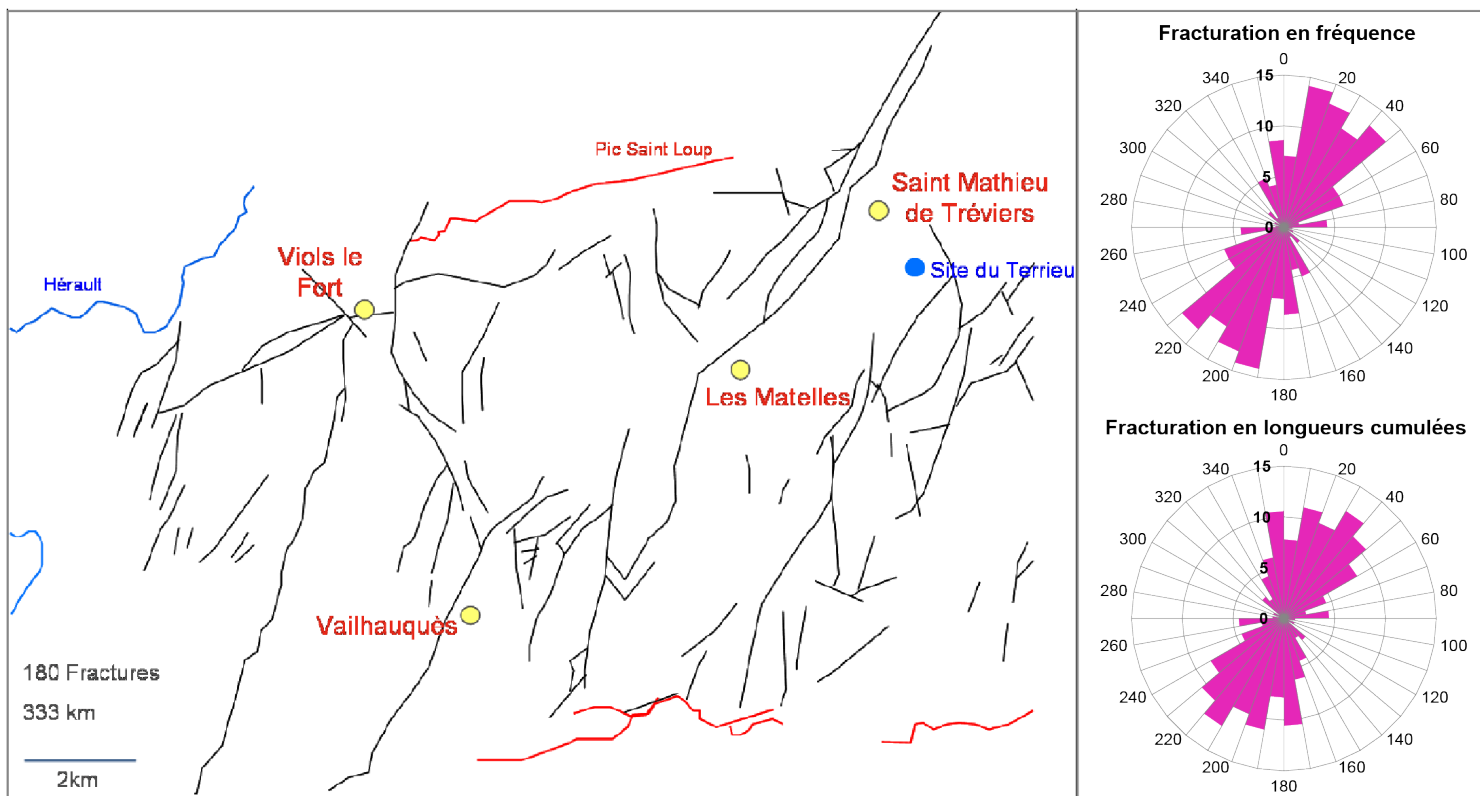


FIGURE 2.7 – Carte de la fracturation au 1/250 000 et rosaces de fracturation en fréquence et en longueurs cumulées associées. D'après Tissier (2009).

2.2.1.2 Fracturation d'après photographies aériennes 1/25 000

Un relevé de fracturation sur l'ensemble du bassin du Lez a été réalisé à partir de photographies aériennes et reporté sur des cartes à l'échelle du 1/25 000 par [Durepaire \(1985\)](#). Après avoir reporté numériquement ces données, une analyse de la fracturation a été réalisée pour différentes zones du bassin d'alimentation de la source du Lez ([Darey, 2014](#)).

La fracturation a donc été analysée par secteur (voir la figure 2.8) :

- Secteur 1 : zone affectée par la faille de Corconne (en noir) ;
- Secteur 2 : fracturation présente dans les calcaires du Berriasien dans le bloc situé à l'Est de la faille (en vert) ;
- Secteurs 3, 4, 5 et 6 : fracturation présente dans les calcaires du Jurassique supérieur ; avec à l'Ouest de la faille de Corconne la fracturation du causse de Viols-le-Fort (Secteur 3, en jaune), celle du causse de la Selle et du Bois Monnier (Secteur 4, en rouge), et celle du massif de Coutach (Secteur 5, en violet) ; et à l'Est de la faille la fracturation du Bois de Mounié (Secteur 6, en bleu).

Plusieurs familles de fracturation se détachent de cette analyse :

- la famille N-S $\pm 20^\circ$ (S2, S3, S5 et S6)
- la famille N40-N45 $\pm 20^\circ$ (S1, S2, S4 et S6)
- la famille E-O $\pm 10^\circ$ (S2, S5)
- la famille N70 $\pm 10^\circ$ (S2, S3, S6)
- la famille N150 $\pm 10^\circ$ (S2, S5, S6)

Avec une représentation proche des 20 %, la famille N40-N45 est la plus présente sur notre site d'étude du fait de la faille de Corconne qui guide la fracturation dans sa zone d'endommagement. Cette famille est également bien exprimée sur le causse de la Selle, du fait de la faille majeure des Cévennes sub-parallèle à la faille de Corconne et localisée au Nord de ce massif. La deuxième famille la plus représentée est la famille N-S.

2.2.1.3 Fracturation d'après les relevés de terrain sur le Site Expérimental du Terrieu

Remarque : il est important de souligner qu'un souci récurrent sur la direction du Nord sur le site expérimental du Terrieu est présent dans de nombreuses études antérieures, ce qui a des conséquences sur le positionnement des forages et l'analyse des directions de fracturation. Ici la position des forages a été mesurée au GPS cinématique différentiel et les données de fracturation ont été corrigées et vérifiées *in situ*.

La carte de fracturation à l'échelle du site du Terrieu a été réalisée à partir de photographies prises à une hauteur de 4 à 5 m au-dessus du sol (voir figure 2.9). Sur une surface de 380 m², environ 260 m² étaient recouverts par la végétation rendant une majeure partie de la fracturation du site inaccessible. 902 fractures ont été relevées avec une longueur cumulée totale de 418.8 m (Jazayeri Noushabadi, 2009). Wang *et al.* (2014) ont repris ces données en apportant une correction aux directions de fracturation grâce au positionnement GPS des forages.

Deux grandes familles directionnelles N070 et N140 apparaissent clairement aussi bien en fréquence qu'en longueur cumulée. Les fractures orientées N070 sont généralement plus longues (longueur moyenne de 0.75 m) mais moins nombreuses que celles orientées N140 (longueur moyenne de 0.48 m).

2.2.1.4 Effets d'échelles sur la fracturation

Les observations réalisées à l'échelle régionale (1/250 000) montrent l'influence des accidents majeurs de direction SO-NE que l'on peut retrouver plus localement sur certains compartiments du bassin (échelle 1/25 000). Cependant, en fonction des compartiments géologiques, d'autres directions de fracturation apparaissent, ce qui montre l'hétérogénéité spatiale des orientations de structures à l'échelle régionale. A l'échelle du site, les directions préférentielles observées sont également identifiées sur certains sites (S2, S3, S5, S6) à l'échelle 1/25 000. La variabilité des structures en fonction de l'échelle d'observation est importante à prendre en compte car l'agencement des fractures et plus particulièrement la connectivité entre fracture hiérarchisent les écoulements au sein des massifs. L'orientation de la karstification et donc les grands axes de drainage du système peuvent être en partie appréhendés par l'analyse de cette fracturation.

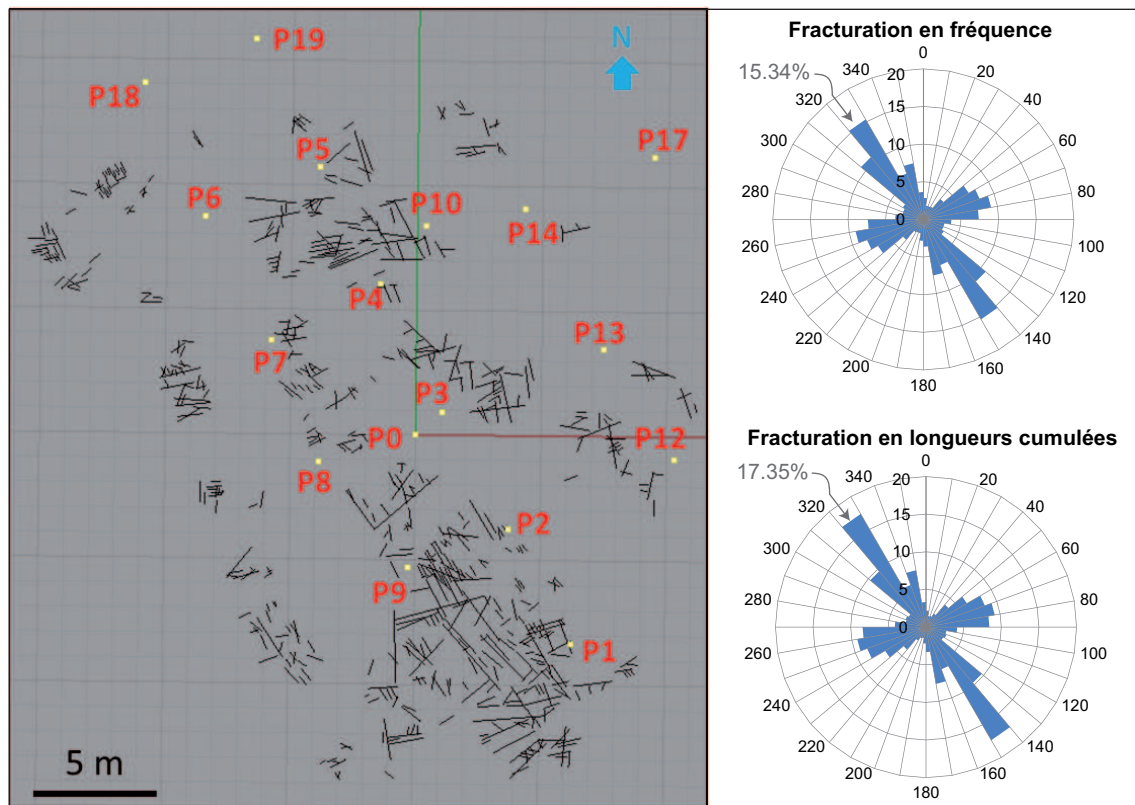


FIGURE 2.9 – Carte de la fracturation mesurée sur le site du Terrieu et rosaces de fracturation en fréquence et en longueurs cumulées, d'après Jazayeri Noushabadi (2009) corrigée par Wang *et al.* (2014).

A l'échelle 1/25 000 (photographies aériennes), les familles de fractures dépendent des secteurs analysés et de la déformation subie par ce secteur : par exemple, à proximité de la faille de Corconne et de la faille des Cévennes, la famille N45 est majoritairement représentée. Par contre, sur les zones éloignées de ces couloirs de déformation majeure, on retrouve les familles majoritairement N-S, puis E-O, N70 et N150 (à noter que sur le Causse de Viols le fort, à l'échelle de l'affleurement on retrouve de nombreuses fractures N150 alors que sur la photo aérienne cette famille n'est pas représentée dans ce secteur).

De plus, même s'il est difficile de tirer des conclusions sur la base du peu de mesures que l'on a ici, on observe que la fracturation exprimée dans le Berriasien (secteur 2) ne comporte pas la direction de fracturation E-O alors que celle-ci devrait ressortir puisque cette formation est affectée par les mêmes processus géologiques que les calcaires jurassiques. Ceci pourrait être lié à un manque de mesures de fracturation dans le Berriasien (lié à de moindres affleurements de cette formation).

L'échelle d'observation a donc une influence sur l'identification des familles (bien que les résultats acquis à l'échelle de la photo aérienne soient proches de ceux du terrain),

mais surtout le choix du site d'observation est important pour obtenir des directions de fractures significatives.

2.2.2 Karstification du système

2.2.2.1 Analyse des éléments karstiques du bassin

L'accès à la karstification profonde et fonctionnelle du système étant très difficile, voire quasi-impossible dans la plupart des cas, la prise en compte de réseaux spéléologiques connus et cartographiés permet d'obtenir une première image du degré d'organisation et d'évolution de la structure fonctionnelle du karst.

Dans le cadre de recherches concernant les problématiques de vulnérabilité du bassin d'alimentation de la source du Lez, un inventaire des cavités karstiques a été réalisé dans les années 80. Durepaire (1985) a compilé des données spéléométriques du bassin, rassemblant ainsi 1437 phénomènes karstiques hypogés (souterrains) (PkJ) répartis sur une superficie de 500 km², soit une densité de 2.87 PkJ km⁻² (voir tableau 3.2).

La plupart des cavités se rencontre dans les terrains du Jurassique supérieur (70.35 %) et plus particulièrement du Kimmeridgien et Portlandien (65.19 %), ce qui confirme l'importance de la karstification de ces faciès (voir tableau 3.2).

Les calcaires du Berriasien présentent une lithologie plus ductile que ceux du Jurassique supérieur. De plus, ils n'affleurent pas beaucoup par rapport aux terrains jurassiques, ce qui expliquerait le faible nombre de cavités dans ces formations. Il faudrait reporter ces estimations par rapport à la surface d'affleurement pour pouvoir discuter de l'impact de la lithologie sur la karstification.

TABLEAU 2.2 – Nombre de phénomènes karstiques hypogés (PkH) et % de PkH par lithostratigraphie et par massif ([Durepaire, 1985](#))

Zone étudiée	Jurassique inférieur	Jurassique moyen	Jurassique supérieur	Crétacé inférieur	Crétacé supérieur	Eocène	Oligocène	Miocène	PkH
Massif de l'Hortus				95.13% 137		4.86% 7			144
Causse de Viols le Fort	0.23% 1	5.45% 23	89.33% 377	1.65% 7	1.18% 5	1.89% 8		0.23% 1	422
Massif de la Sellette		22.27% 51	76.85% 176	0.43% 1		0.43% 1			229
Bois de Monnier			84.10% 180	14.48% 31			1.40% 3		214
Massif du Coutach		2.23% 2	95.06% 154	3.70% 6					162
Bois de Paris			71.18% 84	27.96% 33			0.80% 1		118
Diverses zones			27.02% 40	50.67% 75		14.18% 21	8.10% 12		148
BA du Lez	0.06% 1	5.28% 76	70.35% 1011	20.18% 290	0.34% 5	2.50% 37	1.11% 16	0.06% 1	1437

Une analyse de direction de développement des PkH a été effectuée sur le causse de Viols-le-Fort qui présente le plus grand nombre de PkH observés (voir figure 2.10.a). Cette analyse statistique est basée sur 80 plans topographiques de cavités du causse de Viols-le-Fort soit un ensemble de 532 conduites de 8.75 km de longueur cumulée (Leonardi *et al.*, 2011 ; Tissier, 2009). Une analyse plus localisée du réseau karstique en lien avec la source du Lirou (au droit de la faille de Corconne) a également été réalisée (voir figure 2.10.b).

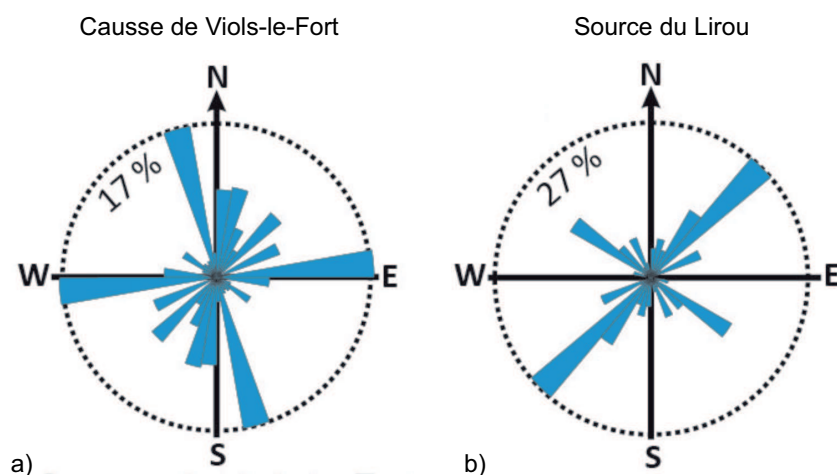


FIGURE 2.10 – Rosaces en longueurs cumulées des galeries karstiques mesurées a) sur le Causse de Viols-le-Fort et b) sur le réseau karstique en lien avec de la source du Lirou (Leonardi *et al.*, 2011).

Concernant le Causse de Viols-le-Fort, deux directions majeures de karstification ressortent (longueurs cumulées) : N080-N090 et N160-N170. Le réseau karstique associé à la source du Lirou (à proximité de la faille de Corconne) présente une direction préférentielle N045, parallèle à la direction de la faille et une direction secondaire N140, sub-orthogonale à cette première direction et parallèle au gradient hydraulique actuel.

2.2.2.2 Analyse des phénomènes karstiques sur le site du Terrieu

L'analyse de vidéos de forage réalisées sur le site expérimental du Terrieu nous renseigne plus précisément sur les phénomènes karstiques au droit de ce site (Jazayeri Noushabadi, 2009). Ainsi, le long des parois des forages, nous retrouvons bien les deux familles de fractures orientées N140 et N070. Ces fractures présentent globalement une ouverture entre 3 et 5 mm mais la majorité des fractures orientées N140 sont partiellement colmatées contrairement aux fractures orientées N070 qui sont généralement ouvertes, présentant des signes de circulations d'eau (Jazayeri Noushabadi, 2009).

Les forages P11, P15, P12, P2, P0 et P8 (voir figure 2.5.c) recoupent des conduits karstiques. Ces forages sont situés le long d'un axe N070. Les conduits karstiques repérés se sont tous développés au niveau de joints de stratification recoupés par des fractures subverticales (niveaux d'inception préférentielle, voir figure 2.11).

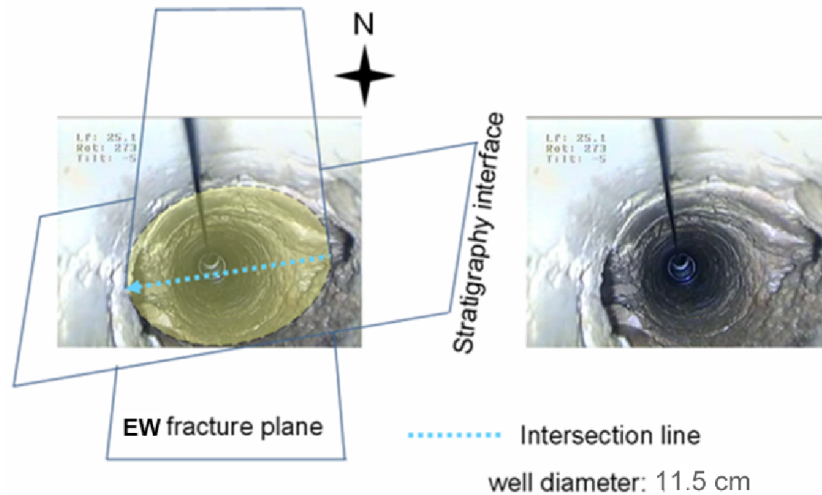


FIGURE 2.11 – Conduit karstique localisé à l'interférence entre un joint de stratification et une fracture EW sur le P15 (Jazayeri Noushabadi, 2009).

2.2.2.3 Réseaux karstiques : impact de la tectonique sur l'évolution des drains karstiques et effets d'échelle

Les contrôles des processus de karstification d'un massif sont essentiellement géologiques (lithologie, structures) et hydrogéologiques (en particulier le gradient hydraulique). Les principales directions de karstification observées à l'échelle régionale ou à l'échelle du site du Terrieu coïncident avec les grandes familles de fractures observées pour ces différentes échelles. Ces conduits karstiques se mettent en place généralement au niveau de joints de stratification et sont guidés par les intersections entre ces interfaces stratigraphiques et les fractures.

Dans la région des garrigues nord montpelliéraines, la karstification affecte l'ensemble des formations carbonatées du Jurassique, jusque dans le Lias calcaire. Différents épisodes de karstification, plus ou moins importants en fonction des évolutions géodynamiques et des variations eustatiques, se sont succédés depuis l'émersion de la plateforme carbonatée au Crétacé inférieur (Husson, 2013 ; Leonardi *et al.*, 2011). Le travail de synthèse de Husson (2013) concernant l'étude des remplissages des paléokarsts a permis une identification et une description détaillée de ces différentes phases de karstification.

La genèse de la majorité des réseaux karstiques profonds des karsts méditerranéens est considérée comme principalement héritée de la crise de salinité messinienne ([Audra et al., 2004](#)). Cependant, les phases précoces de karstification au Crétacé et Paléogène ont un impact prépondérant sur l'organisation et les directions des écoulements actuels, en particulier dans les zones peu affectées par les accidents majeurs ([Leonardi et al., 2011](#)). Par exemple, à proximité de la faille de Corconne, la karstification semble majoritairement contrainte par la dernière phase tectonique majeure (distension oligocène). La karstification pendant la crise messinienne reste néanmoins importante, notamment en profondeur, mais est guidée par les réseaux karstiques précoces qui se sont développés entre le Crétacé et l'Eocène dans les zones peu déformées, et à l'Oligocène dans les zones de failles N45 ([Leonardi et al., 2011](#)).

Aussi, les phases de karstification de la région coïncident avec les périodes d'activités tectoniques principales qui ont engendré la majeure partie de la fracturation des massifs carbonatés ([Droque et Grillo, 1976](#)). Les deux phases tectoniques majeures qui ont affecté la région sont les suivantes :

- une phase de compression associée à la phase majeure pyrénéo-provençale de l'Eocène supérieur, dont les manifestations importantes en Languedoc se sont traduites par l'établissement de décrochements de direction NE-SO et la mise en place de chevauchements tels que le « Pli de Montpellier » ou du Pic St Loup ;
- une phase de distension associée à la phase oligocène qui a eu comme conséquence majeure d'effondrer en demi-graben les terrains secondaires et tertiaires depuis la bordure cévenole jusqu'au bassin camarguais. Ainsi la mise en contact de terrains perméables (calcaires du Jurassique supérieur) avec des terrains imperméables (marnes du Valanginien) par le jeu de failles de type "faille de Corconne" à cette période, va bloquer les écoulements et générer divers systèmes en "karst barré" à l'origine de nouveaux conduits karstiques.

Différentes études sur la karstogenèse montrent que les facteurs géologiques, et notamment la fracturation précoce, jouent un rôle important au moment de l'initiation du karst ([Horoi, 2001](#)). Les écoulements initiaux se mettent en place au sein de fractures ouvertes, favorisant la mise en place de conduits karstiques lors des premières phases de dissolution. Pendant ces périodes de karstification, la direction du gradient hydraulique local joue également un rôle prépondérant dans l'évolution et la mise en place des conduits karstiques.

Sur le massif carbonaté des garrigues nord montpelliéraines, de nombreuses direc-

tions de fracturation sont présentes mais seules certaines directions de fractures sont préférentiellement karstifiées, ce qui s'explique par le gradient hydraulique local, variable au cours du temps, qui impose une direction préférentielle d'écoulement (à l'origine de la karstification) dans des fractures de direction proche de celle du gradient.

Sur le site expérimental du Terrieu, l'organisation du réseau de drainage dépend de l'ensemble de ces facteurs : le réseau karstique s'est préférentiellement développé suivant deux familles de fractures subverticales N070 et N140, avec un fort contrôle des joints de stratification (ou interfaces stratigraphiques).

2.3 Synthèse des connaissances hydrogéologiques

2.3.1 Informations à l'échelle régionale

2.3.1.1 La source karstique du Lez

La source du Lez est l'exutoire principal des massifs calcaires jurassiques et crétacés s'étendant au Nord de Montpellier entre l'Hérault et le Vidourle. Elle est localisée au niveau d'une faille normale, la faille de Prades parallèle à la faille de Corconne, mettant en contact des terrains calcaires du Berriasien et ceux du Valanginien plus marneux (cf figure 2.6). La source, qui correspond donc à un exutoire typique des karsts « barrés », est située à l'extrémité d'un conduit karstique pouvant atteindre 10 m de largeur, sub parallèle aux joints de stratification d'un calcaire compact d'âge Crétacé (figure 2.12). Cet exutoire est remontant et s'élargit en vasque à la sortie. L'eau s'écoule au niveau de la vasque située à une altitude de 65 mNGF au nord de la commune de Saint Clément-de-Rivière, donnant naissance au fleuve du Lez. Les débits naturels de la source sont de l'ordre de $0.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en étiage pouvant attendre des *maximums* de l'ordre de $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en crue.

L'utilisation de la Source du Lez pour l'alimentation en eau potable de Montpellier remonte à 1854 : l'eau était prélevée de façon gravitaire au niveau de la vasque, acheminée *via* l'aqueduc de Pitot avec un débit de 25 l s^{-1} . Pour faire face à la demande croissante en eau, une gestion « active » de la source a été mise en place avec des pompages dans la vasque (de l'ordre de 800 l s^{-1}) de 1968 à 1982 jusqu'à la construction d'une usine souterraine de captage située à 400 m en amont de la source au sein du massif calcaire. Quatre forages d'un diamètre de 1800 mm ont été percés jusqu'au niveau du conduit karstique et trois pompes situées à une altitude de 17 mNGF, soit 45 m sous le niveau de débordement de la source, permettent de pomper jusqu'à 1700 l s^{-1} (voir figure 2.12).

Le débit de la source du Lez est donc influencé par ces prélèvements, raison pour laquelle un débit réservé fixé à 160 l s^{-1} est rejeté au fleuve afin d'assurer sa pérennité. L'impact des pompages AEP se fait ressentir sur l'ensemble du bassin ce qui nous offre l'opportunité d'étudier l'hydrodynamique du système karstique à l'échelle régionale.

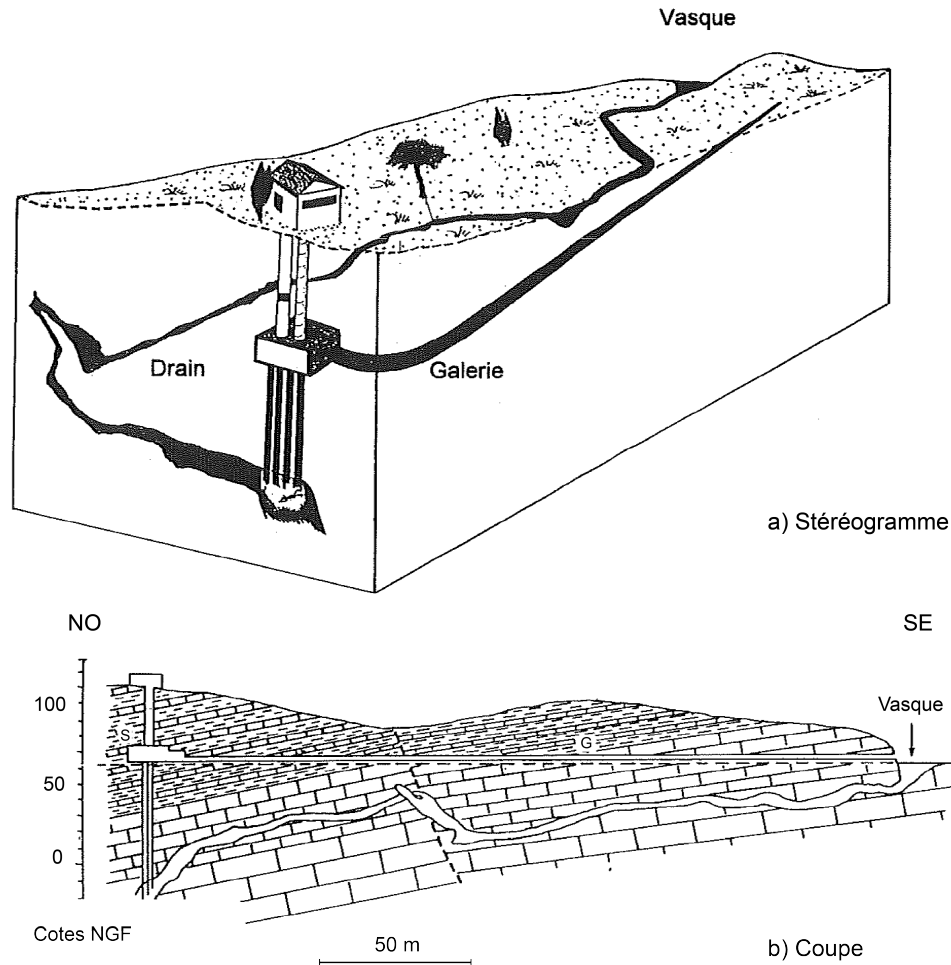


FIGURE 2.12 – Schéma du captage profond de la source du Lez. a) Stéréogramme, b) Coupe (Avias, 1995).

2.3.1.2 Composantes hydrogéologiques du système du Lez

Le système du Lez peut être découpé en unités hydrogéologiques ayant des caractéristiques propres et plus ou moins connectées les unes aux autres (Bérard, 1983 ; Mazzilli, 2011).

Des aquifères perchés surmontent le réservoir carbonaté de la source du Lez. Ils correspondent aux carbonates du Valanginien supérieur (calcaires miroitants) de l'Hortus et du synclinal de Sauteyrargues ainsi qu'aux formations carbonatées continentales de l'Eocène. Ces unités hydrogéologiques sont indépendantes, séparées de l'aquifère principal du Lez par la couverture marneuse du Valanginien inférieur (figure 2.5). Il a cependant été démontré par des traçages qu'une partie des eaux de drainage des unités de l'Hortus et de Sauteyrargues peuvent s'infiltrer dans l'aquifère du Lez à l'occasion de pertes dans les ruisseaux le long de la faille de Corconne (Boinet, 2002 ; Drogue, 1969).

L'aquifère principal du Lez est organisé en plusieurs compartiments hydrogéologiques, limités par des failles. La connectivité entre ces compartiments se fait au travers de circulations profondes, principalement sous le Valanginien inférieur (Droque, 1969 ; Marjolet et Salado, 1975). Les différents accidents guident parfois les écoulements souterrains vers des sources, ou jouent le rôle de barrières hydrauliques (Bérard *et al.*, 1999). C'est notamment le cas de la faille de Corconne qui joue un rôle de conduit-barrière : les écoulements des différents compartiments semblent drainés par une zone karstifiée de direction NE-SO le long de cette faille. Localement, la faille joue un rôle de barrière hydraulique vis-à-vis du compartiment Ouest, ce qui se traduit par un fonctionnement de type trop plein au niveau de la source du Lirou et une charge hydraulique sensiblement plus élevée à l'ouest de la faille. L'existence de circulations plus en profondeur avec un rôle drainant joué par la faille n'est néanmoins pas à exclure, comme l'illustre l'existence de nombreuses pertes à la croisée de cette faille et de différents ruisseaux (les pertes d'Yorgues, de la Dérivière, du Brestalou ou du Mas de Vedel) ; des transferts rapides vers la source du Lez ont d'ailleurs été mis en évidence grâce aux traçages réalisés dans certaines de ces pertes (voir figure 2.14).

Des circulations d'eau profondes passant sous le synclinal de Saint-Gély-du-Fesc (Droque, 1964) ou le long de la zone de faille de Corconne (Marjolet et Salado, 1975) ont été supposées afin d'expliquer les anomalies de température positives observées à la source du Lez et sur d'autres sources du bassin (Lacas, 1976). Cette origine profonde d'une partie des eaux du Lez a été récemment confirmée par l'analyse de la composition chimique de l'eau (plus particulièrement par les ratios de Li/SO₄ et Cl/Br) qui suggère un contact avec les formations du Trias (Bicalho, 2010 ; Bicalho *et al.*, 2012).

2.3.1.3 Limites du bassin, principaux axes de drainage et connexions hydrauliques

L'extension des calcaires karstifiés drainés par les pompages à la source du Lez est supposée environ égale à 290 km², dont 85 % sous couverture (Bérard *et al.*, 1999). L'aire d'alimentation de la source a été estimée entre 120 km² (Thiery et Bérard, 1983) et 200 km² (Chemin, 1974) selon différents modèles de simulations du débit de débordement du Lez ; si l'on considère les débits de la source du Lirou (Droque, 1969) l'aire d'alimentation de ces deux sources atteint 268 km². Les modèles plus récents s'accordent sur une aire d'alimentation de 130 km² (Dörfliger *et al.*, 2008 ; Fleury *et al.*, 2009 ; Mazzilli *et al.*, 2011).

Les ressources en eau du système sont très importantes, les prélèvements réalisés, après arrêt du débordement de la source (généralement de mai à août) et en l'absence de toutes précipitations, sont de l'ordre de 14 à 17 millions de m³ pendant environ 3 mois (Avias, 1995). Les niveaux piézométriques descendent régulièrement jusqu'aux grandes pluies d'automne qui rechargent rapidement le système (quelques heures à quelques jours).

Des inversions de gradient hydraulique entre certains piézomètres et la source du Lez sont fréquemment observées (Droque, 1969 ; Karam, 1989 ; Leonardi *et al.*, 2012). Karam (1989) avait mis en évidence la variabilité des surfaces piézométriques du bassin en fonction des conditions de hautes et basses eaux (voir figure 2.13).

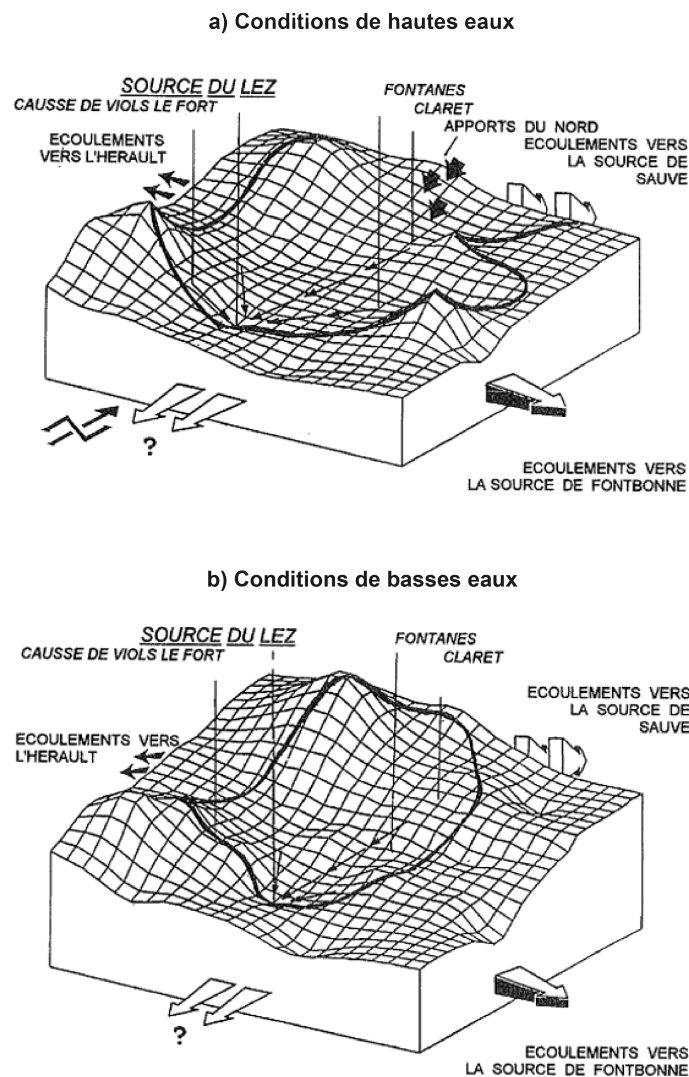


FIGURE 2.13 – Surfaces piézométriques en (a) hautes eaux et en (b) basses eaux, induisant une variation des limites du bassin d'alimentation de la source du Lez (surfaces théoriques réalisées à partir de données piézométriques du réseau de surveillance de l'époque constitué d'une quarantaine de forages). D'après Karam (1989).

Depuis cette étude, le nombre de piézomètres suivis sur le bassin a considérablement diminué, rendant difficile la vérification de la pertinence de ce schéma. Néanmoins, il est certain que la baisse des niveaux piézométrique engendre la déconnexion hydrodynamique de certains compartiments, se traduisant donc par une diminution de la surface du bassin hydrogéologique.

Un grand nombre d'essais de traçage a été réalisé sur le bassin depuis les années 60, avec divers succès, afin de déterminer des connexions hydrauliques et des temps de transit souterrain (Drogue, 1964 ; Dubois, 1962, 1964 ; Durepaire, 1985 ; Marjolet, 1977 ; Paloc, 1966, 1986). Cependant, la plupart de ces essais présentent des incertitudes à cause du mode de détection utilisé (charbon actif, détection visuelle principalement). La majorité d'entre eux ne donne aucune information quantitative sur la restitution du traceur. Dans le cadre du projet « Gestion Multi-Usages de l'hydrosystème karstique du Lez » (Jourde *et al.*, 2011 ; Leonardi *et al.*, 2012), une synthèse critique des différents traçages artificiels réalisés sur le système du Lez entre 1956 et 1977 a été effectuée (voir figure 2.15). Cinq nouveaux traçages ont été réalisés (voir chapitre 4) afin de valider certains traçages incertains et préciser la limite du bassin hydrogéologique de la source du Lez (voir figure 2.14).

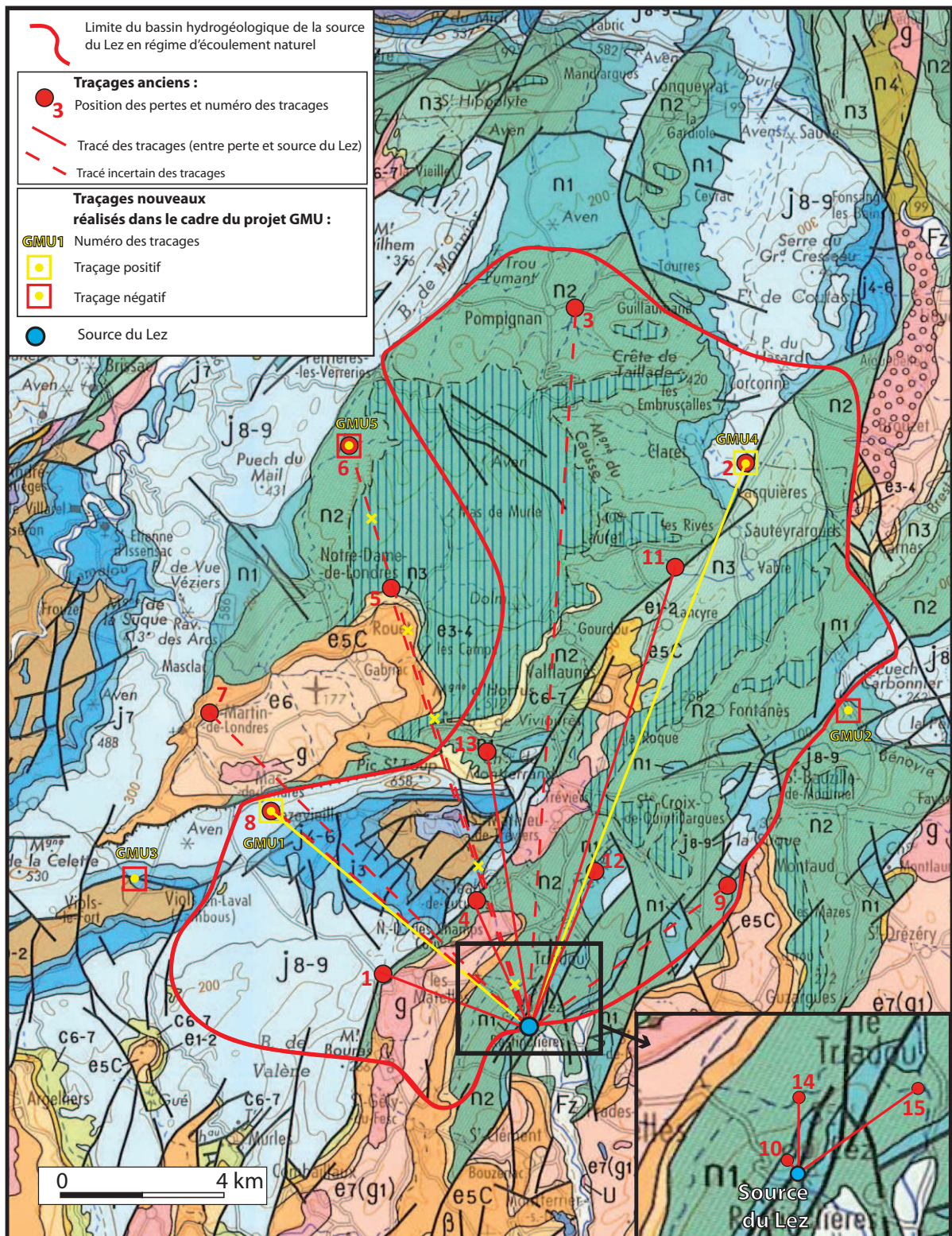


FIGURE 2.14 – Traçages artificiels anciens et récents et limites du bassin hydrogéologique présumé de la source du Lez en régime d'écoulement naturel (Leonardi *et al.*, 2013).

		INJECTION						REAPPARITION									
Références	N° tracage	Coordonnées en lambert 93		Acteur du tracage	Date d'injection	Nom du lieu d'injection	Traceur et kg	Coordonnées en lambert 93		Date de réapparition	Nom du lieu de réapparition	Mode de détection d'après Paloc, 1986	Type de relation d'après Paloc, 1966	Distance (m)	Temps de transit	Vitesse apparente (m/h)	
Paloc, 1966; Durepaire, 1985	1	764382	6293216	Gouzes (SCM)	16/12/56	Boulidou des Matelles	2, fluo	764911,3	6292971,6	30/12/56	Event du Lirou	Directe		700	336h	2,08	
								768040,3	6291387,3	17/12/56	Source du Lez	Directe	Prouvée	4000	24h	166,6	
Guissart, 1966; Paloc, 1966; Durepaire, 1985	2	774471	6307173	Guissart (SCM)	19/2/1957 à 22h00	Perte du Brestalou (mas de Vedel)	11, fluo	775019,8	6306888,9	20/2/1957 à 15h00	Boulidou de Viala	Directe	Absente	800	17h	47,05	
								768040,3	6291387,3	4/3/57	Source du Lez	Directe	Prouvée	16500	312h (<15jr)	52,9	
Paloc, 1966; Durepaire, 1985	2	idem	idem	Paloc	7/3/59	Perte du Brestalou de Claret	12	775019,8	6306888,9	8/3/59	Boulidou de Viala	Directe	Prouvée	800	24h	33,3	
Dubois, 1962; Paloc, 1966; Durepaire, 1985	3	769672	6311381	Dubois (SCAL)	10/6/61	Perte n°1 du ruisseau d'Artigues	20, fluo	768040,3	6291387,3	10/10/61	Source du Lez	Directe	Présumée	21000	2952h	7,1	
Drogue, 1964; Paloc, 1966; Durepaire, 1985	4	766855	6294808	Drogue (CERH)	18/4/62	Perte de Yorgues (faille de Corconne)	20, fluo	768040,3	6291387,3	15/6/62	Source du Lez	Directe	Prouvée	3700	1392h (58jr)	2,65	
Paloc, 1966, Durepaire, 1985	5	763620,1	6302044,3	Paloc (SCM)	15/11/63	Perte du Lamalou (amont perte du Moulin du Rouet)	15, fluo	762866,2	6304180,6	13/12/63	Source des Fontanilles	FC	Prouvée	15400	672h (28jr)	≥22,9	
								768040,3	6291387,3	23/1/64	Source du Lez (?)	FC	Absente	11500	1632h (68jr)		
Dubois, 1964; Paloc, 1966; Durepaire, 1985	6	763440	6307378	Paloc (SCM)	2/2/64	Pertes (du ruisseau) de la Tourquille = de Gorniès	40, fluo	768040,3	6291387,3	16/2/64	Source du Lez	Directe	Présumée	16800	336 (14jr)	50,6	
								762866,2	6304180,6	23358	Source des Fontanilles	NC		17200	336 (14jr)	51	
Paloc, 1966, Durepaire, 1985	7	759593	6300045	Paloc (SCM)	8/11/64	Perte de Saint-Martin	20, fluo	757056,5	6303124,7	14/11/64	Resurgence (source) des Chataigniers	Directe	Prouvée	4000	<140h	>28,5	
								762866,2	6304180,6	15/11/64	Source des Fontanilles	FC	Prouvée	10600	<168h	>63	
								768040,3	6291387,3	5/12/64	Source du Lez (?)	FC	Absente	12000	27 jr	19	
Durepaire, 1985	8	761312	6297271	SCAL	15/04/68	Aven de la Fausse Monnaie	10, fluo	762326,5	6293771,6	25/5/68	Aven de la Baraque	FC	Tracages postérieurs à Paloc, 1966	3600	40 Jr	4	
								764911,3	6292971,6	22/5/68	Source du Lirou	FC		5600	37 jr	6	
								768040,3	6291387,3	12/05/68	Source du Lez	FC		8900	27 jr	13,7	
Durepaire, 1985	8	idem	idem	Caumont (CLPA)	14/09/69	Aven de la Fausse Monnaie	4, fluo	762326,5	6293771,6	NC	Aven de la Baraque	FC		3600			
								768040,3	6291387,3	23/0/69	Source du Lez (?)	Directe		8900	218 h	41	
Durepaire, 1985	9	773820,5	6295114,7	Marjolet (CERH)	5/6/72	Perte du ruisseau de Pouzet	3, fluo	768040,3	6291387,3	NC	Source du Lez (?)	NC		7000	1,5 à 4 jours	70 à 210	
								769679,9	6292575,2	NC	Source du Gour Noir (?)	NC		5500	1,5 à 3 jours	80 à 150	
								770187,3	6290890,8	NC	Source de la Fleurette (?)	NC		6200	1,5 à 4 jours	57 à 172	
								768518,7	6291153,6	NC	Source de la Restinclières	NC		7000	1,5 à 4 jours	65 à 200	
Marjolet, 1977; Durepaire, 1985	10	768232,1	6291615,9	Marjolet (CERH)	03/05/77	Perte du Thalweg (proximité Sce Lez)	0,5, uranine	768040,3	6291387,3	NC	Source du Lez	NC		200 (environ)	19h	10,5	
Marjolet, 1977; Durepaire, 1985	11	772169	6304310	Marjolet (CERH)	27/04/1976 à 11h00	Brestalou de Lauret	5, uranine	768040,3	6291387,3	10/5/76	Source du Lez	Directe			13300	26 jours	21
Marjolet, 1977; Durepaire, 1985	12	769841,7	6295444,9	Marjolet (CERH)	09/05/1977 à 18h00	Terrieu en aval de Trévières	3, uranine	768040,3	6291387,3	20/9/77	Source du Lez	Directe			4200	10,5 jours (255h)	16,4
Marjolet, 1977; Durepaire, 1985	13	768870,2	6299233,5	Marjolet (CERH)	23/03/1977 à 11h00	Terrieu en amont de Trévières	3, uranine	768040,3	6291387,3	27/03/1977 à 18h00	Source du Lez	Directe			7500	5,2 jours (124h)	60
GEO PROSPECT, 1997	14	768281	6292532	GEO PROSPECT	14/2/97 à 15h00	Perte du Lirou (amont)	2500, NaCl	768040,3	6291387,3	15/02/97	Source du Lez	Directe			1157	1 à 2 jours	15
GEO PROSPECT, 1997	15	769853	6292604	GEO PROSPECT	13/2/97 à 15h15	Perte du Lirou (aval)	1, Uranine	768040,3	6291387,3	18/02/97 à 23h00	Source du Lez	Directe			2138	47 h	13,6

FIGURE 2.15 – Synthèse des tracages anciens (Leonardi *et al.*, 2013)

2.3.2 Etude du site expérimental du Terrieu

2.3.2.1 Caractérisation des écoulements en forage

Diagraphies de température et de conductivité électrique

Les écoulements verticaux apparaissent généralement bien sur les diagraphies de température et de conductivité électrique. En l'absence d'écoulement dans le forage, i) la température de l'eau serait voisine de l'encaissant rocheux et correspondrait à la valeur du gradient géothermique local ; ii) la conductivité électrique dépendrait uniquement de la solubilité de la roche et s'homogénéiserait dans la colonne d'eau par diffusion des ions. Les arrivées d'eau sont alors révélées par les variations de température et de conductivité électrique durant les diagraphies.

De nombreuses campagnes de mesures de température et de conductivité électrique en forage ont été réalisées sur le site du Terrieu à différentes périodes hydrologiques (Botton, 1984 ; Drogue, 1985 ; Jazayeri Noushabadi, 2009 ; Malard et Chapuis, 1995 ; Uil, 1978).

Les diagraphies de température et de conductivité électrique réalisées présentent généralement des allures différentes, avec une variabilité des profils en fonction des forages, mais aussi de la période du cycle hydrologique. Cela souligne bien la complexité du système karstique et l'hétérogénéité des mesures en forage isolé, même sur un petit périmètre comme le site du Terrieu.

Des discontinuités recoupant les forages sont le siège de circulations qui perturbent plus ou moins les profils de température et de conductivité des forages. L'analyse des diagraphies permet de localiser les zones productrices à des profondeurs différentes selon les forages (voir figure 2.16). En plaçant ces derniers dans l'espace, on peut relier ces zones productrices et identifier un chemin d'écoulement suivant un plan de pendage 15° vers l'Ouest, ce qui correspond au pendage des couches des calcaires berriasiens qui affleurent sur le site expérimental du Terrieu (Jazayeri Noushabadi, 2009 ; Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011).

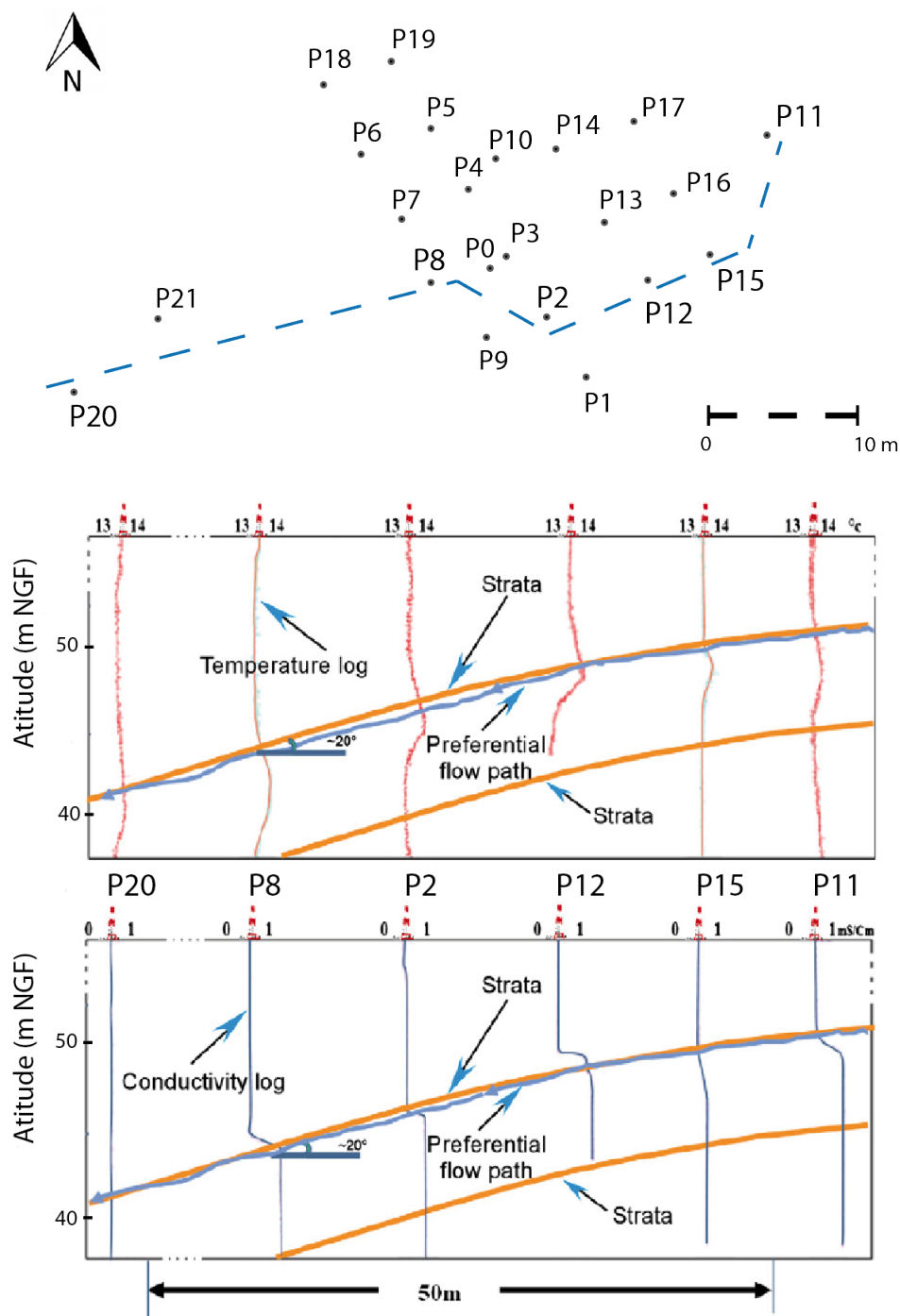


FIGURE 2.16 – Mise en évidence d’une continuité d’écoulement (a) selon les plans de discontinuité horizontale (stratification) et verticale (N070) par diagraphies (b) de température et (c) conductivité électrique. D’après Jazayeri Noushabadi *et al.* (2011).

Diagraphies de débit

La méthode de diagraphie de débit permet d'étudier l'hétérogénéité hydrodynamique verticale et de caractériser les zones conductrices des forages. Lods (2000) a réalisé des diagraphies de débit sur 8 forages du site du Terrieu (P2, P5, P6, P7, P8, P12, P13 et P16) à l'aide d'un débitmètre électromagnétique. Celui-ci pouvait mesurer des débits à partir de $6 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$, avec une résolution inférieure à $3 \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$. Les forages ont été testés en puits seul, c'est-à-dire que les flux verticaux ont été mesurés dans un puits à différentes profondeurs d'abord en conditions ambiantes et ensuite lors de forçages à l'état stationnaire (pompage ou injection). Cette technique permet de déterminer les zones productrices du forage et d'estimer précisément leur transmissivité.

Synthèse des résultats obtenus par Lods (2000)

Au P6, P7, P12 et P13, aucun écoulement non forcé n'a pu être mesuré. En écoulement forcé, les données de débitmétrie n'ont pas pu être exploitées parce que le débitmètre n'était pas assez sensible (pour P6, P7 et P13) ou parce que la pompe n'était pas assez puissante (pompe placée au-dessus d'un drain très transmissif, qui empêche la mesure des vitesses P12).

Au P8, deux zones conductrices à 43.6 mNGF et 39.6 mNGF (42 et 46 m sous la tête de puits) ont été mises en évidence. Un écoulement non-forcé et pseudo-périodique, de 43.6 à 39.6 mNGF, a été mesuré le 13 janvier 1998. Cet écoulement peut changer de sens et dépasser $1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Un an plus tard, le 13 janvier 1999, aucun écoulement non-forcé n'a pu être mesuré dans le P8. L'écoulement mesuré auparavant était probablement forcé par les pompages ponctuels réalisés à la source du Lez. En écoulement forcé, au débit maximal de pompage ($3.6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$), aucun rabattement mesurable ne s'est produit rendant inapplicable les méthodes de diagraphies de débit pour l'estimation des transmissivités des zones d'arrivée d'eau.

Seuls les forages P2, P5 et P16 ont fourni des données exploitables. Pour ces trois forages, aucun écoulement non-forcé n'a pu être mesuré. Par contre, en écoulement forcé, les tests de débitmétrie verticale en injection présentent des zones conductrices dans chaque puits (voir figure 2.17) : deux zones à 60.6-56.6 mNGF (25-29 m sous la tête de forage) et 46.6-45.6 mNGF (39-40 m sous la tête de forage) pour le P2, trois zones à 62.5-60.5 mNGF (23-25 m), 49.5-48.5 mNGF (36-37 m) et 48.5-47.5 mNGF (37-38 m) pour le P5 et deux zones à 63.2-62.2 mNGF (21-22 m) et 56.2-55.2 mNGF (28-29 m) pour le P13.

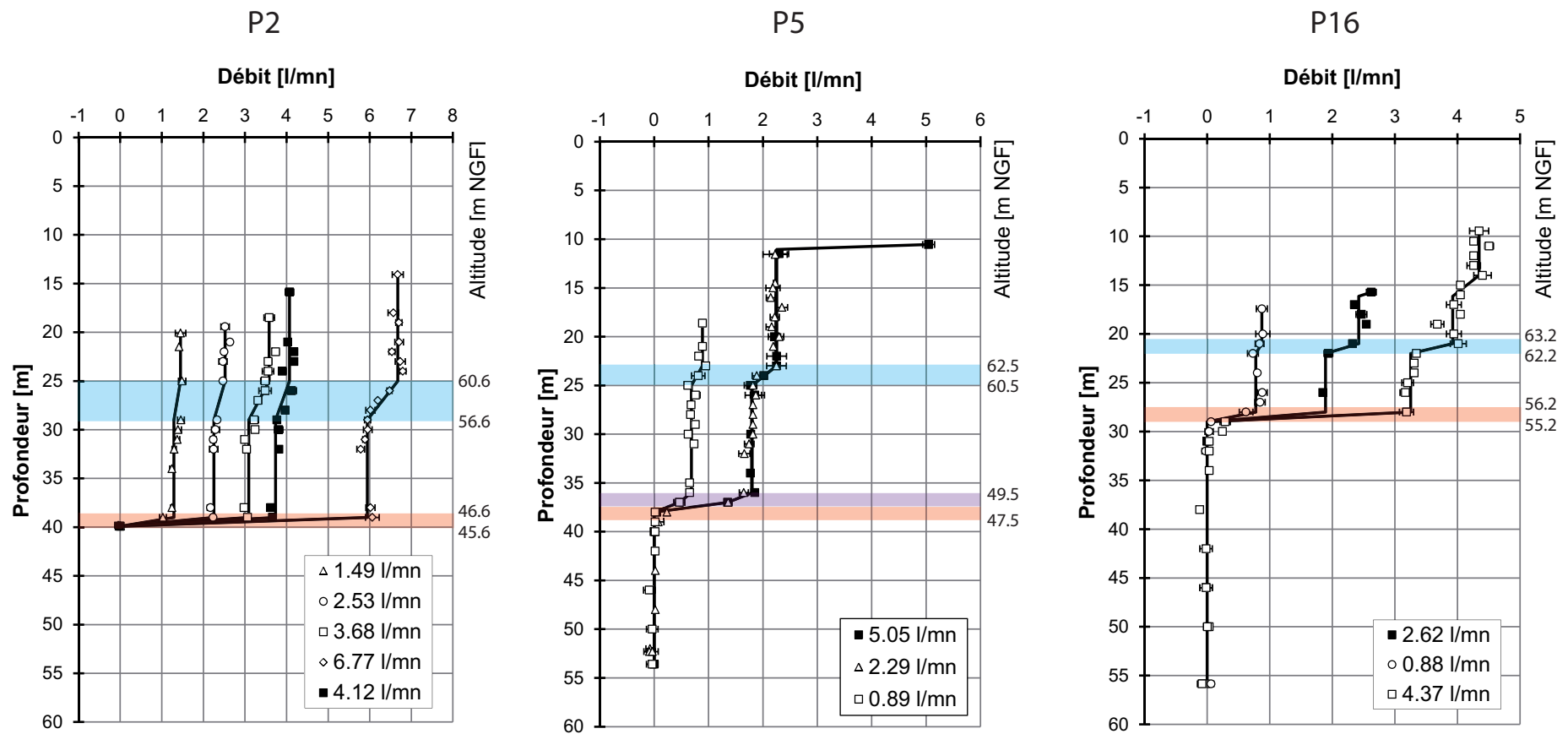


FIGURE 2.17 – Diagraphies de débits pour les forages P2, P5 et P16. (Les profondeurs ont été mesurées à partir de la tête de forage, les altitudes sont estimées par rapport aux données actuelles). D'après Lods (2000).

Les transmissivités des zones d'écoulement ont été estimées à chaque injection à l'aide de trois modèles faisant varier les effets de skin (Lods, 2000). Les valeurs de transmissivités calculées étant quasiment similaires pour chacune des solutions testées, nous ne présentons ici que les valeurs moyennes de chaque zone (voir tableau 2.3). Les transmissivités globales des forages au cours de ces tests ont été estimées par une analyse classique de type Thiem.

TABLEAU 2.3 – Résultats de l'interprétation des tests de débitmétrie verticale sur les forages P2, P5 et P16, d'après Lods (2000).

Forage	Arrivée d'eau	T	T_{forage}
	(mNGF)	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
P2	60.6 - 56.6	2.0×10^{-5}	1.8×10^{-4}
	46.6 - 45.6	1.6×10^{-4}	
P5	62.5 - 60.5	7.5×10^{-7}	3.8×10^{-6}
	49.5 - 48.5	7.4×10^{-7}	
	48.5 - 47.5	2.1×10^{-6}	
P16	63.2 - 62.2	3.7×10^{-7}	8.7×10^{-6}
	56.2 - 52.2	8.2×10^{-6}	

Ces tests mettent en évidence la distribution discrète des zones d'écoulement dans des calcaires à faible conductivité hydraulique. Ces zones présentent des transmissivités hétérogènes variant de 3.7×10^{-7} à $1.6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ (voir tableau 2.3). On remarque que les zones les plus profondes de chaque forage sont les plus transmissives et que la transmissivité globale des forages est proche de celle de ces zones.

2.3.2.2 Caractérisation des écoulements à l'échelle du site

Essais de pompage

Le site du Terrieu a fait l'objet d'un grand nombre d'essais de pompage depuis sa mise en place (Auzet et Gringarten, 1976 ; Drogue et Grillot, 1976 ; Jazayeri Noushabadi, 2009 ; Pitard, 1976). Actuellement les forages P0 et P8 sont équipés en permanence de pompes permettant de réaliser des essais longues durées jusqu'à des débits de $50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour P0 et $72 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour P8.

De nombreux essais de pompages ont été réalisés sur le puits P0 mettant systématiquement en évidence l'existence de deux directions de circulation préférentielle quasi-perpendiculaires : avec un axe de drainage N160 et un axe de drainage principal suivant la direction N070 (voir figure 2.19). Ces directions sont très voisines des orientations préférentielles de fracturation verticale relevées sur le terrain (voir partie 2.2.1.3).

Jazayeri Noushabadi (2009) a réalisé des pompages sur l'ensemble des forages du site avec des débits variant entre 0.2 et $72 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, en fonction de la transmissivité des forages testés et des pompes utilisées. Il est possible de comparer chaque puits de pompage par calculs d'index de productivité (PI) qui correspond au ratio entre le débit de pompage et le rabattement au puits (Jazayeri Noushabadi, 2009). Ainsi, les forages les plus productifs (donc les plus transmissifs) sont par ordre décroissant : P8, P0, P15, P12, P20, P11, P3, P21 et P2. Les autres forages (P4, P5, P9, P10, P13, P16 et P17) sont très peu productifs. Les forages les plus transmissifs s'alignent globalement tous le long d'un axe N070 et recoupent des zones d'écoulements préférentielles mises en évidence par les diagraphies de température et de conductivité électrique au niveau d'un joint de stratification. Concernant les zones d'écoulements, elles semblent préférentielles le long de l'axe N070 pour l'ensemble des tests d'interférences réalisés (voir figure 2.17).

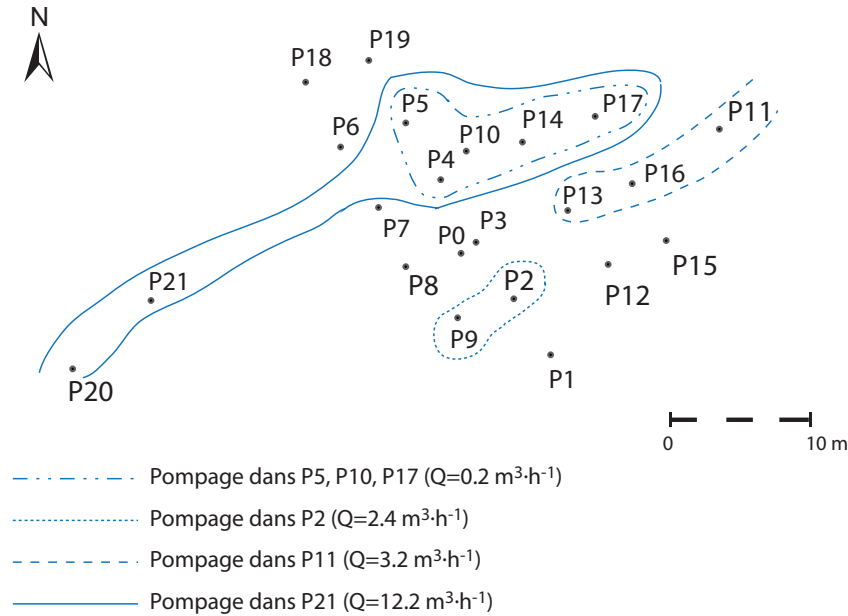


FIGURE 2.18 – Zones d'influence des différents essais d'interférences (hors P0 et P8). D'après Jazayeri Noushabadi *et al.* (2011).

Ces différents essais mettent donc en évidence une forte hétérogénéité des réponses hydrodynamiques du karst à ces pompages, et la présence de directions préférentielles d'écoulement qui suivent les directions de fracturation, en particulier la direction N070.

Essais de traçages

Au cours d'essais de pompages réalisés en Juillet 1974 sur le puits P0, des traceurs colorés (fluorescéine sodique et rhodamine B) ont été injectés successivement dans six piézomètres (P2, P3, P4, P8, P9 et P13) en régime-pseudo-permanent (débit constant : $27 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, rabattement maximal : 7 m, Drogue, 1977). L'injection des solutions s'est faite à l'aide d'un tube de 15 mm de diamètre directement dans la zone noyée, au droit des zones de fracture. Il n'y a pas d'information sur les restitutions, seules les durées de transfert prises entre le temps d'injection et le maximum de concentration du nuage en sortie du puits de pompage sont renseignés dans cette étude.

Les vitesses de transfert ont été estimées de façon linéaire pour chaque injection. Les vitesses d'arrivée des traceurs sont environ 10 fois plus élevées pour les injections aux piézomètres P2, P3, P9 que pour les piézomètres P13, P4 et P8 (voir figure 2.19). Ces traçages mettent en évidence une forte anisotropie des vitesses d'écoulements, qui représentent des vitesses apparentes entre les points d'injection et de restitution. Les écoulements au sein des milieux fracturés et karstiques s'organisent *via* les discontinuités

de la roche avec des chemins d'écoulement qui présentent une certaine tortuosité. Ces vitesses apparentes donnent la borne inférieure des vitesses de transfert : en effet, si la tortuosité est importante, alors la distance à parcourir augmente, ce qui signifie que les vitesses données peuvent sous estimer la vitesse réelle de transfert.

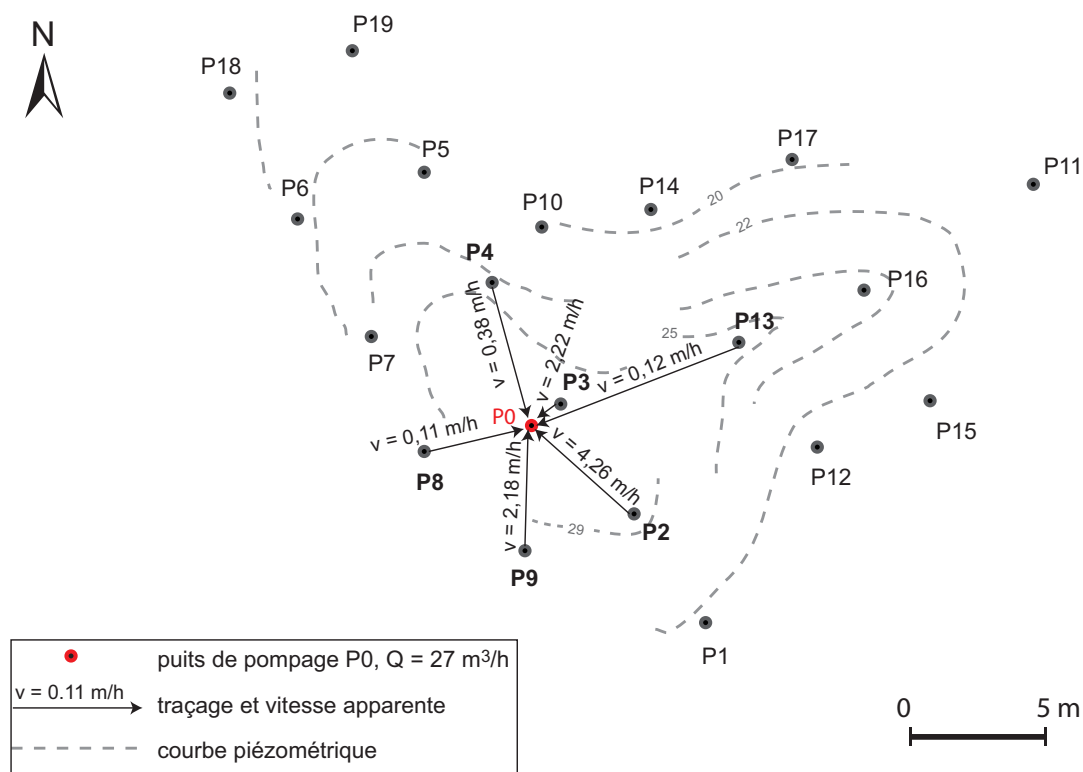


FIGURE 2.19 – Courbes piézométriques et vitesses de déplacement de traceurs. D'après [Droque \(1977\)](#).

2.3.2.3 Impacts des pompages du Lez sur le site expérimental du Terrieu

L'influence des pompages du Lez a été observée sur le site expérimental du Terrieu avant même la construction de l'usine de pompage souterraine (Drogue et Grillot, 1976). A l'époque, les pompages étaient réalisés au niveau de la vasque de la source du Lez et leur effet n'était visible que pendant les périodes de basses eaux. Drogue et Grillot (1976) expliquent cette réponse au niveau du site expérimental du Terrieu par une propagation de l'onde provoquée par les pompages à la source du Lez dans des conduits drainants connectés à la source.

La réponse hydrodynamique des forages du site expérimental du Terrieu aux pompages à la source du Lez était différente en fonction de leur position : certains répondaient rapidement (environ 2 min) et subissaient des rabattements importants (0.3 à 0.4 m), alors que d'autres répondaient plus tard (entre 24 et 120 min) et évoluaient peu ou n'étaient jamais perturbés (Drogue, 1980 ; Drogue et Grillot, 1976). Une explication liée à la structure du milieu a été proposée en lien avec le schéma conceptuel de double porosité de Drogue (1971, 1980). Les réponses piézométriques observées sur le site expérimental du Terrieu s'expliqueraient par la structure particulière du milieu karstique dans lequel on distingue schématiquement (voir figure 2.20a) : des conduits drainants juxtaposés à des domaines de matrice fissurée peu perméables (Drogue et Grillot, 1976). Ainsi une typologie de réponse a été proposée : les forages les plus influencés par les pompages de la source du Lez recouperaient donc une structure de type drain et les forages moins ou pas influencés recouperaient la matrice fissurée plus ou moins éloignée du drain (voir figure 2.20b).

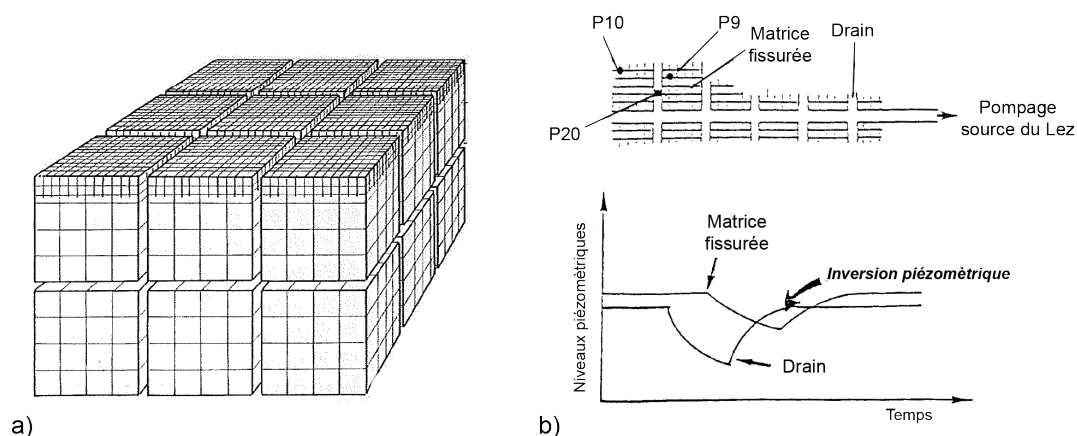


FIGURE 2.20 – Relations entre la structure du milieu et les réponses hydrodynamiques liées aux pompages de la source du Lez. a) Modèle conceptuel de double porosité du réservoir fracturé karstique (Drogue, 1980), b) Typologie de réponse en fonction de la structure recoupée par les différents forages du Terrieu (Drogue, 1992).

Depuis la mise en place de l'usine souterraine, des pompages journaliers sont effectués directement dans le drain majeur en amont de la vasque. L'effet de ces pompages est maintenant visible sur l'ensemble des forages du Terrieu et à tout moment du cycle hydrologique. En période de hautes eaux (figure 2.21a), les rabattements observés sont quasiment similaires sur l'ensemble des forages (1.6 m environ). Alors qu'en période de basses eaux, on retrouve une dynamique et une amplitude (de 0.3 à 1.6 m environ) des rabattements différents comme précédemment observés par [Droque et Grillot \(1976\)](#). [Jazayeri Noushabadi \(2009\)](#) ; [Jazayeri Noushabadi *et al.* \(2011\)](#) ont classé les forages en trois typologies de réponse hydrodynamique : A, B et C (voir figure 2.21b). Les forages de type A correspondent aux réponses de la matrice fissurée faiblement transmissive, les forages de type B recoupent des structures fracturées plus transmissives et les forages de type C recoupent le réseau de drainage karstique fortement perméable. Les perméabilités entre les différents forages du site expérimental et la source du Lez ont été estimées par [Jazayeri Noushabadi \(2009\)](#) ; [Jazayeri Noushabadi *et al.* \(2011\)](#) grâce à la méthode des "pulse-tests" de [Kamal et Brigham \(1975\)](#). Les valeurs obtenues varient entre 50.7 et 35.6 D en période de hautes eaux et 50.6 et 3.6 D en période de basses eaux (en considérant une épaisseur efficace de 50 m) ; soit des transmissivités variant entre 1.7×10^{-2} et $2.5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en période de hautes eaux et 1.8×10^{-3} et $2.5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en période de basses eaux ([Jazayeri Noushabadi, 2009](#) ; [Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011](#)).

Ainsi, ces observations indiquent que les réponses hydrodynamiques du milieu sont dépendantes (i) du niveau piézométrique de la nappe et (ii) du degré de connectivité entre le puits d'observation et le réseau de drainage principal.

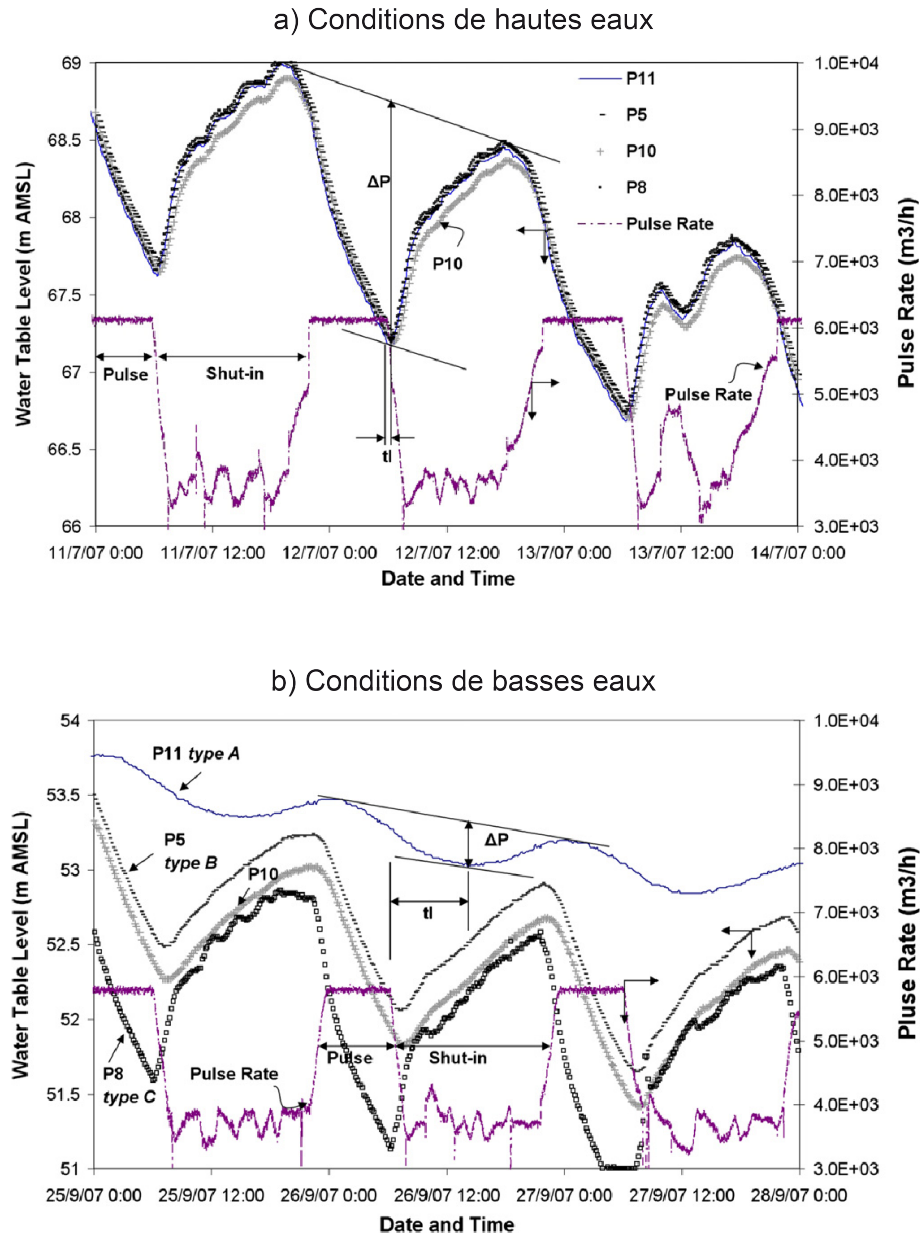


FIGURE 2.21 – Réponses hydrodynamiques des forages P5, P10, P8 et P11 du site du Terrieu lors des pompages du Lez en période a) de hautes eaux et b) de basses eaux (Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011).

2.3.2.4 Modèle conceptuel

La combinaison des différentes informations obtenues à l'échelle du site expérimental du Terrieu a permis de proposer un modèle conceptuel hydrogéologique (voir figure 2.22). Ce modèle conceptuel représente trois principaux types de réponse hydrodynamique en lien avec les différentes composantes recoupées par les forages testés (Jazayeri Noushabadi, 2009) :

- la composante de type « matrice fracturée » est caractéristique des forages de faibles transmissivités (type a, représenté en blanc sur la figure 2.22) ;
- la composante de type « fracture transmissive » correspondant aux forages de transmissivité moyenne (type b, en jaune sur la figure 2.22) ;
- et la composante de type « karstique » pour les forages recoupant les éléments karstiques les plus transmissifs (type c, en vert sur la figure 2.22).

Les éléments karstifiés s'organisent suivant le plan de stratigraphie recoupé par la fracturation principale de direction N070.

La diminution des niveaux piézométriques induit par conséquent une déconnexion des éléments transmissifs situées aux élévations les plus élevées (cf forage P11).

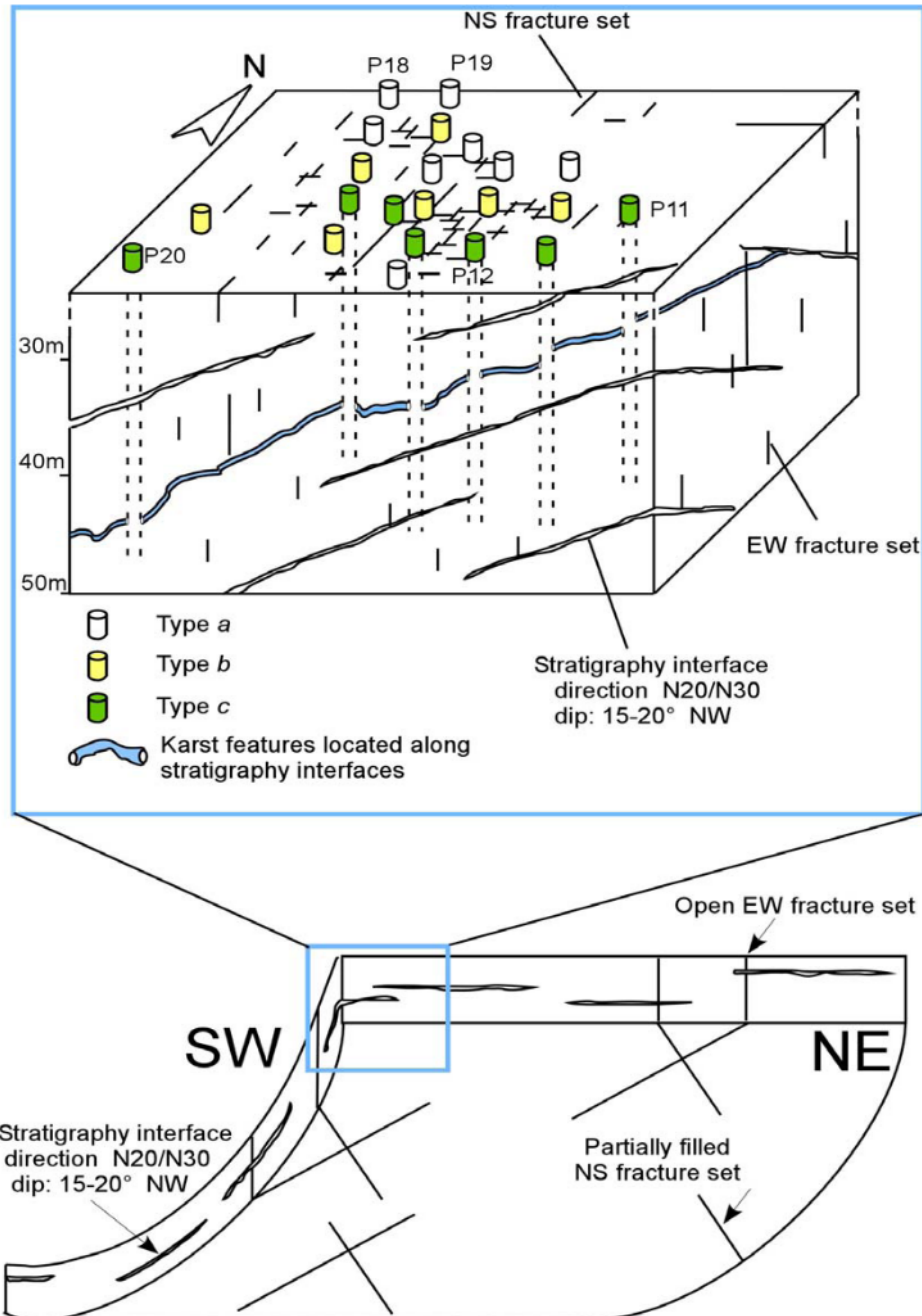


FIGURE 2.22 – Modèle conceptuel hydrogéologique du site expérimental du Terrieu (Jazayeri Noushabadi, 2009).

2.4 Conclusion

L'aquifère du Lez représente un site d'étude unique en son genre car il possède (i) un réseau piézométrique important permettant d'étudier les effets de pompage de la source du Lez qui s'étendent sur plusieurs kilomètres et (ii) un site expérimental du Terrieu regroupant 22 forages sur une petite superficie.

Au terme de cette synthèse, trois informations essentielles sont à retenir :

- L'hétérogénéité du milieu implique un fort effet d'échelle sur les mesures réalisées. En effet, que ce soit pour des mesures de fracturation, de karstification ou de paramètres hydrodynamiques, les résultats obtenus doivent être considérés suivant leur échelle de mesure et sont dépendants de la zone d'observation choisie ;
- L'hydrodynamique est liée à la géologie du milieu et plus particulièrement la structure qui organise les écoulements suivant des grands axes de circulation : (i) les grands accidents NE-SO, type faille de Corconne, à l'échelle régionale et (ii) les directions principales de fracturation N070 et N140 à l'échelle du site expérimental du Terrieu ;
- Les conditions hydrologiques (hautes eaux, basses eaux) jouent un rôle clef sur les paramètres hydrodynamiques en faisant varier la connectivité du système.

Malgré un grand nombre d'études sur le sujet, certains points méritent d'être approfondis car peu ou pas encore renseignés. Par exemple, la question de l'hydrodynamique des différents éléments conducteurs avec une discrétisation verticale des paramètres en forage a peu été abordée. Les liens hydrodynamiques entre les différentes échelles d'étude sont mal identifiés. De même qu'une analyse quantitative des processus de transport n'a jamais été réalisée en dépit du grand nombre de traçage réalisés. Notre étude de terrain permettra de compléter les jeux de données nécessaires à la réalisation de modèles discrets. Nous allons nous intéresser plus particulièrement à une caractérisation multi-échelle des paramètres hydrodynamiques et des paramètres du transport représentatifs des différents éléments conducteurs du karst.

Chapitre 3

Caractérisation hydrodynamique multi-échelle

Ce chapitre présente les résultats des différents essais hydrodynamiques menés sur l'aquifère du Lez à différentes échelles spatiales et temporelles. Quantifier les échelles de mesure dans des milieux karstiques est difficile voire hasardeux ; c'est pourquoi nous avons choisi de distinguer trois échelles d'observation en fonction des méthodes de terrain et de leur volume d'investigation supposé suivant la durée des essais et des éléments testés. Ainsi, cette caractérisation s'intéresse à trois échelles spatiales :

- l'échelle du forage et de son environnement immédiat avec la réalisation de différents essais (injections, chocs hydrauliques, diagraphies) ;
- l'échelle locale avec l'analyse de tests de pompage sur le site expérimental du Terrieu ;
- et l'échelle régionale avec l'étude des interférences liées aux pompages du Lez sur l'ensemble du bassin.

L'objectif des essais à l'échelle du forage est d'identifier et caractériser les structures qui contrôlent les écoulements ; ceci afin d'obtenir des indications sur les niveaux producteurs et leur corrélation avec la géologie. A l'échelle du site et à l'échelle régionale, nous nous efforcerons de mieux comprendre comment les informations hydrodynamiques permettent d'améliorer les connaissances de connectivité entre les forages, en lien avec les informations géologiques. Les observations et les différentes mesures effectuées *in situ* visent à améliorer la compréhension du fonctionnement hydrodynamique du système karstique du Lez avec la caractérisation et la hiérarchisation des zones de circulations préférentielles. Cette analyse permettra de discuter de façon plus générale des effets d'échelle et de l'impact des hétérogénéités sur l'organisation des écoulements dans les systèmes karstiques.

3.1 Matériels et méthodes de caractérisation

Les essais en forage renseignent sur la transmissivité locale des couches géologiques traversées par les forages ; ils permettent aussi de localiser et de caractériser spécifiquement les zones d'écoulements traversées par le forage dans le cas d'aquifères hétérogènes. Les tests d'interférence investissent des zones plus larges de l'aquifère et permettent de déterminer les connexions hydrauliques des zones d'écoulements préférentiels entre forages, d'estimer leur transmissivité ainsi que leur coefficient d'emmagasinement. Ces différentes méthodes permettent d'investiguer des échelles spatiales mais également temporelles différentes.

Grâce aux nombreux forages du site expérimental du Terrieu (22 forages sur 1500 m²) et au réseau piézométrique du bassin du Lez (40 forages sur 200 km²), une caractérisation multi-échelle des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère karstique a pu être réalisée. Le tableau 3.1 synthétise les différentes méthodes employées pour cette étude ainsi que les échelles d'investigation concernées.

TABLEAU 3.1 – Méthodologie employée pour la caractérisation hydrodynamique de l'aquifère karstique du Lez.

Méthode	Echelle spatiale	Durée des essais	Paramètres estimés
Injections entre obturateurs	Forage	Minutes	Transmissivité T
Débitmètrie	Forage	Minutes	Transmissivité T
Essais de pompage sur le site du Terrieu	Locale	Jours	Transmissivité T et Emmagasinement S
Pompages journaliers à la source du Lez	Régionale	Heures	Transmissivité T et Emmagasinement S
Impacts saisonniers des pompages à la source du Lez	Régionale	Mois (étiage)	Transmissivité T et Emmagasinement S

3.1.1 Investigation à l'échelle du forage

3.1.1.1 Tests entre obturateurs hydrauliques sur des forages du site expérimental du Terrieu

Nous avons réalisé différents essais d'injection sur des zones de forage spécifiques isolées grâce à un système de doubles obturateurs hydrauliques (figure 3.1). Ce système est composé de deux obturateurs hydrauliques qui, une fois en place, sont gonflés simultanément à une pression de 7 à 12 bars afin d'éviter lors des injections le risque de fuite le long de la paroi. Un court intervalle de 0.7 m sépare les obturateurs, ce qui correspond à la longueur de la zone de tests que l'on appelle aussi la "chambre d'injection". Cette dernière est connectée à une ligne d'injection composée de tuyaux PVC de 2.45 m de longueur et de 32 mm (NPS 1^{1/4}") de diamètre intérieur, descendus et fixés un à un à l'aide d'un système manuel positionné au droit du forage. L'ensemble est relié à une ligne de mesure qui permet de contrôler le débit et la pression d'injection durant l'essai. L'eau d'injection est au préalable pompée sur le site afin d'éviter toute contamination ; stockée dans une cuve de 2000 l puis injectée à l'aide d'une motopompe de surface. Des capteurs de pression situés au-dessus, entre et en dessous des obturateurs permettent la mesure en continu des variations de pression au sein des différentes zones du forage.

L'objectif principal de ces essais est de caractériser les différents éléments constitutifs du système karstique (matrice fissurée, fractures, zones karstifiées), et notamment de déterminer leurs transmissivités respectives. De plus, le dispositif a été utilisé passivement à l'échelle du site pour le suivi des interférences relatives aux pompages au P0 du site expérimental du Terrieu (cf. partie 3.3.2), et à l'échelle du bassin pour le suivi des interférences relatives aux pompages à la source du Lez (cf. partie 3.3.3).

Les tests entre obturateurs ont été réalisés sur quatre forages du site du Terrieu (figure 3.3) : P2, P5, P13 et P15 au cours de cinq campagnes de terrain. Le choix de ces forages s'appuie sur le modèle conceptuel de caractérisation proposé par Jazayeri Noushabadi (2009) qui hiérarchise la réponse hydrodynamique obtenue sur les forages du site du Terrieu en fonction des différents éléments constitutifs du système : type "matrice fissurée", type "fracture ouverte" et type "drain" (cf. partie 2.3.2.4, chapitre 2). Les forages P5 et P13 de type "fracture ouverte" et P2 et P15 de type "drain" ont été choisis afin de pouvoir isoler et tester ces trois composantes du karst. De plus, les forages P2 et P5 ont été étudiés par diagraphie de débit (Lods, 2000), ce qui nous permettra une comparaison des résultats obtenus pour les différentes méthodes (voir partie 2.3.2.1, chapitre 2).

Détermination des zones de circulation dans la zone noyée :

Afin de localiser les principales zones conductrices à tester (fractures, drains), nous nous sommes basés sur l'analyse des diagraphies de température et de conductivité électrique, ainsi que sur la vidéo en forage qui permet un contrôle visuel de ces zones et de l'état général du forage (pour ne pas abimer les obturateurs lors du gonflage). La chambre d'injection étant relativement petite, plusieurs essais ont parfois été nécessaires pour placer précisément celle-ci en face des zones conductrices.

Nature des essais effectués :

En mai-juin 2012, nous avons testé une quinzaine de zones par essai d'injection pour les forages P2, P5 et P15. L'année suivante, nous avons couplé les essais d'injection avec des essais par choc hydraulique ("slug tests") sur huit zones dans les forages P2 et P13.

Les essais d'injection entre obturateurs ont été réalisés à charge constante : l'eau est injectée sous pression à débit constant jusqu'à stabilisation de la charge de la section de forage isolée. Le débit d'injection est déterminé toutes les 10 secondes à partir du volume injecté. La pression est suivie en continu pendant et après l'essai permettant une estimation de la transmissivité de la section de forage investiguée une fois atteint le régime pseudo-permanent lors de l'injection et lors de la descente de pression en régime transitoire ("recovery tests").

Les essais par choc hydraulique consistent à appliquer une variation de charge instantanée par rapport à la charge hydrostatique d'équilibre, dans une section isolée du forage, et à mesurer l'évolution de cette charge au cours du temps. L'analyse de la courbe d'évolution de cette charge permet d'estimer la transmissivité de la zone testée. Cette méthode permet de s'abstenir du débit d'injection et présente l'avantage d'être beaucoup plus rapide, et donc plus facilement répétable, que les essais d'injection. Cependant, la durée du test étant plus brève, les résultats obtenus sont plus influencés par l'état de la paroi du forage (effet de skin) et ne représentent qu'un très faible volume d'aquifère.

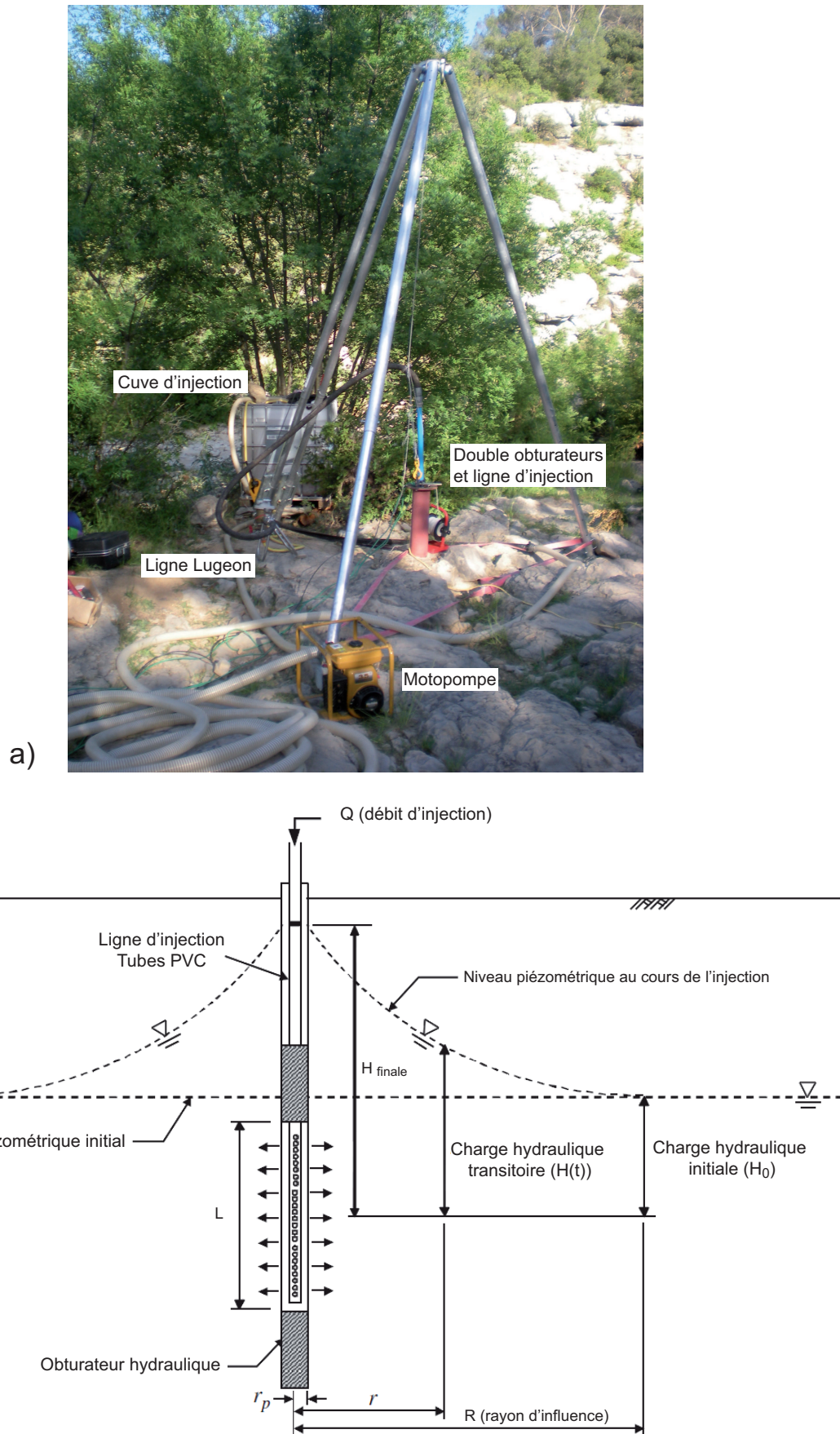


FIGURE 3.1 – Dispositif d'injection entre obturateurs. a) photographie du dispositif *in situ*, b) principe d'injection entre obturateurs, d'après Moon (2011). Ici : $L = 0.7$ m ; $r_p = 0.075$ m.

3.1.1.2 Mesures diagaphiques sur le forage du Triadou

Dans le cadre du projet de recherche Lez GMU (Gestion Multi-Usages), un forage profond de 330 m a été réalisé sur la commune du Triadou à environ 500 m de la station de pompage du Lez (voir figure 3.2). Ce forage en trou nu a été foré au marteau fond de trou diamètre 165 mm par la société Forasud en février 2012. Nous avons suivi l'ensemble des travaux et l'analyse des cuttings nous a permis de dresser la coupe géologique détaillée du forage (voir figure 3.17).

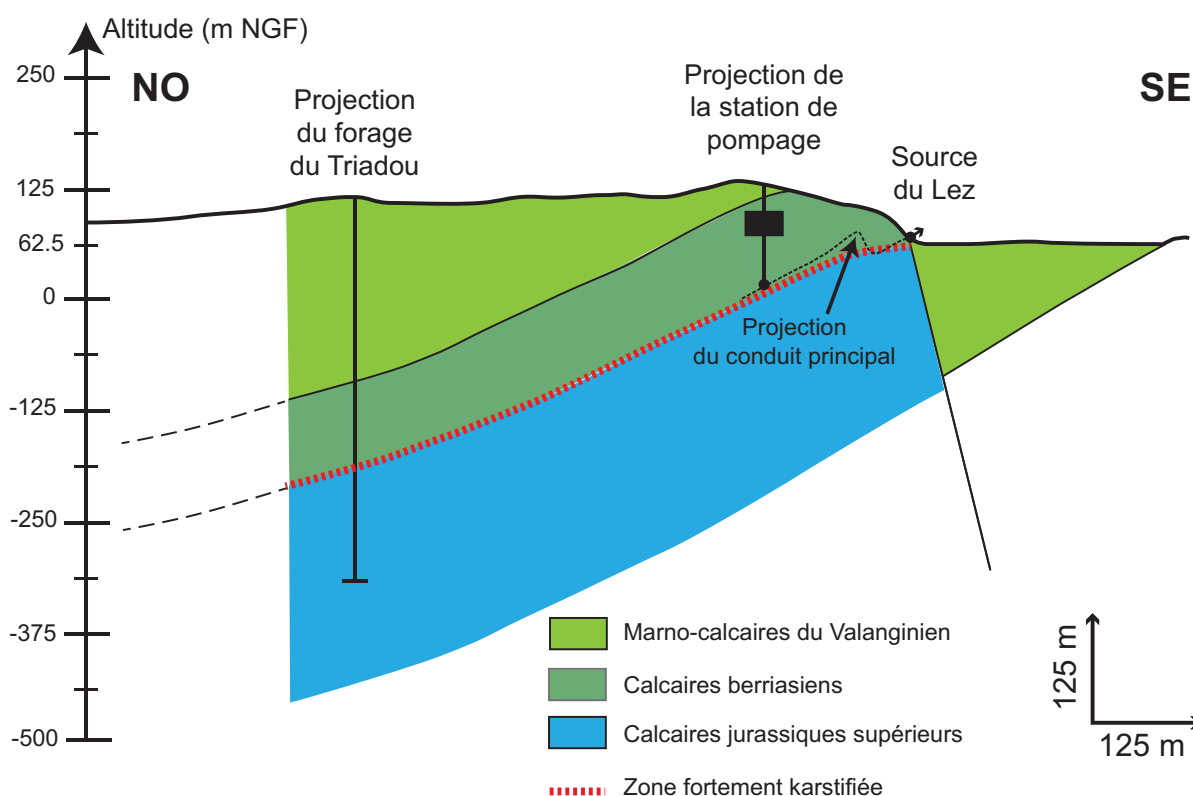


FIGURE 3.2 – Projection du nouveau forage du Triadou sur une coupe NO-SE passant par la source du Lez. Modifiée d'après [Leonardi et al. \(2012\)](#).

Le 2 juillet 2012, la société IDEES-EAUX a réalisé différentes diagaphies sur ce forage :

- une inspection vidéo du forage qui a permis d'observer le faciès des différentes formations ainsi que repérer les zones fracturées et karstifiées ;
- des diagaphies de Gamma Ray - Résistivités afin de préciser les différentes lithologies et leurs limites ;

- une diagraphie diamètreur afin de contrôler le diamètre de l'ouvrage et d'identifier les zones karstifiées ;
- des diagraphies de température, de conductivité et débit (mesures au micromoulinet) en régime naturel et dynamique pour localiser et quantifier les arrivées d'eau.

Ces mesures en forage ont permis d'obtenir des informations précises sur la géologie et le fonctionnement hydrogéologique du compartiment aquifère recoupé par ce forage.

Le Gamma Ray est un enregistrement de la radioactivité gamma naturelle des formations. Celle-ci augmente lorsque l'on traverse des horizons riches en minéraux radioactifs, c'est-à-dire en potassium 40, uranium ou thorium qui sont les seuls éléments radioactifs ayant une concentration notable dans les formations naturelles. Les argiles sont en général plus fortement radioactives de par leur capacité d'adsorption d'éléments radioactifs. La gamma ray est donc un bon indicateur de l'argilosité d'une formation.

Les résistivités électriques mesurées dépendent des conditions géologiques naturelles et des fluides de forage. En général, la résistivité des roches est de type électrolytique, c'est-à-dire que les roches conduisent le courant électrique grâce au fluide qu'elles contiennent. Un courant électrique est injecté dans le milieu et se propage dans la formation plus ou moins facilement en fonction des caractéristiques de l'électrolyte. Dans les formations humides, les argiles sont plus conductrices que les calcaires massifs.

Les mesures combinées de Gamma Ray et de résistivités électriques fournissent des informations sur les limites lithologiques, permettent d'identifier les zones argileuses ainsi que les zones de fractures perméables.

Les mesures de diamètre du forage sont réalisées grâce à une sonde diamètreur ("caliper") à trois bras sur ressorts en contact avec les parois du forage qui réagissent en fonction des variations de diamètre. La mesure se fait en remontée et permet d'obtenir une courbe de variation du diamètre en fonction de la profondeur. Ces mesures permettent donc de localiser les zones de fracturation et de karstification qui peuvent faire varier le diamètre du forage, mais elles sont surtout très importantes pour pouvoir convertir les vitesses mesurées au micromoulinet en flux par rapport aux sections de forage traversées.

Les diagraphies de débit des flux verticaux dans le forage sont réalisés en conditions naturelles ou en pompage. Les vitesses des écoulements ont été mesurées grâce à un micromoulinet qui se compose d'une hélice de précision qui a une vitesse de sensibilité de 3 cm s^{-1} , soit 1.8 m min^{-1} . La vitesse est mesurée grâce à un compteur d'impulsions ac-

tivé à chaque tour d'hélice (vitesses mesurées en coups par seconde CPS). La calibration de l'outil permet de convertir les CPS en vitesse réelle. La sonde est descendue dans le forage avec une vitesse de déplacement (ici environ 6 m min^{-1}) supérieure à la vitesse de sensibilité de l'hélice. Une augmentation supplémentaire ou une diminution de la vitesse de rotation de l'hélice traduit la présence de venue d'eau avec des flux descendant ou ascendant. Ainsi, en retranchant la vitesse de descente, on obtient une mesure de vitesse de venues d'eau qui peuvent être en dessous de la limite de détection de la sonde. Les vitesses sont ensuite converties en débits grâce aux données de diamètres mesurées.

Ces diagraphies de débit permettent donc de déterminer les arrivées d'eau du forage, mais également d'estimer la transmissivité locale de chaque arrivée d'eau mesurée ainsi que la charge hydraulique associée (Le Borgne *et al.*, 2006 ; Lods, 2000 ; Paillet, 1998).

3.1.2 Investigation à l'échelle du site du Terrieu

Essais de pompage longue durée

Afin de caractériser les propriétés hydrodynamiques et la géométrie des écoulements à l'échelle du site expérimental du Terrieu, deux essais de pompage longue durée ont été réalisés sur le forage P0 en période de hautes et basses eaux avec un débit constant de $50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ et les réponses hydrodynamiques ont été suivies sur les autres forages du site (voir figure 3.3).

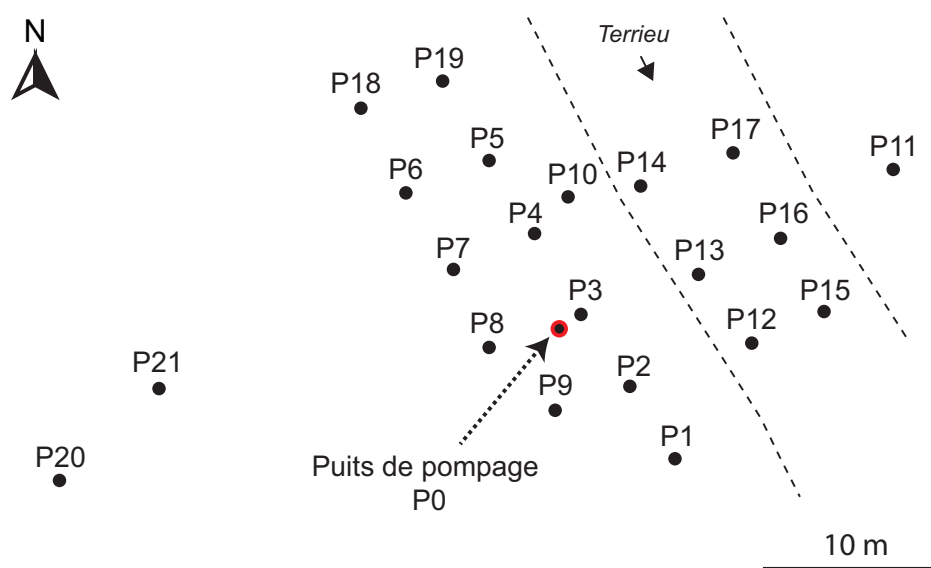


FIGURE 3.3 – Localisation des différents forages du site expérimental du Terrieu

La figure 3.4 permet d'apprécier l'état hydrique de l'aquifère du Lez au moment de ces tests. Le premier pompage a été réalisé en période de hautes eaux (écoulement à la source du Lez) ; il a duré 87h, du 22/04/2013 au 26/04/2013. Les niveaux piézométriques du site expérimental et à la station de pompage de la source du Lez étaient supérieurs à l'altitude du seuil de débordement de la vasque du Lez (65 mNGF). Le second pompage a été réalisé en période de basses eaux (absence d'écoulement à la source du Lez) ; il a duré 95.5h, du 11/07/2013 au 15/07/2013. Les niveaux piézométriques étaient inférieurs à 60 mNGF. Durant ces campagnes de pompage, aucune précipitation n'a affecté la zone d'étude. La rivière intermittente du Terrieu (qui traverse le site) coulait lors du premier essai, alors qu'elle était asséchée lors du deuxième essai.

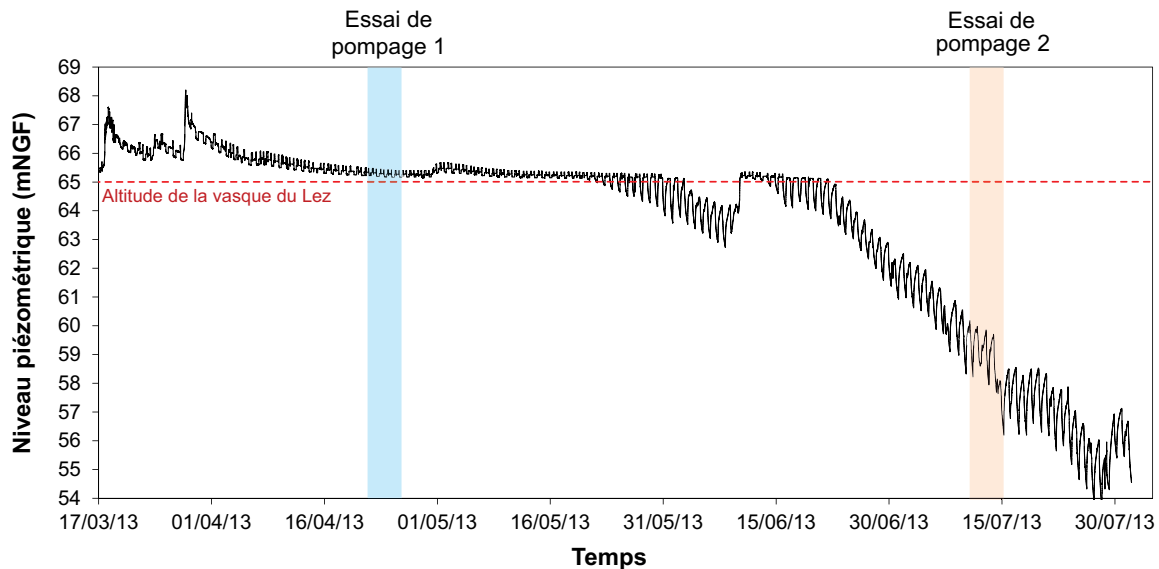


FIGURE 3.4 – Niveau piézométrique à la station de pompage du Lez de mars à juillet 2013. La ligne rouge en pointillée représente l'altitude du seuil de débordement de la source. Les périodes des essais de pompage réalisées sur le site expérimental du Terrieu sont représentées par les encadrés bleu (période de hautes eaux) et orange (période de basses eaux).

Durant ces essais, la plupart des forages du site ont été équipés de sondes autonomes enregistrant toutes les 30 secondes les pressions d'eau des piézomètres suivis. Au cours du premier essai, le système de double obturateur a été installé sur le forage P15, afin d'isoler le drain ; et lors du second essai, sur le forage P13 afin d'isoler la fracture conductrice. Ceci permettait d'observer les réponses des différents éléments des forages et d'isoler la zone d'injection des essais de traçages que nous avons réalisé pendant ces essais de pompage (voir chapitre 4). Le tableau 3.2 synthétise les différentes informations relatives à ces essais.

TABLEAU 3.2 – Informations concernant les essais de pompage longue durée réalisés sur le site expérimental du Terrieu

	Pompage 1	Pompage 2
Dates	22/04/2013 au 26/04/2013	11/07/2013 au 15/07/2013
Etat hydrique de l'aquifère	Hautes eaux (>65 mNGF)	Basses eaux (<60 mNGF)
Impact des pompages à la source du Lez	faible	fort
Durée de l'essai	87 h	95.5 h
Puits de pompage	P0	P0
Débit de pompage	$50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$	$50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$
Piézomètres suivis	P2, P3, P4, P4, P5, P6, P7, P8, P9, P10, P11, P12, P13, P15, P16, P17, P20, P21	P1, P2, P3, P4, P4, P5, P6, P7, P8, P9, P10, P11, P12, P13, P15, P16, P17, P20, P21
Forage isolé par obturateurs	P15 (isolement du drain)	P13 (isolement de la fracture)

3.1.3 Investigation à l'échelle régionale

Le bassin du Lez comporte plusieurs piézomètres équipés de sonde de pression autonome permettant de suivre les variations des niveaux piézométriques tout au long du cycle hydrologique (voir figure 2.5). Ceux-ci présentent des réponses hétérogènes typiques d'un réservoir karstique (voir figure 3.5b).

A 250 m en amont de la source du Lez, une station de pompage souterraine exploite directement l'eau dans le conduit karstique de l'exutoire pour l'alimentation de la ville de Montpellier et son agglomération (voir figure 2.12). Les phases de pompage, irrégulières, dépendent des niveaux des réservoirs de la station et de la demande en eau (et aussi des tarifs d'électricité). En période de hautes eaux, lorsque la source du Lez coule, les pompes sont parfois arrêtées quelques heures avant d'être remise en route (voir figure 3.5). En période de basses eaux, lorsque la source du Lez ne coule plus, les pompages sont continus avec une alternance de débit minimum de 600 l s^{-1} (dont 160 l s^{-1} pour alimenter le fleuve Lez) et de débit maximum de 1600 l s^{-1} . Ces pompages séquentiels ont une répercussion sur l'ensemble du bassin, leurs effets sont visibles sur des piézomètres situés jusqu'à une

quinzaine de kilomètres de la source.

Durant les périodes d'étiage, l'absence de pluie et les prélèvements d'eau quotidiens provoquent l'arrêt de l'écoulement de l'exutoire du Lez ainsi qu'une baisse générale des niveaux piézométriques de plusieurs dizaines de mètres (figure 3.5). Cela pose le problème de surimposition entre la récession piézométrique en période d'étiage et la réponse hydrodynamique liée aux pompages à la source du Lez. L'analyse d'anciennes chroniques piézométrique datant de 1969 (concernant les forages de Fontanès, Gour Noir et Les Matelles, localisation figure 3.26), mesurées avant la construction de la station de pompage, montrent que durant des périodes d'étiages, les niveaux piézométriques de ces forages diminuaient progressivement avant de se stabiliser autour d'un niveau piézométrique d'étiage entre 64 et 65 mNGF, ce qui correspond à l'altitude de l'exutoire (Fabris, 1970). Nous pouvons donc considérer que la chute des niveaux piézométriques est comparable à des rabattements lors d'un essai de pompage longue durée.

Les piézomètres interceptant des zones à diffusivité hydraulique élevée, connectés au réseau de drainage principal, présentent des rabattements quotidiens liés aux pompages de la source. C'est le cas des piézomètres du Triadou, de Bois des Avants, de Claret Brissac et des différents forages du site du Terrieu (localisation figure 3.26). Nous avons suivi en parallèle de la station de pompage les rabattements engendrés grâce à des mesures hautes fréquences (pas de temps à la minute).

L'analyse des cycles de pompage à l'échelle saisonnière et à l'échelle journalière nous permet d'estimer les paramètres hydrodynamiques des différents compartiments de l'aquifère et d'étudier la nature et l'organisation des écoulements à l'échelle régionale.

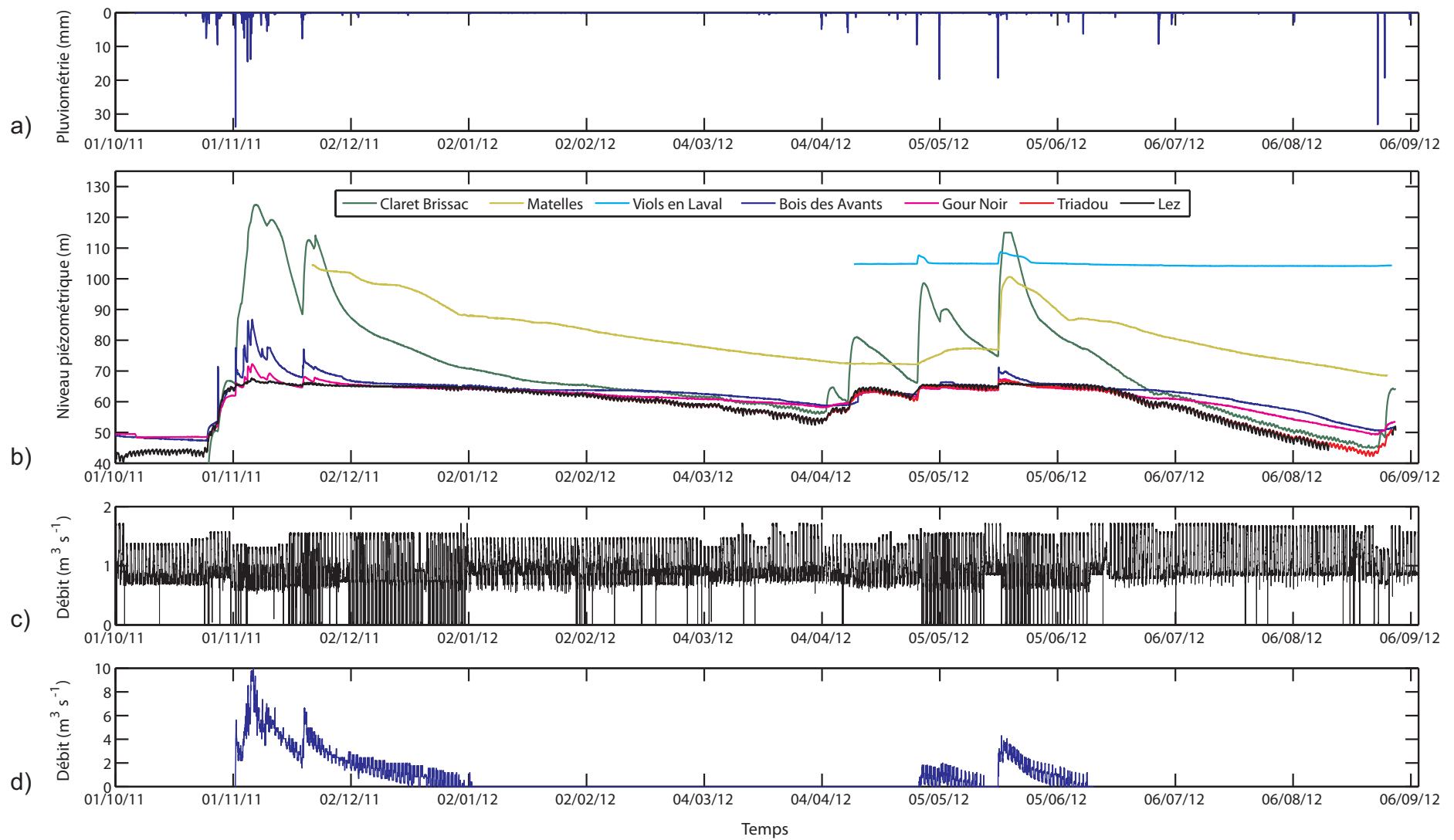


FIGURE 3.5 – Suivis hydrologique 2011-2012 du bassin du Lez. a) Pluviométrie journalière (station de Prades-le-Lez), b) Suivis piézométrique de quelques forages du bassin, c) débits de pompage de la station, d) débits d'écoulement de la source calculés à la vasque

3.2 Solutions analytiques retenues pour l'interprétation des essais réalisés

La caractérisation hydraulique a pour but d'identifier les processus responsables de la productivité d'un aquifère et d'en déterminer les propriétés hydrauliques ainsi que les structures qui régissent les circulations d'eau. Les tests hydrodynamiques consistent à induire une perturbation artificielle du milieu (en modifiant le débit ou la charge hydraulique d'un puits) et à observer les variations de pression du milieu ainsi perturbé. L'interprétation de l'évolution des charges hydrauliques observées en forages sont des outils classiques permettant à l'hydrogéologue de comprendre le fonctionnement du système. Cette analyse n'est cependant pas aisée et les solutions développées s'appuient généralement sur des approches conceptuelles où la complexité des milieux naturels est largement simplifiée afin de pouvoir les modéliser. Il existe une multitude de modèles développés initialement pour les milieux poreux puis de plus en plus complexes, plus ou moins adaptés aux milieux fracturés. Cependant il n'y a pas de solution idéale et plusieurs modèles peuvent prédire le même comportement hydrodynamique. Le choix du modèle s'appuie sur la compréhension initiale du milieu et sur la pertinence de ses hypothèses, il permet de valider ou non un diagnostic de base et d'obtenir des propriétés globales du milieu.

Nos interprétations s'appuient sur des modèles analytiques ou semi-analytiques relativement "simples" qui reposent sur des hypothèses fortes concernant le milieu testé (solutions pour milieu continu) et le régime d'écoulement (écoulements laminaires, pertes de charges linéaires), notamment en contexte karstique. L'objectif de ces analyses est de pouvoir comparer les paramètres obtenus pour différents types de tests et à différentes échelles. L'utilisation de méthodes sensiblement équivalentes du point de vue analytique permet de comparer ces différents essais entre eux et de discuter de l'impact des hétérogénéités sur les propriétés hydrodynamiques estimées aux différentes échelles.

3.2.1 Analyse des tests entre obturateurs

La figure 3.6 présente une réponse typique d'évolution de pression et de débit lors des essais d'injection. Au début du test, on a une augmentation rapide de la pression dans la chambre d'injection ainsi que du débit d'injection, ce qui correspond au remplissage de la colonne d'eau. Le débit diminue ensuite, puis se stabilise au débit accepté par la zone testée. L'injection se poursuit jusqu'à attendre un régime pseudo-permanent où le débit

et la pression restent constant. En général, ce régime est atteint en quelques minutes, voire en quelques secondes pour les zones les moins transmissives. L'injection est ensuite stoppée et la phase de descente de pression est alors suivie.

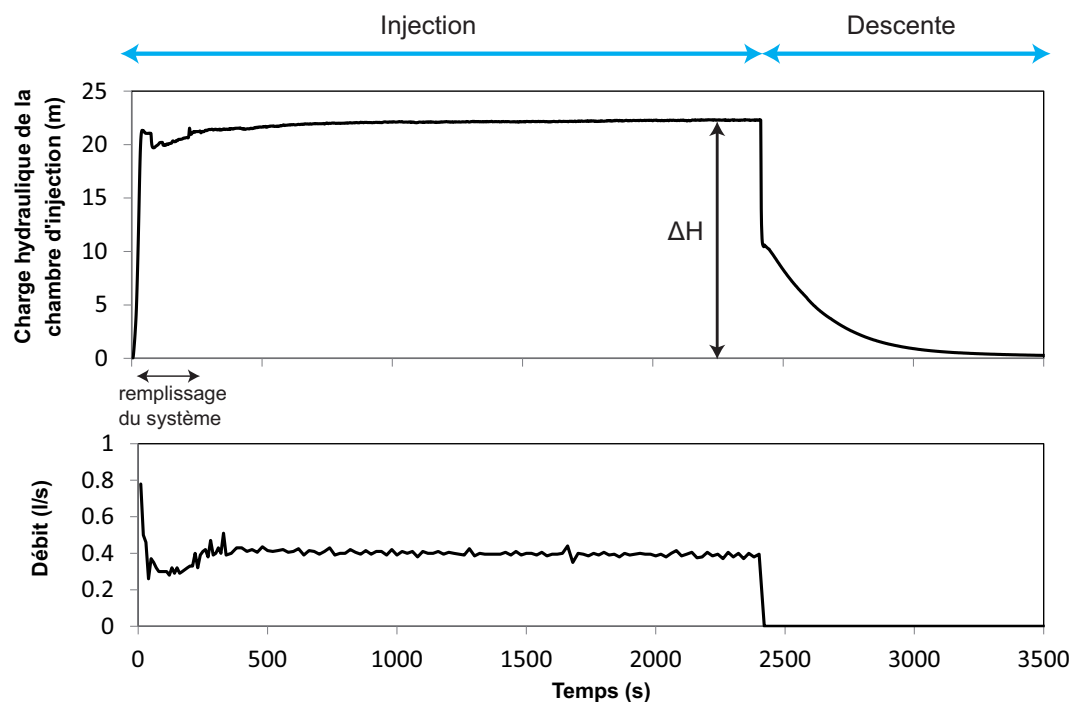


FIGURE 3.6 – Exemple d'essai d'injection (forage P2, zone 32.4-31.7 mNGF)

3.2.1.1 Analyse des essais d'injection

Au cours des essais d'injection, la charge hydraulique monte très rapidement et se stabilise à une certaine pression correspondant au débit imposé. On peut alors considérer que le régime pseudo-permanent est atteint. La transmissivité peut alors être estimée au moyen de solutions analytiques dérivant de l'équation de [Thiem \(1906\)](#).

La transmissivité est alors fonction du débit d'injection (Q), de la longueur de la zone testée (L), du rayon du forage (r) et de la différence de charge entre le début et la fin de l'injection (ΔH).

Parmi les solutions analytiques existantes, on peut utiliser celle proposée par [Barlett et al. \(1987\)](#) : pour $L \leq 10r$

$$T = \frac{Q \ln \left(\frac{L}{r} \right)}{2\pi \Delta H} \quad (3.1)$$

Ou encore la solution proposée par [Bear \(1979\)](#) :

$$T = \frac{Q \ln\left(\frac{R}{r}\right)}{2\pi\Delta H} \quad (3.2)$$

avec :

- T : la transmissivité ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
- Q : le débit d'injection ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
- R : le rayon d'influence du test (m)
- r : le rayon du forage (m)
- L : la longueur de la zone testée (m)
- ΔH : la charge hydraulique appliquée (m)

Le rayon du forage et la longueur de la zone testée étant connus, le débit et la charge étant mesurés, il ne reste qu'à estimer le rayon d'influence (R) pour obtenir la transmissivité. Or, ce rayon d'influence n'est pas évident à déterminer. Il dépend des tests ainsi que des zones testées et est fonction de leurs propriétés hydrodynamiques (porosité, perméabilité, emmagasinement spécifique) ; il dépend aussi de la durée des injections ou de la pression dans la chambre d'injection.

Le site du Terrieu présente un réseau de forages particulièrement dense. Chaque puits testé possède un piézomètre voisin distant d'environ 2 à 3 m. Les niveaux piézométriques des forages sont suivis continuellement durant nos essais. Ainsi nous pouvons voir si les injections influencent les forages voisins et jusqu'à quelle distance approximativement. Pour la majorité des essais, aucune interférence n'a été observée. Cela s'explique soit par des faibles transmissivités des forages, soit par la courte durée des essais. Le rayon d'influence peut donc être fixé entre 0.5 et 2 m.

Notons que la fonction logarithme normal tamponne l'impact de ce paramètre ([Bear, 1979](#)), une estimation approximative du rayon d'influence n'influence donc pas significativement le calcul des valeurs de transmissivité.

3.2.1.2 Analyse de la période de descente ("recovery tests")

En considérant l'injection comme un essai de pompage inversé, l'analyse de la diminution de la charge hydraulique qui suit l'injection peut être assimilée à une phase de remontée ("recovery"). Grâce à une simple transformation de la variable temps, la fonc-

tion d'Agarwal (1980) permet d'interpréter la période de recouvrement avec les solutions développées pour l'analyse des rabattements des essais de pompage.

Une analyse en dérivée des pressions est aussi possible, permettant d'obtenir des informations plus précises sur les types d'écoulement. La solution de Theis (1935) a été utilisée pour l'ensemble des essais, ce qui permet de comparer les valeurs de transmissivité et d'emmagasinement des différentes zones testées.

3.2.1.3 Analyse des essais par choc hydraulique ("slug tests")

La représentation de ces essais se fait en hauteur normalisée $H(t)/H_0$ en fonction du temps t , avec $H(t)$ la charge hydraulique mesurée au cours du temps t et H_0 la charge initiale de la colonne d'eau dans le puits (voir figure 3.7).

De nombreux modèles ont été développés pour l'analyse des chocs hydrauliques. Le choix du modèle est important car les valeurs de transmissivité obtenues peuvent varier jusqu'à un ordre de grandeur en fonction des solutions utilisées (Rosberg, 2010).

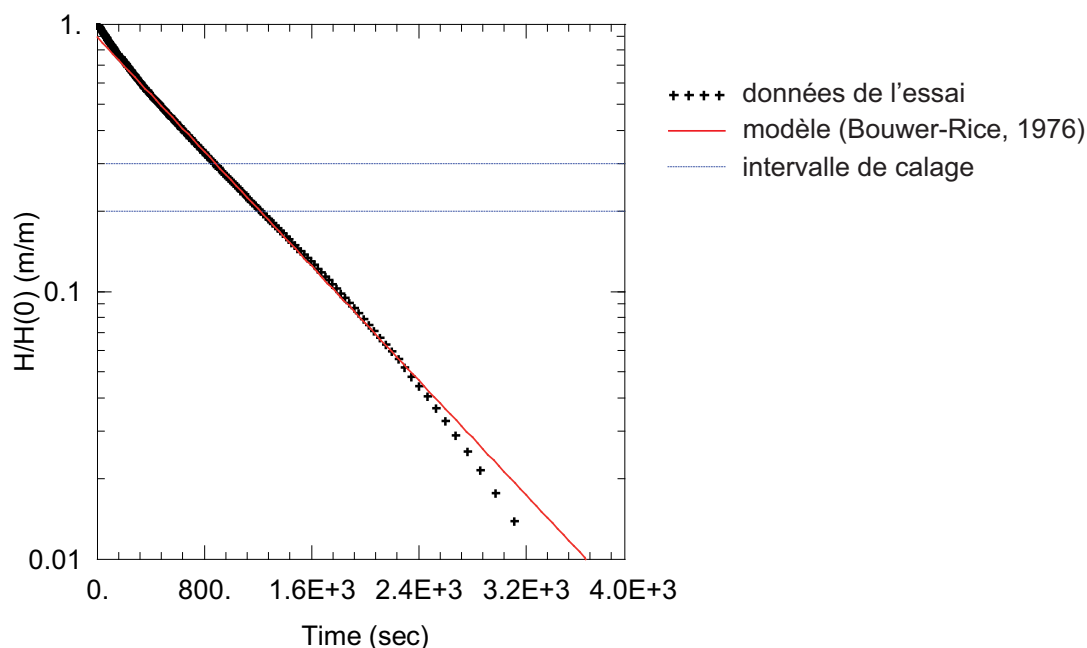


FIGURE 3.7 – Exemple de slug test (forage P2, zone 32.4-31.7 mNGF)

Après avoir testé plusieurs modèles notre choix s'est porté sur le modèle de [Bouwer et Rice \(1976\)](#) car il permet d'interpréter au mieux la plupart de nos tests. De plus, [Campbell *et al.* \(1990\)](#) ont comparé les résultats obtenus au moyen de différentes solutions d'interprétation d'essais par choc hydraulique et ont conclu que le modèle de [Bouwer et Rice \(1976\)](#) est la méthode de prédilection pour l'analyse de ces essais, car elle fournit des résultats cohérents avec d'autres méthodes plus lourdes et chronophages.

Le modèle de [Bouwer et Rice \(1976\)](#) est une méthode semi-analytique développée pour l'analyse d'essais par choc hydraulique à réponse sur-atténuée ("overdamped"), c'est-à-dire qui présente une décroissance exponentielle au cours du temps. Cette méthode a été développée pour des puits pénétrant partiellement ou entièrement l'aquifère, que celui-ci soit libre ou captif ([Bouwer, 1989](#)). La solution dérive de la modification de l'équation de [Thiem \(1906\)](#) considérant les écoulements en régime quasi-permanent. Dans ce modèle, les effets d'emmagasinement de l'aquifère sont négligés, ce qui correspond assez bien au contexte testé (S très faible en général). Par conséquent, le moindre changement de charge hydraulique dans la zone testée se propage instantanément dans l'aquifère.

La solution analytique du modèle est la suivante :

$$\ln \left(\frac{H(t)}{H_0} \right) = - \frac{2Tt}{r_c^2 \ln(R_e/r_w)} \quad (3.3)$$

avec :

- $H(t)$: la charge hydraulique au cours du temps (m)
- H_0 : la charge initiale de l'essai (m)
- T : la transmissivité ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
- t : le temps (s)
- r_c : le rayon du tubage (m)
- r_w : le rayon du puits (m)
- R_e : le rayon d'influence effective du choc hydraulique (m)

3.2.2 Analyse des diagraphies de débit

Nous avons utilisé le programme FLASH (Flow-Log Analysis of Single Holes) de Day-Lewis et Halford (2011) pour l'interprétation de la diagraphie de débit du forage du Triadou. Ce programme en accès libre (<http://water.usgs.gov/ogw/flash>) utilise le modèle analytique de Paillet (1998) et permet un calage automatique de la solution grâce à un solveur intégré.

L'analyse des données de débitmétrie en puits seul se base généralement sur l'équation de Thiem (Day-Lewis et Halford, 2011 ; Paillet, 1998) : les écoulements mesurés sont considérés radiaux, en régime quasi-permanent (condition ambiante ou sous pompage) et s'écrivent :

$$Q_i = -\frac{2\pi T_i (h_w - h_i)}{\ln(R_i/r_w)} \quad (3.4)$$

avec (figure 3.8) :

- Q_i : le flux de la zone d'écoulement i ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
- T_i : la transmissivité de la zone d'écoulement i ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
- h_w et h_i : les charges hydrauliques du forage et de la zone d'écoulement i (m)
- r_w et R_i : le rayon du puits et le rayon d'influence effective de la zone d'écoulement i (m)

La charge hydraulique en forage, les débits sont mesurés dans le forage, le rayon du puits est connu et le rayon d'influence peut être estimé (Bear, 1979) car même approximative cette valeur n'influence pas beaucoup le calcul de la transmissivité de par l'effet du logarithme. Ainsi pour chaque zone d'écoulement, il reste deux inconnues : la transmissivité de la zone T_i et sa charge h_i .

Le modèle de Paillet se base sur un principe simple : la comparaison des flux mesurés en condition ambiante et en condition de pompage (à l'état quasi-stationnaire) permet d'estimer la transmissivité T_i des zones d'écoulement en s'abstenant de la charge de la zone d'écoulement h_i .

Les flux des zones d'écoulement (des fractures ou des drains) mesurées en forage sont définis par les relations suivantes :

- En condition ambiante :

$$Q_i^a = -\frac{2\pi T_i^{factor} T_{total} (h_w^a - h_i)}{\ln(R_i/r_w)} \quad (3.5)$$

- En condition de pompage (état pseudo-permanent) :

$$Q_i^s = -\frac{2\pi T_i^{factor} T_{total} (h_w^s - h_i)}{\ln(R_i/r_w)} \quad (3.6)$$

avec :

- T_i^{factor} : le ratio de contribution de la zone d'écoulement i à la transmissivité totale du forage ($T_i^{factor} = \Delta Q_i / \Delta Q_{total} = \Delta T_i / \Delta T_{total}$). La somme des T_i^{factor} vaut 1
- (–)
- T_{total} : la transmissivité totale des zones d'écoulement interceptant le forage ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
- h_w^a et h_w^s : les charges hydrauliques du forage en condition ambiante et en condition de pompage à l'état quasi-stationnaire (m)
- h_i : la charge hydraulique de la zone d'écoulement i (m)

En condition ambiante et sous pompage, les charges hydrauliques du forage (h_w^a , h_w^s) et des zones d'écoulement (h_i) sont considérées comme constantes (voir figure 3.8). La transmissivité totale du forage est estimée par l'analyse des rabattements du pompage réalisé lors de la débitmétrie en pompage et est vérifiée par le T_i^{factor} . L'estimation des flux associés à chaque zone d'écoulement est obtenue par l'analyse des variations de débit mesurées.

En soustrayant ces deux équations, la charge hydraulique h_i de la zone d'écoulement disparaît :

$$Q_i^s - Q_i^a = 2\pi T_i^{factor} T_{total} (h_i^a - h_i^s) \ln\left(\frac{R_i}{r_w}\right) \quad (3.7)$$

Les flux Q_i^s et Q_i^a mesurés sous les deux régimes d'écoulement (ambiant et pompage) permettent alors d'estimer la transmissivité de la zone d'écoulement ($T_i = T_i^{factor} T_{total}$)

$$T_i = \frac{Q_i^s - Q_i^a}{2\pi (h_i^a - h_i^s) \ln(R_i/r_w)} \quad (3.8)$$

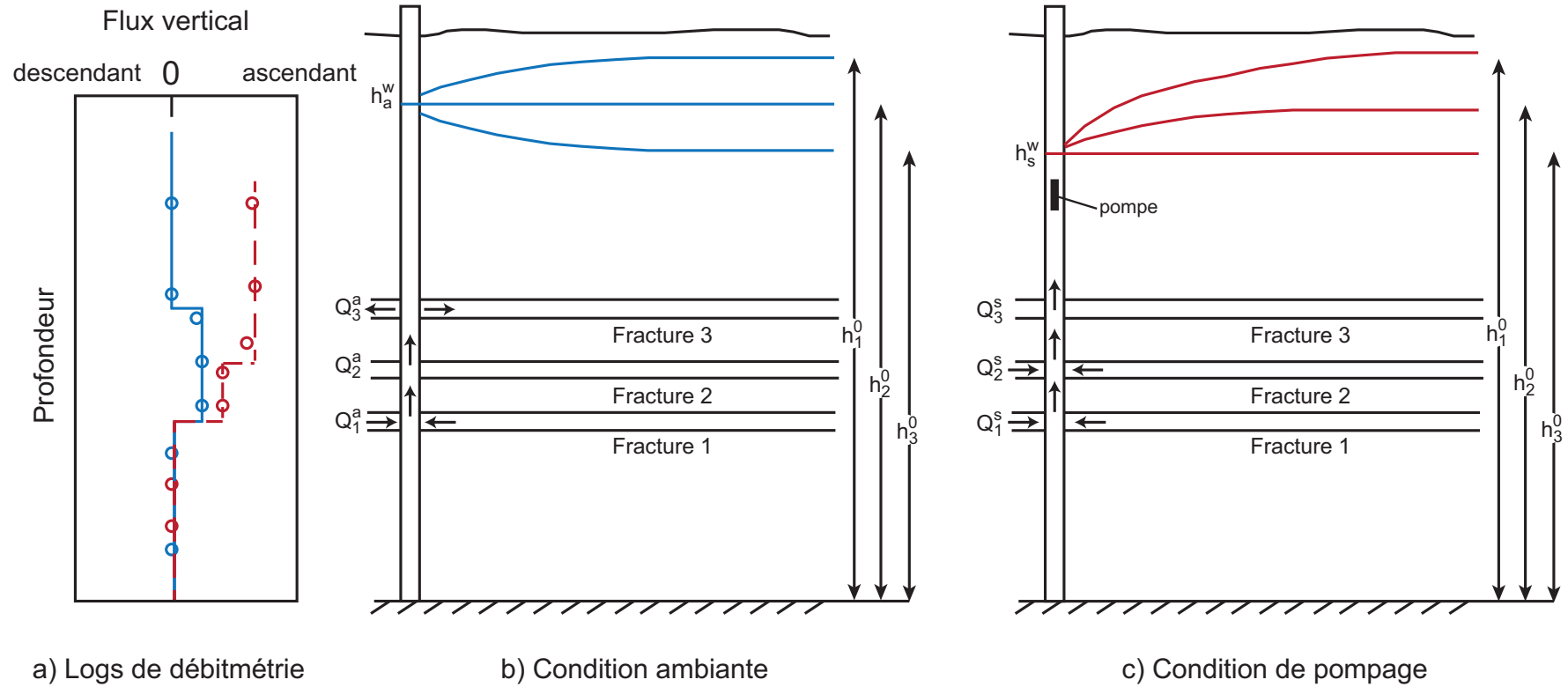


FIGURE 3.8 – Représentation schématique d’une expérience de débitmétrie de forage dans un aquifère fracturé avec : a) les profils de débitmétrie en conditions ambiante (bleu) et en condition de pompage (rouge) et les schémas conceptuels des écoulements dans les fractures b) en condition ambiante et c) sous pompage pseudo-permanent. D’après Day-Lewis et Halford (2011)

3.2.3 Analyse des essais de pompage

La caractérisation hydrodynamique d'un aquifère se base principalement sur l'utilisation de modèles. Ces modèles proviennent d'une conceptualisation du milieu sous forme de réservoir théorique dont la réponse doit être la plus proche possible du réservoir naturel étudié.

L'analyse des essais de pompage dans les milieux fracturés et karstiques est difficile du fait de l'hétérogénéité des écoulements induite par leur structure complexe (Barker, 1988 ; Hamm, 1994). De nombreuses approches ont été développées, par exemple :

- l'approche classique de Theis (1935) qui considère un milieu homogène et isotrope ;
- l'approche double porosité (Moench, 1984 ; Warren et Root, 1963) qui représente l'hétérogénéité de porosité entre la matrice (de faible porosité) et le réseau de fractures (de plus forte porosité) ;
- l'approche fracture unique avec des modèles de fracture verticale (Gringarten *et al.*, 1974 ; Gringarten et Witherspoon, 1972) ou de fracture horizontale (Gringarten et Ramey, 1974) ;
- l'approche fractale des écoulements qui admet que la dimension d'écoulement puisse prendre une valeur quelconque, non nécessairement entière (Acuna *et al.*, 1995 ; Barker, 1988 ; Chang et Yortsos, 1990 ; Hamm, 1994) ;
- l'approche qui considère différentes régions homogènes, isotropes et de propriétés hydrodynamiques différentes afin de rendre compte de l'hétérogénéité du système (modèles à anisotropie radiale (Adams *et al.*, 1968 ; Butler, 1988 ; Karasaki, 1987), à anisotropie linéaire (Bulter et Liu, 1991 ; Dewandel *et al.*, 2014)).

Les modèles les plus complexes font intervenir un grand nombre de paramètres, augmentant ainsi le nombre de solutions possibles (équifinalité). Il n'y a pas de solution unique : différentes combinaisons de géométrie et de paramètres d'écoulement peuvent générer des réponses identiques (Karasaki, 1987). Cependant, aussi sophistiquées soient-elles, toutes ces approches considèrent que l'ensemble des données disponibles peuvent s'interpréter à travers un même modèle de milieu ce qui suggère une certaine homogénéité à plus ou moins grande échelle.

Le choix du modèle analytique est important mais s'avère souvent difficile. Associée à une connaissance solide du milieu, l'analyse de la dérivée du rabattement qui aide à identifier les types d'écoulements (Bourdet *et al.*, 1983) est l'outil permettant de choisir au mieux le modèle à utiliser.

3.2.3.1 L'outil diagnostic de la dérivée de la pression

Lors de l'analyse d'un essai hydrodynamique, l'évolution des pressions est plus significative que la pression elle-même (Bourdet *et al.*, 1983). Le calcul de la dérivée du rabattement permet donc d'accentuer les variations de charge au cours des essais hydrodynamiques et remédie aux inconvénients de la représentation logarithmique généralement utilisée pour la représentation des courbes types des modèles (Bourdarot, 1996).

Plusieurs formes de dérivée sont proposées dans la littérature. Nous utilisons la dérivée de Bourdet *et al.* (1983) qui est la forme recommandée et classiquement utilisée dans l'analyse des essais de pompage (Bourdarot, 1996 ; Bourdet *et al.*, 1989). Elle est calculée par rapport à la fonction temps de l'écoulement en régime transitoire et sa représentation se fait sur un graphique bi-logarithmique : $\frac{\delta s}{\delta \ln \tau} = f(\tau)$, avec s le rabattement et τ le temps durant l'essai ou la fonction temps d'Agarwal (1980) utilisée pour l'analyse du recouvrement.

L'intérêt principal de l'analyse en dérivée de la pression est d'identifier les types d'écoulement qui se produisent durant la période de l'essai. En effet, au cours d'un écoulement caractéristique, l'évolution de la pression est représentée par une fonction du temps, ce qui se traduit par une droite typique de la dérivée (voir figure 3.9), par exemple :

- lors d'un écoulement radial (2D), la dérivée de pression présente une stabilisation horizontale sur un graphique bi-log, la pente de la dérivée est alors nulle ;
- lors d'un écoulement linéaire (1D), la pente de la dérivée vaut 0.5 ;
- lors d'un écoulement sphérique (3D), la pente de la dérivée vaut -0.5.

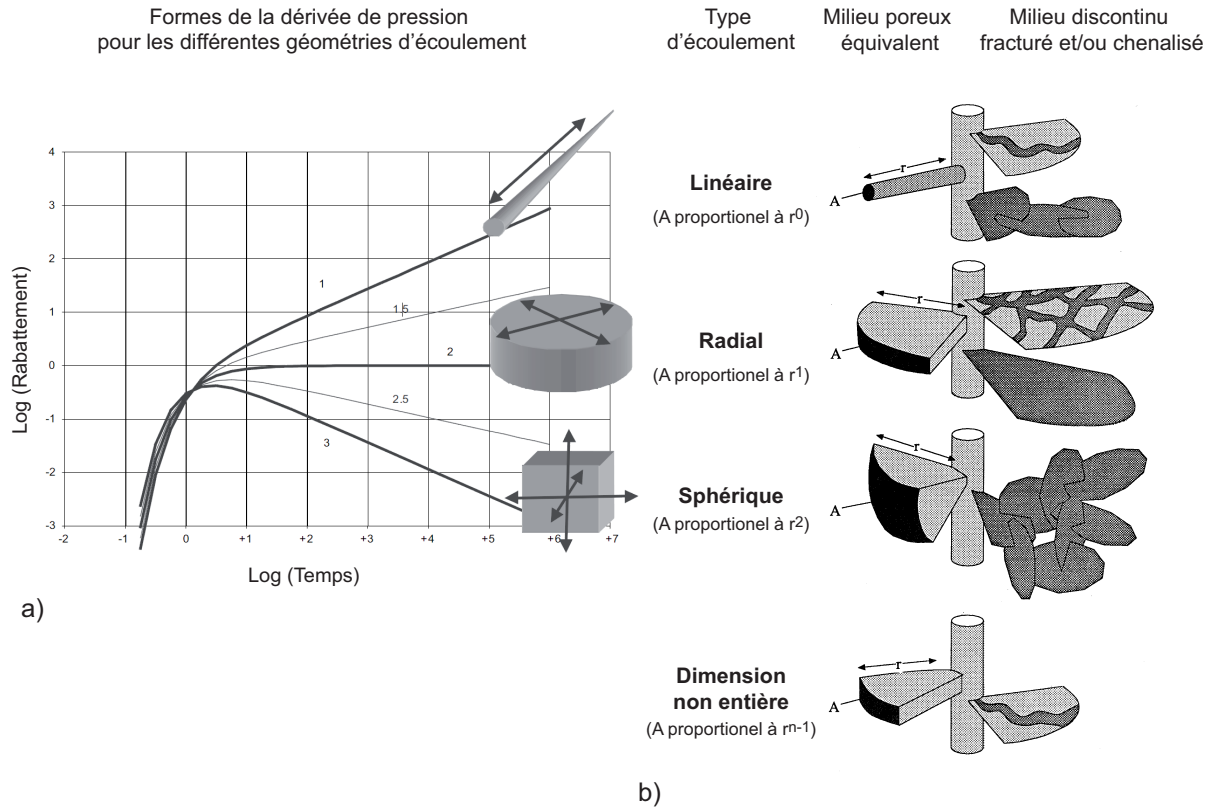


FIGURE 3.9 – a) Formes de la dérivée de pression pour différents types d'écoulements d'après Doe (2002) ; b) Représentation conceptuelle des écoulements dans les milieux continus et fracturés en relation avec la dimension d'écoulement d'après Black (1994). A représente la surface du front de pression au temps t et à la distance $r(t)$, avec r le rayon d'influence.

L'analyse en dérivée est un outil de diagnostic qui peut être utilisé afin de déterminer la succession des différentes périodes d'écoulement visibles au cours de l'essai (voir figure 3.10). La dérivée peut alors être découpée en différentes parties selon la zone investiguée ce qui permet de mieux déterminer la configuration du réservoir et d'aider au choix de la solution analytique la plus appropriée (Gringarten, 2008).

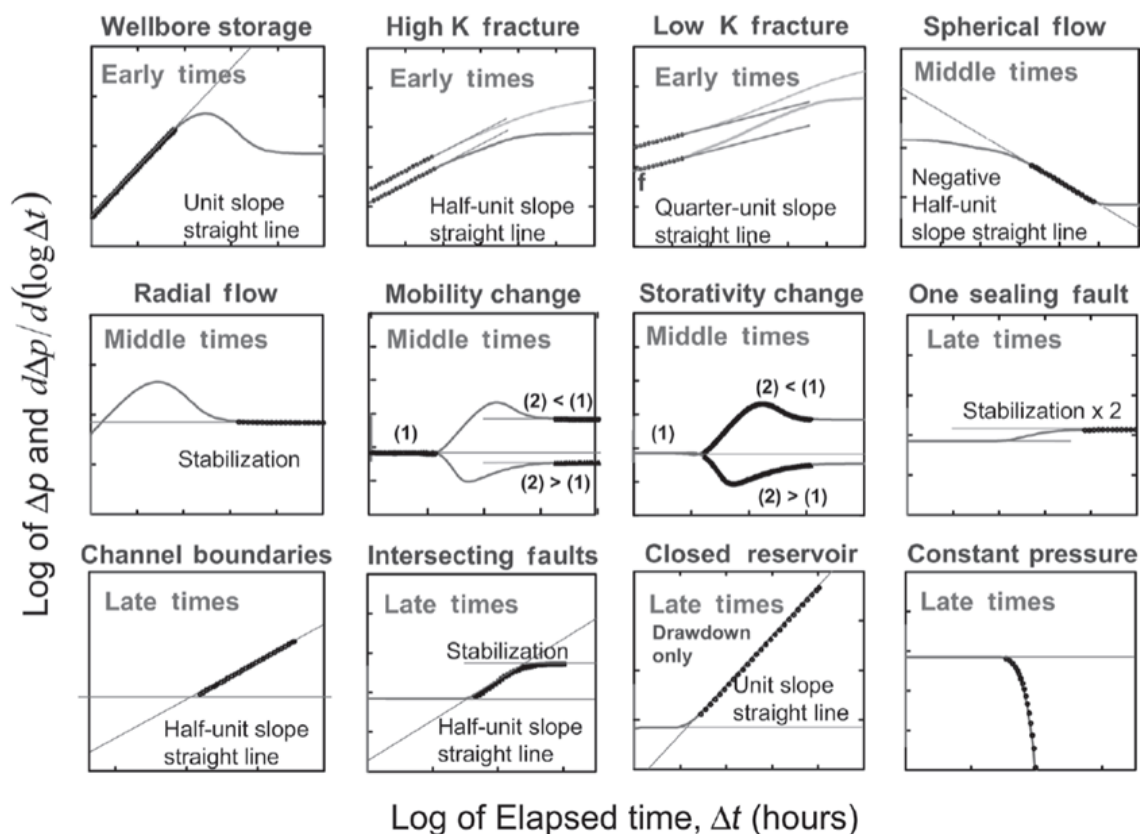


FIGURE 3.10 – Exemples de formes de dérivées en log-log caractérisant différentes conditions d'écoulement (Gringarten, 2008).

Cependant, diagnostiquer un écoulement est souvent délicat car on ne peut tracer de droite d'écoulement que si les types d'écoulement se succèdent et l'analyse des pentes doit considérer au moins un cycle de l'échelle $\log(t)$. Souvent plusieurs droites peuvent sembler apparaître et il est alors difficile de déterminer la droite correspondant à l'interprétation recherchée. Il convient de rester critique face à la donnée de terrain qui ne sera jamais aussi simple et parfaite qu'en théorie.

L'analyse en dérivée des essais de pompage à l'échelle du site expérimental du Terrieu (voir figure 3.23) et à l'échelle régionale (voir figure 3.32) nous indique des comportements caractéristiques d'un écoulement pseudo-radial. Le choix des modèles de Theis (1935) et de Butler (1988) pour l'analyse de nos essais de pompage a ainsi été justifié par les informations fournies par l'analyse en dérivée.

3.2.3.2 Modèle de Theis (1935) : milieu homogène équivalent

Cette solution classique est facile à utiliser et reste un modèle de référence dans de nombreuses études sur des milieux hétérogènes fracturés (Le Borgne *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004) et karstiques (Bodin *et al.*, 2012 ; Maréchal *et al.*, 2008).

Ce modèle propose une solution analytique de l'équation de diffusivité en régime transitoire pour un milieu confiné, homogène, isotrope, infini. Le puits de pompage est vertical, de diamètre faible afin de pouvoir négliger les effets de puits, pénétrant totalement l'aquifère ou partiellement grâce à l'extension de la solution par Hantush (1961a,b). Les écoulements sont supposés laminaires et respectent la loi de Darcy (1856).

La solution de l'équation de diffusivité proposée par Theis (1935), en coordonnées radiales, s'exprime par l'équation suivante :

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_0^t \frac{e^{-\frac{1}{u}}}{u} du = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \quad (3.9)$$

avec $u = \frac{4Tt}{Sr^2}$ la variable réduite et $W(u)$ la fonction de Theis.

Ce modèle est limité par ses hypothèses fortes, mais permet une approche comparative. Dans un milieu aussi hétérogène qu'un aquifère karstique, il est difficile, voire impossible de tester l'existence d'un modèle général de site. Dans ce cas, cette solution n'est pas utilisée pour caractériser un ensemble mais pour comparer la variabilité des mesures entre plusieurs points d'observation et ainsi pouvoir discuter de l'impact des hétérogénéités sur les paramètres hydrodynamiques obtenus.

3.2.3.3 Modèle de Butler (1988) : prise en compte de l'hétérogénéité des écoulements

Ce modèle propose une solution semi-analytique de l'équation de diffusivité en régime transitoire pour un milieu confiné, horizontal, non-uniforme (deux compartiments), infini, d'épaisseur constante. Le puits de pompage est positionné verticalement au centre d'un disque de rayon R qui représente la limite entre un premier milieu de transmissivité T_1 et d'emmagasinement S_1 et un second milieu de transmissivité T_2 et d'emmagasinement S_2 (voir figure 3.11). Il pénètre totalement l'aquifère et a un diamètre faible afin de pouvoir négliger les effets de puits. Les écoulements sont supposés laminaires et respectent la loi de Darcy (1856).

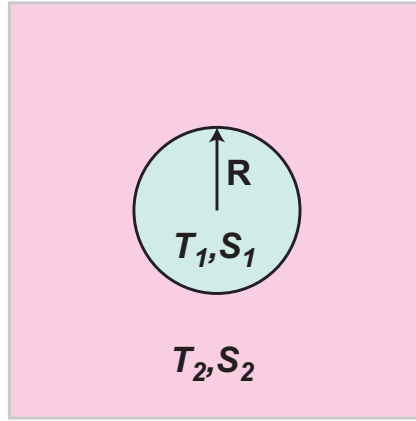


FIGURE 3.11 – Modèle conceptuel de Butler (1988)

Les solutions de l'équation de diffusivité sont exprimées dans le domaine de Laplace. Les rabattements à l'intérieur du disque $\bar{s}_1$ et dans le milieu avoisinant $\bar{s}_2$ sont calculés selon les relations suivantes :

$$\bar{s}_1 = \left(\frac{Q}{2\pi T_1} \right) \frac{K_0(N_r)}{p} + \left(\frac{Q}{2\pi T_1} \right) \times \frac{\left[K_1(NR) K_0(AR) - \frac{T_2}{T_1} \frac{A}{N} K_0(NR) K_1(AR) \right] I_0(N_r)}{p \left[\frac{T_2}{T_1} \frac{A}{N} I_0(NR) K_1(AR) + I_1(NR) K_0(AR) \right]} \quad (3.10)$$

$$\bar{s}_2 = \left(\frac{Q}{2\pi T_1} \right) \frac{[K_0(NR) I_1(NR) + K_1(NR) I_0(NR)]}{p \left[\frac{T_2}{T_1} \frac{A}{N} I_0(NR) K_1(AR) + I_1(NR) K_0(AR) \right]} K_0(A_r) \quad (3.11)$$

avec :

- I_i est la fonction de Bessel modifiée de première espèce d'ordre i ;
- K_i la fonction de Bessel modifiée de seconde espèce d'ordre i ;
- $N = \sqrt{S_1 p / T_1}$; $A = \sqrt{S_2 p / T_2}$;
- R le rayon du disque ;
- r la distance au puits de pompage ;
- p la variable de Laplace ;
- Q le débit de pompage ;
- T_1 et T_2 les transmissivités respectives des deux milieux ;
- S_1 et S_2 les coefficients d'emmagasinement respectifs des deux milieux.

Ces équations exprimées dans le domaine de Laplace sont ensuite inversées dans le domaine temporel afin d'approximer la solution numériquement.

Remarque :

si $T_1 = T_2$ et $S_1 = S_2$ alors les deux équations peuvent être réduite à :

$$\bar{s}_1 = \bar{s}_2 = \left(\frac{Q}{2\pi T} \right) \frac{K_0 \left(\sqrt{\frac{S_p}{T}} r \right)}{p} \quad (3.12)$$

qui correspond à la solution de [Theis \(1935\)](#) exprimée dans le domaine de Laplace.

Ce modèle est très fonctionnel car il n'y a que cinq paramètres à caler : le rayon R , les transmissivités T_1 et T_2 et les emmagasinelements S_1 et S_2 des milieux.

L'intérêt de ce modèle est qu'il prend en compte l'hétérogénéité du système avec une géométrie du réservoir et des limites bien définies et qu'il met en évidence la compartimentation via une anisotropie radiale. Cependant cette géométrie radiale peut être discutable.

3.3 Résultats

3.3.1 Investigations à l'échelle du forage

3.3.1.1 Forages du site du Terrieu

Analyse des diagraphies de forage :

Les diagraphies de température et de conductivité électrique réalisées sur les forages P2, P5, P13 et P15 avant les essais d'injection révèlent deux à quatre zones d'écoulement par forage. Les figures 3.12, 3.13, 3.14 et 3.15 présentent les diagraphies des forages testés. Les profils de température varient entre 13.5 et 14°C, les profils de conductivité électrique entre 450 et 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les profils de température présentent des inflexions de leur gradient, caractéristiques de zones d'écoulements. Ces zones d'écoulement sont ici plus marquées sur les profils de conductivité qui sont relativement stables en profondeur jusqu'à un décrochement marquant une variation brusque de la conductivité en profondeur, qui n'évoluent pas sauf si une autre zone d'écoulement est recoupée.

Ainsi nous avons repéré les zones d'écoulement suivantes :

- quatre zones d'écoulement pour le forage P2 : à 61-59 mNGF, à 47-46 mNGF, à 36-34 mNGF et à 32-29 mNGF (voir diagraphies figure 3.12) ;
- deux zones d'écoulement pour le forage P5 : à 62-59 mNGF et à 50-47.5 mNGF (voir diagraphies figure 3.13) ;
- deux zones d'écoulement pour le forage P13 : à 49-46 mNGF et à 35-33mNGF (voir diagraphies figure 3.14) ;
- trois zones d'écoulement pour le forage P15 : à 63-62 mNGF, à 50-48 mNGF et à 31-29 mNGF (voir diagraphies figure 3.15).

Nous avons comparé nos diagraphies de température et de conductivité spécifique avec celles réalisés antérieurement durant les années hydrologiques 2006 et 2007 par Jazayeri Noushabadi (2009). En fonction de l'état hydrique du karst, certaines zones d'écoulement sont visibles ou non sur ces profils. Il est important de noter qu'une zone d'écoulement située entre 50 et 45 mNGF est visible sur l'ensemble des forages du site du Terrieu. Ceci suggère une zone d'écoulement sub-horizontale recoupant l'ensemble du site. Cette zone semble suivre la stratigraphie (monoclinal à pendages faibles 15-20°NO) et se situerait probablement au niveau d'une interface stratigraphique (passage de calcaires marneux du Berriasien à des calcaires massifs du Kimméridgien).

Analyse des essais d'injection entre obturateurs :

Les débits d'injection ont été imposés par le milieu (voir tableaux 3.3 et 3.4) et les réponses hydrodynamiques obtenues ont été très variables (voir figures 3.12, 3.13, 3.14 et 3.15). Au cours de nos expériences, la principale difficulté était de positionner la chambre d'injection au niveau de ces zones d'écoulement en ne bouchant pas les fractures avec les obturateurs. Certaines zones de matrice fissurée ont également été testées à proximité de ces zones préférentielles d'écoulement (fractures, drains).

Pour les zones très faiblement transmissives, le dispositif avait tendance à monter en pression ce qui faisait parfois sauter les branchements des tuyaux de la motopompe et pouvait abîmer la ligne d'injection. De plus, les périodes de recouvrement de ces essais étaient particulièrement longues et les interférences des pompages du Lez pouvaient perturber fortement le signal de pression. Ainsi une partie de nos essais n'ont pas pu aboutir et seules les zones un minimum transmissives ont pu être testées dans des conditions satisfaisantes.

Les tableaux 3.3 et 3.4 synthétisent, pour chaque zone testée, les informations concernant les essais d'injection ainsi que les valeurs de transmissivité estimées pour les différents tests en régime permanent lors de la phase d'injection (solutions de Barlett *et al.*, 1987 et Bear, 1979) et en régime transitoire lors de la phase de recouvrement (solution de Theis, 1935). Certaines zones ont été testées plusieurs fois afin de vérifier la répétabilité des résultats.

Concernant les débits d'injection, on peut distinguer trois cas (voir tableaux 3.3 et 3.4) :

- les zones permettant des débits d'injection supérieurs à 0.5 l s^{-1} : ces zones correspondent aux zones d'écoulement préférentiel au travers des drains et des fractures ouvertes. Ces zones ont un signal bien visible sur les diagraphies de température-conductivité ;
- les zones d'injection de débit moindre compris entre 0.5 et 0.05 l s^{-1} : ces zones correspondent à des zones de fractures moins transmissives que les premières tout en permettant un écoulement ;
- les zones d'injection de très faible débit inférieur à 0.05 l s^{-1} : ces zones correspondent à la matrice fissurée très faiblement transmissive, sans écoulement préférentiel visible.

Les transmissivités des différentes zones testées varient entre 1.7×10^{-9} (matrice fissurée) et $2.1 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (drain karstique) (voir tableaux 3.3 et 3.4).

Les mesures sont bien répétables : les essais réalisés plusieurs fois pour les mêmes zone testées présentent des valeurs de transmissivité quasiment identiques. Les valeurs de transmissivité estimée pour la période d'injection en régime permanent et pour la période de recouvrement en régime transitoire fournissent, pour la plupart des essais, des valeurs équivalentes avec les mêmes ordres de grandeur. Seules deux zones présentent une transmissivité différente en injection et en recouvrement (valeurs en italique dans le tableau) : une zone fracturée du P2 (32.4-31.7 mNGF) testée en 2013, et une zone de drain du P15 (50.3-49.6 mNGF).

Concernant la zone fracturée (32.4-31.7 mNGF) du P2, nous l'avons déjà testée l'année précédente et les résultats obtenus étaient différents. En effet, en avril 2012, cette zone fracturée permettait des injections de débit moyen de 0.4 l s^{-1} pour une transmissivité moyenne de $6.9 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; alors qu'un an plus tard, l'injection pour cette même zone s'avère quasiment impossible. Il semblerait donc que cette zone se soit colmatée entre temps, ce qui expliquerait la baisse de transmissivité d'une année sur l'autre. En injection, la pompe impose une pression d'injection : le "bouchon" d'argile qui colmatait la fracture a dû être poussé avec la pression d'eau. A l'arrêt de l'injection, l'argile a dû obstruer la fracture, diminuant alors la transmissivité estimée.

Pour les tests au niveau du drain du P15 (50.3-49.6 mNGF), nous sommes à la limite de détection du système. Durant les injections, le rabattement produit est faible (0.2 m), il aurait fallu pouvoir injecter à débit plus élevé, plus longtemps. Le "recovery" est très rapide (moins de 10 secondes) ce qui rend difficile l'interprétation. Cependant ces valeurs de transmissivité sont typiques des zones de drain testées en pompage.

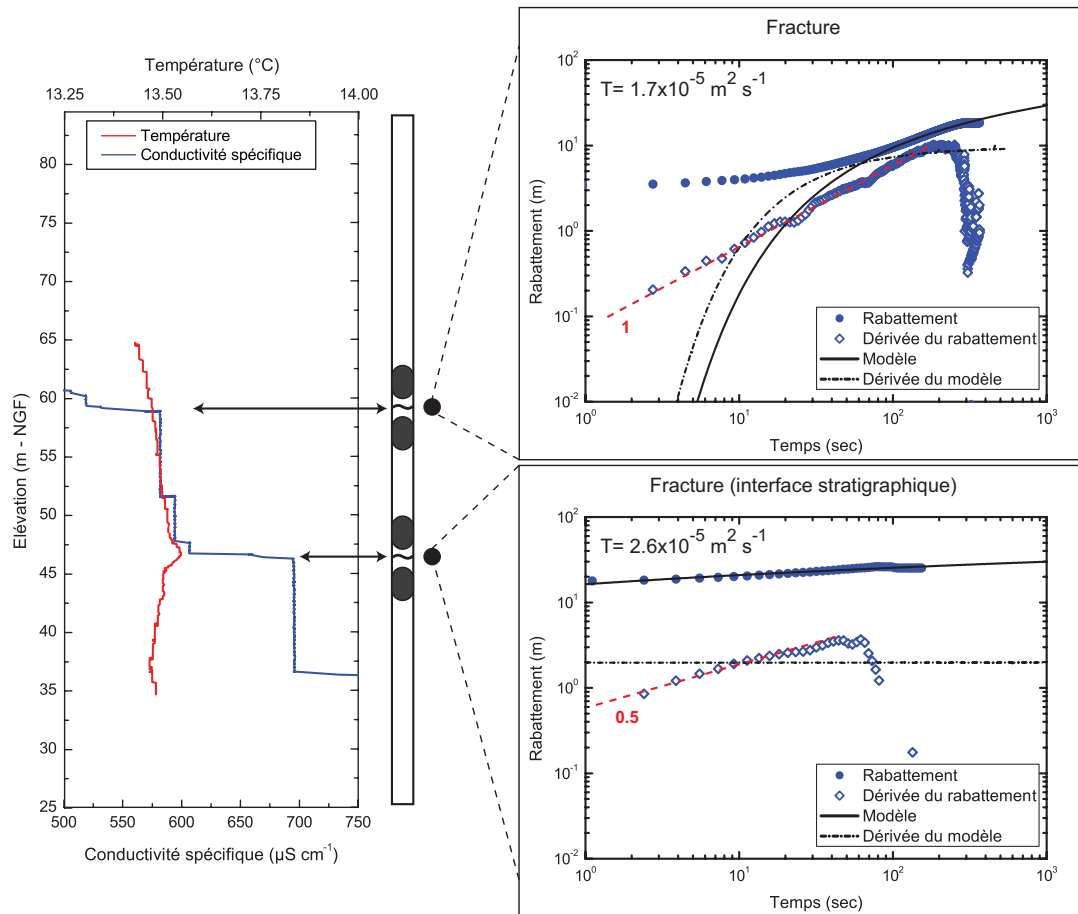


FIGURE 3.12 – Forage P2 : diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante; exemples d’essais d’injection entre obturateurs (période de recouvrement).

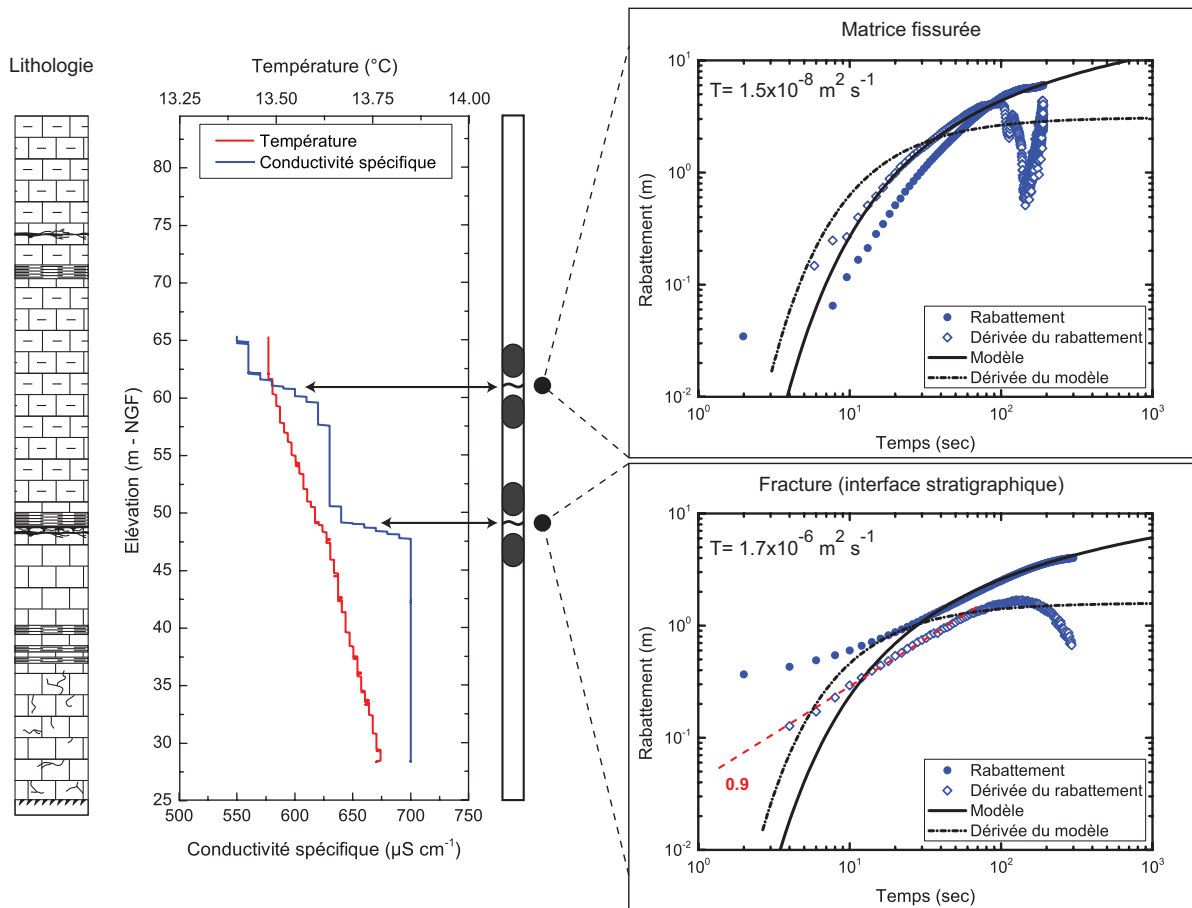


FIGURE 3.13 – Forage P5 : Log géologique d’après Pitard (1976) ; diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d’essais d’injection entre obturateurs (période de recouvrement).

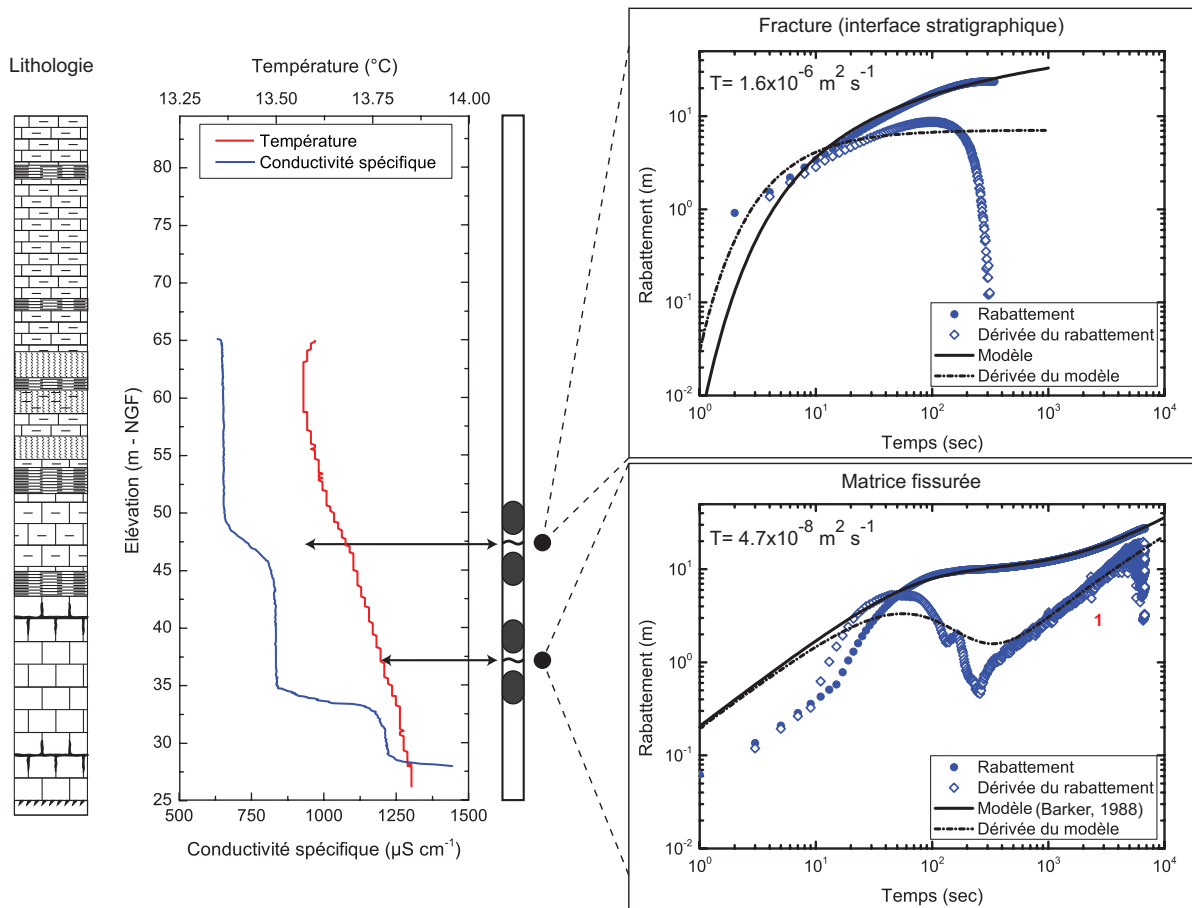


FIGURE 3.14 – Forage P13 : Log géologique d’après Pitard (1976) ; diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d’essais d’injection entre obturateurs (période de recouvrement).

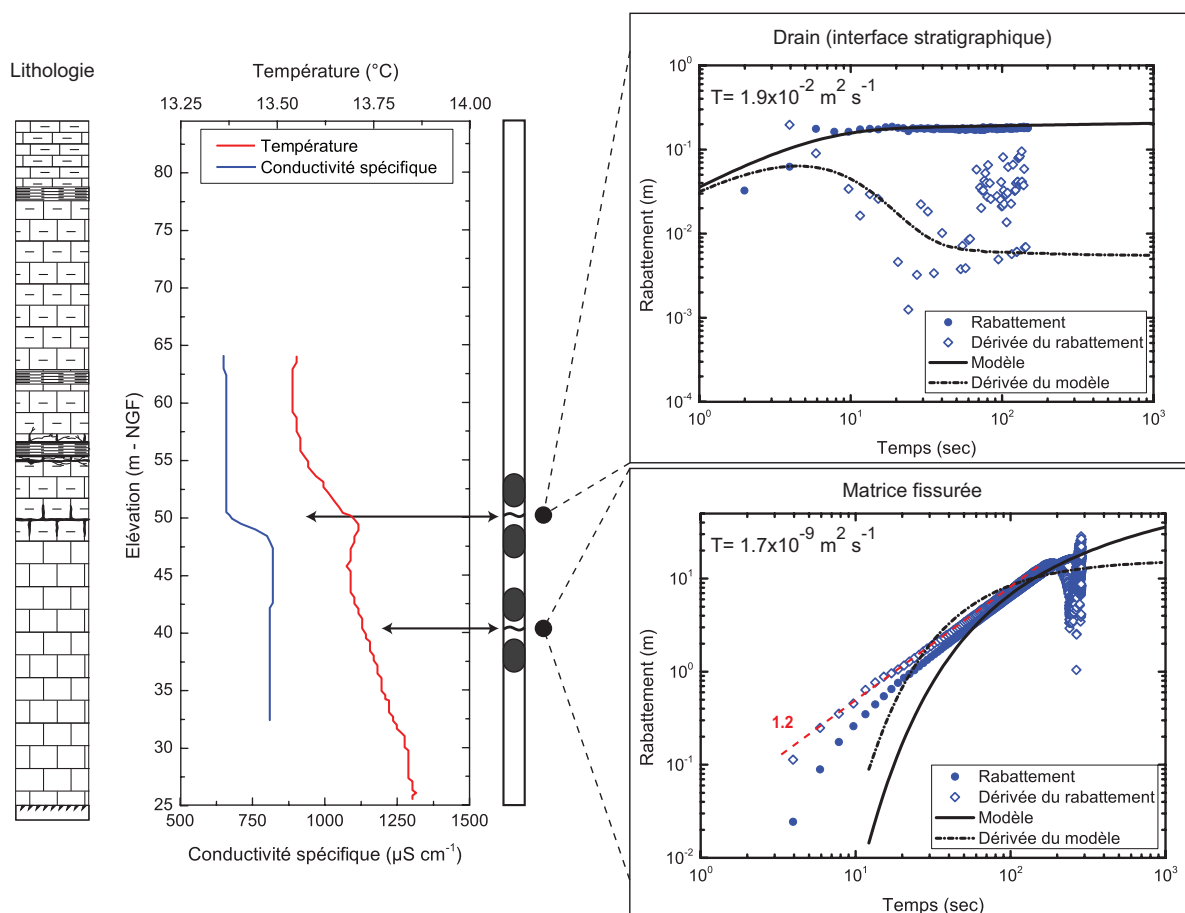


FIGURE 3.15 – Forage P15 : Log géologique d'après Pitard (1976) ; diagraphies de températures et de conductivité spécifique réalisées en condition ambiante ; exemples d'essais d'injection entre obturateurs (période de recouvrement).

TABLEAU 3.3 – Résultats des tests d'injection sur le forage P2.

Forage	Date	Zone testée	Q_{inj}	t_{inj}	V_{inj}	ΔH	T <i>Barlett et al.</i>	T <i>Bear</i>	T <i>Theis</i>	a_p
		(m) - NGF	(l s ⁻¹)	(s)	(l)	(m)	(m ² s ⁻¹)	(m ² s ⁻¹)	(m ² s ⁻¹)	(mm)
P2	27/04/2012	59.9 - 59.2	1.2×10^0	610	732	18.4	2.60×10^{-5}	2.58×10^{-5}	1.76×10^{-5}	0.29
	27/04/2012		1.5×10^0	430	645	23.3	2.56×10^{-5}	2.55×10^{-5}	1.63×10^{-5}	0.29
	26/04/2012	53.3 - 52.6	3.5×10^{-1}	1560	546	24.3	5.73×10^{-6}	5.70×10^{-6}	5.59×10^{-6}	0.20
	26/04/2012	52.3 - 51.6	3.5×10^{-2}	1320	46	10.0	1.39×10^{-6}	1.38×10^{-6}	5.28×10^{-6}	0.20
	26/04/2012	42.8 - 42.1	6.0×10^{-3}	1620	10	23.0	1.04×10^{-7}	1.03×10^{-7}	1.08×10^{-7}	0.05
	25/04/2012		3.4×10^{-1}	3800	1292	21.4	6.32×10^{-6}	6.29×10^{-6}	6.21×10^{-6}	0.21
	25/04/2012	32.4 - 31.7	4.0×10^{-1}	2400	960	22.3	7.14×10^{-6}	7.10×10^{-6}	7.19×10^{-6}	0.22
	26/04/2012		4.0×10^{-1}	5040	2016	21.3	7.47×10^{-6}	7.43×10^{-6}	7.00×10^{-6}	0.22
	17/05/2013	59.6 - 58.9	5.0×10^{-2}	1800	90	30.0	6.63×10^{-7}	6.59×10^{-7}	6.69×10^{-7}	0.10
	17/05/2013		2.6×10^{-2}	3000	78	18.5	5.59×10^{-7}	5.55×10^{-7}	2.49×10^{-7}	0.07
	14/05/2013		9.0×10^{-1}	900	810	25.3	1.42×10^{-5}	1.41×10^{-5}	1.30×10^{-5}	0.27
	14/05/2013	47.0 - 46.3	9.0×10^{-1}	9000	8100	25.4	1.41×10^{-5}	1.40×10^{-5}	2.65×10^{-5}	0.34
	14/05/2013		9.5×10^{-1}	930	883	27.0	1.40×10^{-5}	1.39×10^{-5}	2.37×10^{-5}	0.32
	15/05/2013	32.4 - 31.7	1.0×10^{-2}	900	9	27.4	1.45×10^{-7}	1.44×10^{-7}	3.75×10^{-8}	0.04

TABLEAU 3.4 – Résultats des tests d'injection sur les forages P5, P13 et P15.

Forage	Date	Zone testée	Q_{inj}	t_{inj}	V_{inj}	ΔH	T <i>Barlett et al.</i>	T <i>Bear</i>	T <i>Theis</i>	a_p
		(m) - NGF	(l s ⁻¹)	(s)	(l)	(m)	(m ² s ⁻¹)	(m ² s ⁻¹)	(m ² s ⁻¹)	(mm)
P5	03/05/2012	62.5 - 61.8	4.0×10^{-4}	3600	14.4	15.2	1.05×10^{-7}	1.04×10^{-7}	2.42×10^{-7}	0.07
	03/05/2012		1.0×10^{-2}	210	2.1	14.5	2.74×10^{-7}	2.73×10^{-7}	2.21×10^{-7}	0.07
	03/05/2012	49.2 - 48.5	5.5×10^{-2}	4570	251.3	17.1	1.28×10^{-6}	1.27×10^{-6}	1.83×10^{-6}	0.14
	04/05/2012	48.5 - 47.8	5.5×10^{-2}	8700	478.5	19.4	1.13×10^{-6}	1.74×10^{-6}	2.58×10^{-6}	0.15
P13	26/06/2013	47.0 - 46.3	8.9×10^{-2}	3600	318.6	23.7	1.49×10^{-6}	1.48×10^{-6}	1.60×10^{-6}	0.13
	25/06/2013	37.7 - 37.0	5.0×10^{-3}	3600	18.0	27.5	7.23×10^{-8}	7.19×10^{-8}	4.69×10^{-8}	0.04
P15	07/06/2012	58.7 - 58.0	1.0×10^{-2}	300	3.0	37.5	1.06×10^{-7}	1.05×10^{-7}	1.15×10^{-7}	0.05
	05/06/2012		2.0×10^{-3}	160	0.3	22.4	3.55×10^{-8}	3.53×10^{-8}	3.00×10^{-8}	0.04
	05/06/2012	50.8 - 50.1	2.0×10^{-3}	570	1.1	26.5	3.00×10^{-8}	2.99×10^{-8}	1.48×10^{-8}	0.03
	06/06/2012		2.0×10^{-3}	300	0.6	28.2	2.82×10^{-8}	2.81×10^{-8}	1.10×10^{-8}	0.03
	06/06/2012		2.3×10^0	240	552.0	0.2	4.58×10^{-3}	4.55×10^{-3}	1.11×10^{-2}	2.51
	06/06/2012	50.3 - 49.6	2.9×10^0	330	957.0	0.2	5.77×10^{-3}	5.74×10^{-3}	1.92×10^{-2}	3.02
	06/06/2012		2.6×10^0	780	2028.0	0.2	5.17×10^{-3}	5.14×10^{-3}	2.06×10^{-2}	3.09
	04/06/2012	41.7 - 41.0	1.0×10^{-4}	510	≤ 0.1	11.8	3.37×10^{-9}	3.35×10^{-9}	8.50×10^{-9}	0.02
	04/06/2012		3.0×10^{-4}	300	0.1	24.2	4.93×10^{-9}	4.90×10^{-9}	1.67×10^{-9}	0.01
	05/06/2012	31.5 - 30.8	4.0×10^{-4}	240	0.1	21.5	7.40×10^{-9}	7.36×10^{-9}	6.90×10^{-9}	0.02

Analyse des essais par choc hydraulique :

Des essais par choc hydraulique entre obturateurs ont été réalisés sur les forages P2 et P13 en parallèle des essais d'injection afin de comparer les transmissivités obtenues par ces différentes méthodes.

Les transmissivités estimées pour les essais par choc hydraulique à partir du modèle de Bouwer et Rice (1976) sont présentées dans le tableau 3.5. La figure 3.16 compare le logarithme des transmissivités estimées pour les essais d'injection en fonction de celles estimées par essais par choc hydraulique pour les mêmes zones de forage. On constate une surestimation des valeurs de transmissivité d'un à deux ordres de grandeur par rapport aux injections.

Les essais par choc hydraulique sont plus sensibles au volume directement autour de la zone testée (Oliver, 1993), et peuvent donc être fortement influencés par l'altération du forage (Butler et Healey, 1998). Les essais d'injection fourniraient donc des valeurs plus fiables puisque moins sensibles aux effets de puits.

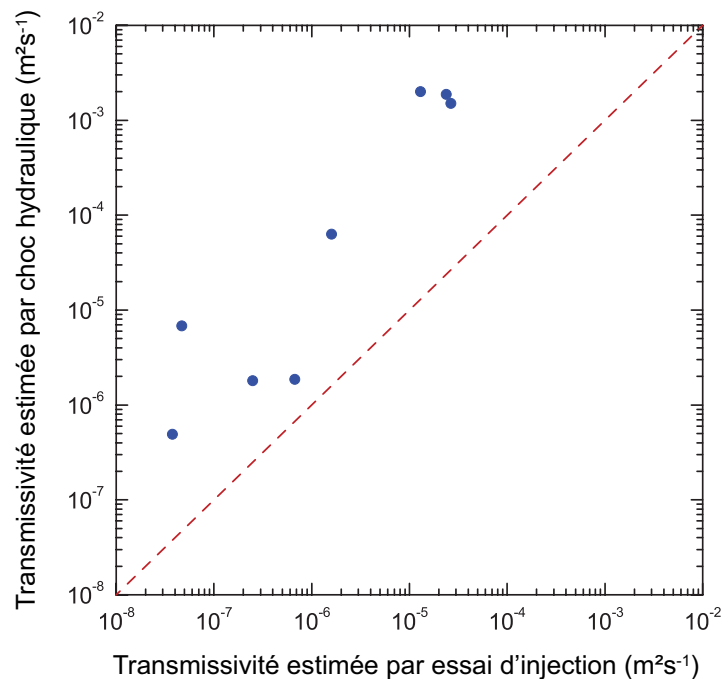


FIGURE 3.16 – Comparaison des transmissivités estimées par choc hydraulique (analyse avec le modèle de Bouwer et Rice, 1976) et par essai d'injection (analyse de la descente avec le modèle de Theis, 1935), pour les mêmes intervalles testés.

TABLEAU 3.5 – Résultats des chocs hydrauliques sur les forages P2 et P13.

Forage	Date	Zone testée	ΔH	$t_{recovery}$	T	a_p
		(m) - NGF	(m)	(s)	(m ² s ⁻¹)	(mm)
P2	17/05/2013		14.2	565	1.86×10^{-6}	0.14
	17/05/2013	59.6 - 58.9	13.8	665	1.80×10^{-6}	0.14
	17/05/2013		7.6	600	1.58×10^{-6}	0.13
	14/05/2013		29.0	7	2.01×10^{-3}	1.42
	14/05/2013	47.0 - 46.3	4.7	7	1.51×10^{-3}	1.29
	14/05/2013		3.1	6	1.88×10^{-3}	1.39
	15/05/2013		26.4	1807	5.66×10^{-7}	0.09
	15/05/2013	32.4 - 31.7	8.3	1925	4.91×10^{-7}	0.09
	15/05/2013		3.2	2100	4.14×10^{-7}	0.08
P13	26/06/2013		1.9	111	6.34×10^{-5}	0.45
	26/06/2013	47.0 - 46.3	5.0	120	6.31×10^{-5}	0.45
	27/06/2013		12.0	161	7.82×10^{-5}	0.48
	24/06/2013		2.2	3786	3.16×10^{-6}	0.17
	24/06/2013	38.2 - 37.5	12.8	3868	2.15×10^{-6}	0.15
	25/06/2013		3.0	1628	6.82×10^{-6}	0.21
	25/06/2013	37.7 - 37.0	18.3	2768	3.06×10^{-6}	0.16

Estimation de l'ouverture hydraulique :

L'ouverture hydraulique de fracture a été calculée à partir des transmissivités estimées, pour les essais d'injection (pour les valeurs de descente interprétées [Theis, 1935](#)) et de chocs hydrauliques, en utilisant la loi cubique. La loi cubique est une solution des équations de Navier-Stokes, se basant sur l'analyse de l'écoulement plan de Poiseuille. La fracture est conceptualisée sous la forme de deux plans lisses parallèles, et l'écoulement est stationnaire et laminaire. L'ouverture hydraulique équivalente (a_p) correspondant à l'espacement entre ces deux plans a été estimée par l'équation suivante ([Lunati *et al.*, 2003](#)) :

$$a_p = \left(\frac{12T\mu}{\rho g} \right)^{1/3} \quad (3.13)$$

avec T la transmissivité, μ la viscosité du fluide, ρ la masse volumique du fluide, g l'accélération de la pesanteur.

Les ouvertures estimées sont relativement faibles et présentent peu de variabilité. Ces valeurs sont notées dans les tableaux 3.3, 3.4 et 3.5 : elles se situent entre 0.01 et 3.09 mm. La loi cubique appliquée ici ne semble pas correspondre à la réalité observée (sur la vidéo de forage, le drain testé du P15 présente une ouverture de plus 30 cm aux abords du forage).

3.3.1.2 Diagraphies du forage du Triadou

Diagraphies géologiques

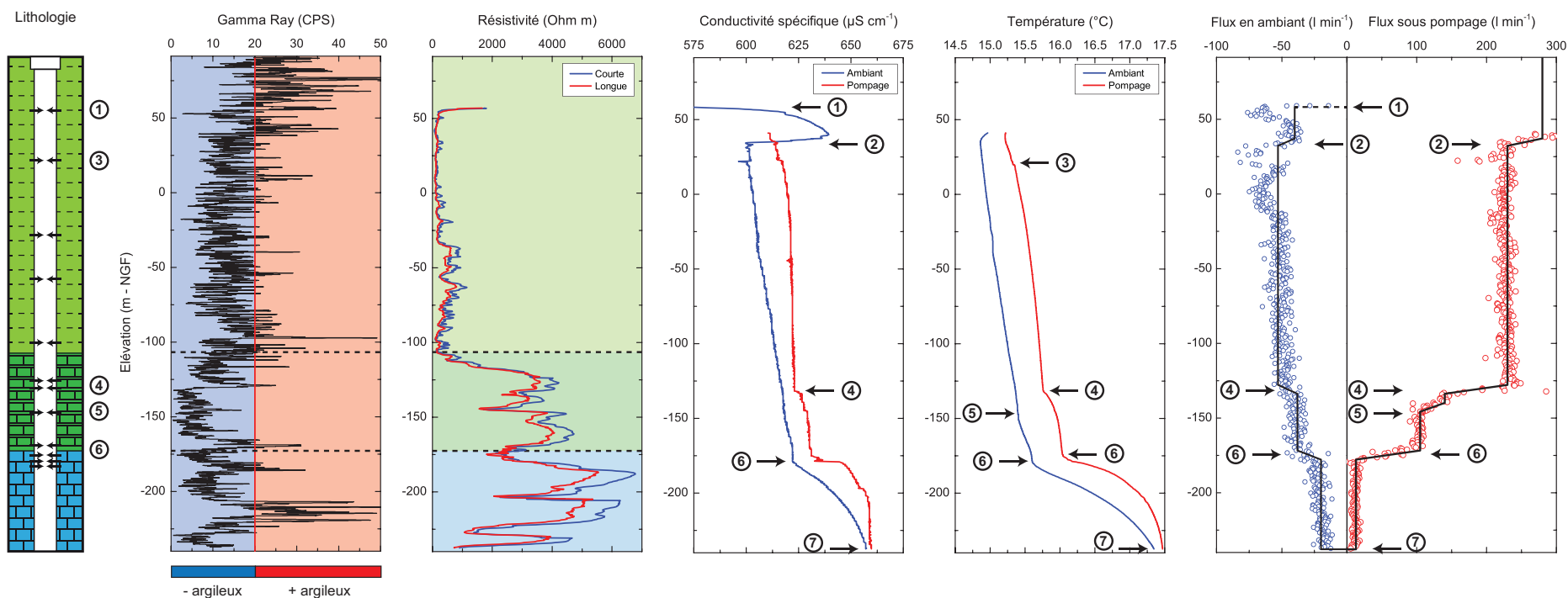
Les contrastes de mesures de gamma ray et de résistivité électrique sont marqués et définissent bien les trois formations lithologiques identifiées *via* l'analyse des débris de forage (voir figure 3.17).

De 92 à -108 m NGF (0 à 200 m de profondeur), les valeurs du gamma ray sont relativement élevées (de 10 à 50 CPS) et celles de résistivité sont faibles (entre 0 et 1000 Ohm m⁻¹), ce qui correspond aux marnes et marno-calcaires du Valanginien. On constate une légère augmentation de la résistivité de cette zone avec la profondeur, ce qui indiquerait une diminution des argiles (passage des marnes aux marno-calcaires).

De -108 à -173 m NGF (200 à 265 m), les valeurs du gamma ray diminuent jusqu'à être inférieures à 10 CPS et les résistivités augmentent fortement avec des valeurs allant de 1000 à 4700 Ohm m⁻¹. La proportion d'argiles de cette formation est beaucoup plus faible que la première, ce qui coïncide avec la couche de calcaires du Berriasien.

De -173 à -240 m NGF (265 à 333 m), les valeurs du gamma ray sont toujours faibles et les résistivités augmentent encore, avec des valeurs allant jusqu'à 6800 Ohm m⁻¹. Il s'agirait donc des calcaires plus massifs du Kimméridgien. Un passage à un niveau plus argileux est visible de -210 à -220 m NGF (fort gamma ray).

Les fractures dans les calcaires du Berriasien et du Kimméridgien sont détectables par les diminutions locales de résistivité et certains pics de gamma ray témoignant de la présence d'argile dans ces fractures. On peut noter ces zones de fractures à -133, -145, -153, de -170 à -180, -203, -224 à -228 et -236 m NGF (ces zones sont clairement visibles en vidéo de forage).



Légende :



Marnes et marno-calcaires : VALANGINIEN



Calcaire marneux avec interlits marneux : BERRIASIEN



Calcaires massifs : KIMMERIDGIEN



Arrivées d'eau détectées lors de la foration

Transmissivité des arrivées d'eau obtenue par débitmétrie verticale :

$$\textcircled{2} \quad T_2 = 1.71 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad \textcircled{4} \quad T_4 = 4.84 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad \textcircled{5} \quad T_5 = 1.62 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$\textcircled{6} \quad T_6 = 5.08 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad \textcircled{7} \quad T_7 = 1.52 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad T_{\text{puits}} = 1.48 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

FIGURE 3.17 – Résultats et interprétations des diagraphies géologiques et hydrogéologiques réalisés sur le forage du Triadou

Diagraphies hydrogéologiques

Les diagraphies de conductivité spécifique, de température et de débitmétrie ont été réalisées en condition ambiante et en régime pseudo-permanent lors d'un pompage de débit $16.8 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$.

Sept arrivées d'eau majeures sont identifiables grâce aux variations de conductivité spécifique, de température et de débitmétrie (voir figure 3.17). Elles sont localisées à des élévations de 55 mNGF (1), 37 à 32 mNGF (2), 22 mNGF (3), -128 à -133 mNGF (4), -140 à -146 mNGF (5), -172 à -178 mNGF (6), et -237 m NGF (7).

La plupart de ces arrivées d'eau avaient été repérées au cours de la foration. La vidéo de forage montre que ces zones d'écoulement correspondent à des zones de drains ou de fractures ouvertes karstifiées (voir figure 3.18).

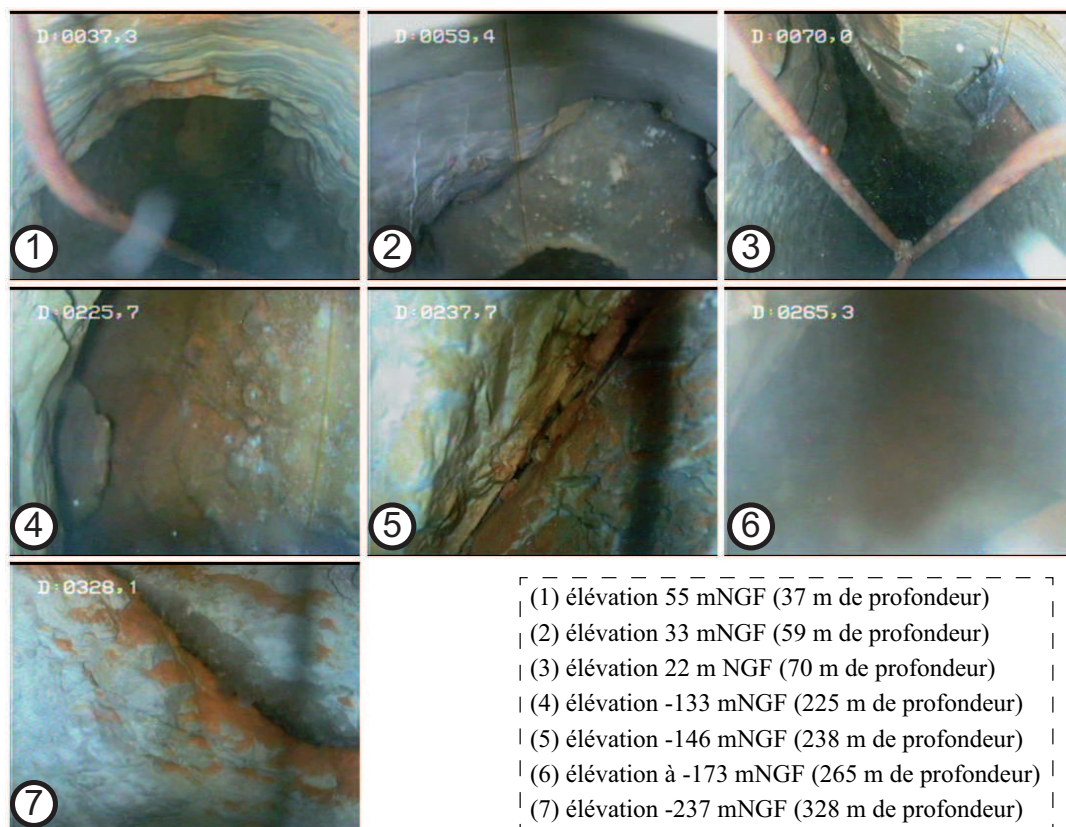


FIGURE 3.18 – Photographies des zones d'écoulements identifiées

Description des données de débitmétrie

Si il n'y avait aucun écoulement vertical dans le forage, le débit mesuré devrait être nul. Par convention, les flux ascendants sont présentés positivement et les flux descendants négativement.

En condition ambiante, cinq arrivées d'eau majeures sont identifiables : les zones (1), (2), (4), (6) et (7). Les flux mesurés sont descendants avec des débits moyens de 40 l min^{-1} entre la zone (1) et (2), de 53 l min^{-1} entre la zone (2) et (4), 38 l min^{-1} entre la zone (4) à (6) et 20 l min^{-1} de (6) à (7).

En condition de pompage, cinq arrivées d'eau sont visibles : la (2), (4), (5), (6) et (7). L'arrivée d'eau (1), visible en ambiant, a été dénoyée et la (5) est ici mise en évidence alors qu'on ne la voyait pas en ambiant. Les flux mesurés sont ascendants de par l'effet du pompage, avec des débits moyens de 230 l min^{-1} entre la zone (2) et (4), 140 l min^{-1} entre la zone (4) et (5), 105 l min^{-1} entre la zone (5) et (6) et 13 l min^{-1} de (6) à (7).

Quantification des propriétés hydrodynamiques

Les transmissivités T_i et les charges hydrauliques h_i des différentes zones ont été estimées selon le modèle de Paillet (1998, 2001). La première zone n'a pas pu être prise en compte dans la modélisation étant donné qu'elle a été dénoyée au cours du pompage.

La modélisation des débits de forage indique que les écoulements descendants du forage (en condition ambiante) sont générés pour une différence de charge d'environ -3.8 m entre la zone (7) et la zone (2) (voir tableau 3.6).

Les zones détectées présentent des transmissivités relativement élevées de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La zone de fracture (3) détectée lors de la foration et visible sur le profil de température n'a pas été mesurable en débitmétrie. Cette zone est très fracturée et les variations de diamètre importantes ont perturbé les mesures. De plus la limite de détection du micromoulinet ne permet pas de mesurer des zones faiblement transmissives.

TABLEAU 3.6 – Résultats de l’interprétation réalisée grâce au modèle de Paillet (1998) pour le test de débitmétrie verticale sur le forage du Triadou (logiciel FLASH de Day-Lewis et Halford, 2011).

Arrivée d’eau	Élévation (m) - NGF	$Q_{ambient}$ (l min ⁻¹)	$Q_{pompage}$ (l min ⁻¹)	Δh (m)	T_i (m ² s ⁻¹)
2	34	-40	280	1.40	1.71×10^{-4}
4	-132	-53	230	-0.57	4.84×10^{-4}
5	-144	-38	140	0.00	1.62×10^{-4}
6	-175	-38	105	-0.66	5.08×10^{-4}
7	-237	-20	13	-2.42	1.52×10^{-4}

Caractéristiques des écoulements observés

En condition ambiante, la zone (2) présente des écoulements qui alimentent le forage (Δh positif) alors que les autres zones ont des flux sortants (Δh négatifs). Les flux mesurés (en condition ambiante) montrent que les écoulements sont descendants dans le forage : du Valanginien vers le Kimmeridgien. Les flux sortants localisés au niveau du Berriasien et du Kimmeridgien (couches aquifères principales du Lez) sont certainement influencés par les effets des pompages du Lez qui, en saison sèche, sont permanents. Lors de nos mesures de diagraphies (le 2 juillet 2012), le pompage du Lez était constant avec un débit de 800 l s⁻¹.

Ainsi, cette zone de drainage située dans des marno-calcaires du Valanginien alimenterait des zones d’écoulement plus profondes du Berriasien et du Kimmeridgien. Le faciès du Valanginien de ce forage apparaît fortement fracturé et karstifié, ce qui signifie des écoulements potentiels au sein de cette couche géologique généralement considérée comme imperméable (toit de l’aquifère du Lez). Au vu de ces résultats, il est probable que des écoulements du Valanginien contribuent à l’alimentation de l’aquifère du Lez. Ainsi cette couche géologique ne serait pas qu’un toit imperméable mais pourrait être une zone d’alimentation potentielle à considérer.

Sur les profils de température réalisés, on distingue clairement deux gradients de température dans la colonne d’eau (voir figure 3.17). Pour la partie supérieure du forage jusqu’au niveau de l’interface Berriasien-Kimmeridgien, le gradient thermique est relativement faible ($\approx 0.3^\circ\text{C}/100\text{ m}$). A partir de l’interface Berriasien-Kimmeridgien (zone (6)), celui-ci augmente et atteint un gradient proche du gradient géothermique moyen

de l'ordre de $3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Le gradient faible sur la première partie de la colonne d'eau s'expliquerait par des flux descendants d'eau jusqu'au niveau de l'interface Berriasien-Kimméridgien. Plus bas, seul un flux d'eau faible peut être chauffé suffisamment par le flux géothermique pour produire un gradient géothermique dit « normal ». Ce changement brutal de gradient géothermique indique donc de manière quasi certaine la position du réseau de conduits karstiques qui draine l'essentiel des eaux du système au niveau de l'interface Berriasien-Kimméridgien.

Au cours du pompage, la conductivité et la température de l'eau ont augmenté sur l'ensemble du forage. Il semblerait que des eaux plus chargées et chaudes alimentaient le forage *via* la zone karstifiée (7). Ces températures élevées en profondeur rappellent celles de la source du Lez.

3.3.1.3 Bilan des investigations à l'échelle du forage

Ces différents essais renseignent donc sur les gammes de transmissivité des différents éléments du karst (voir figure 3.19) :

- la matrice fissurée présente des transmissivités variant entre 10^{-9} et $10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$;
- les fractures testées ont des transmissivités de l'ordre de 10^{-6} à $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$;
- les zones karstifiées ont des valeurs de transmissivité supérieures à $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

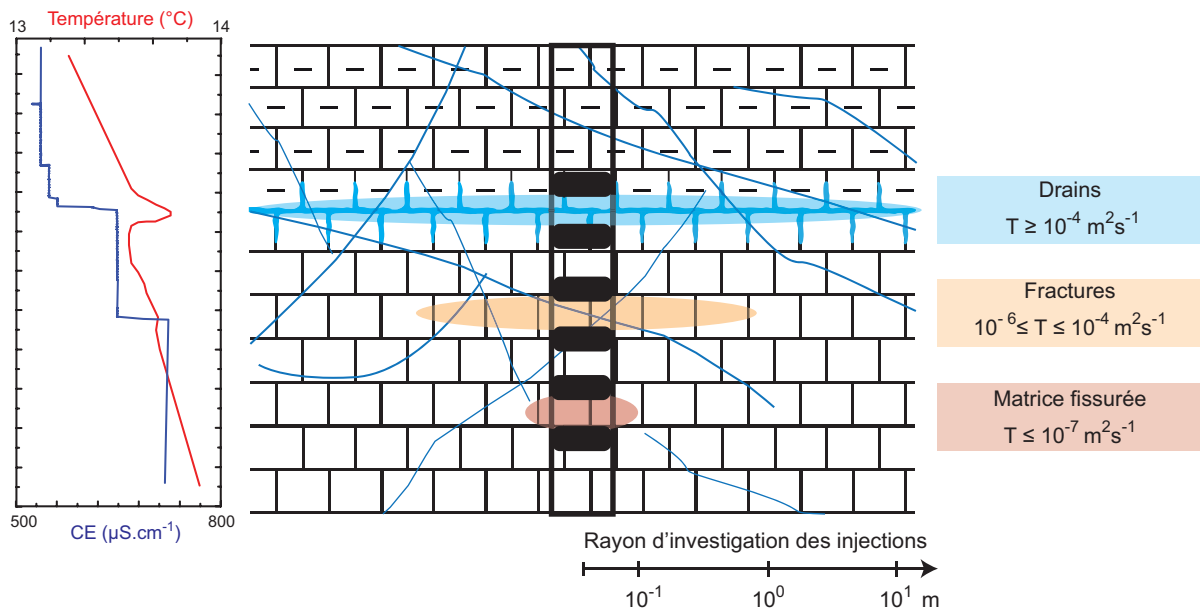


FIGURE 3.19 – Représentation schématique des informations obtenues à l'échelle du forage

Les mesures sur le site du Terrieu ainsi que celles sur le forage du Triadou ont mis en évidence le rôle de l'interface stratigraphique Berriasien-Kimméridgien sur l'organisation des écoulements. Les zones d'écoulement préférentiel, mises en évidence par les diagraphies de forage, présentent généralement des valeurs de transmissivité plus élevées au niveau de cette interface qui semble être le siège d'une karstification préférentielle. De plus, le changement de gradient thermique mis en évidence sur le forage du Triadou indique un drainage majeur des eaux du système au niveau de cette zone.

3.3.2 Investigation à l'échelle du site expérimental du Terrieu

3.3.2.1 Essais de pompage longue durée sur le forage P0

Nous avons réalisé deux essais de pompage longue durée en période de hautes eaux et en période de basses eaux. Au cours des essais de pompage longue durée, les pompages du Lez ont interféré avec nos mesures. La figure 3.20 présente les rabattements des piézomètres P2 et P11 au cours de ces essais (les autres forages ne sont pas présentés ici par souci de visibilité). Les effets des pompages du Lez en période de hautes eaux sont relativement faibles (une dizaine de cm par cycle) et ne perturbent pas trop l'analyse du premier essai de pompage. Alors qu'en basses eaux les perturbations sont tellement importantes ($>1\text{m}$) qu'elles masquent l'effet du pompage sur P0 rendant hasardeuse l'analyse des propriétés hydrodynamiques de ce test. Les tentatives de correction de ces interférences n'ont pas fourni de résultat satisfaisant. Notre interprétation se basera donc uniquement sur le premier essai de pompage en P0 réalisé en période de hautes eaux.

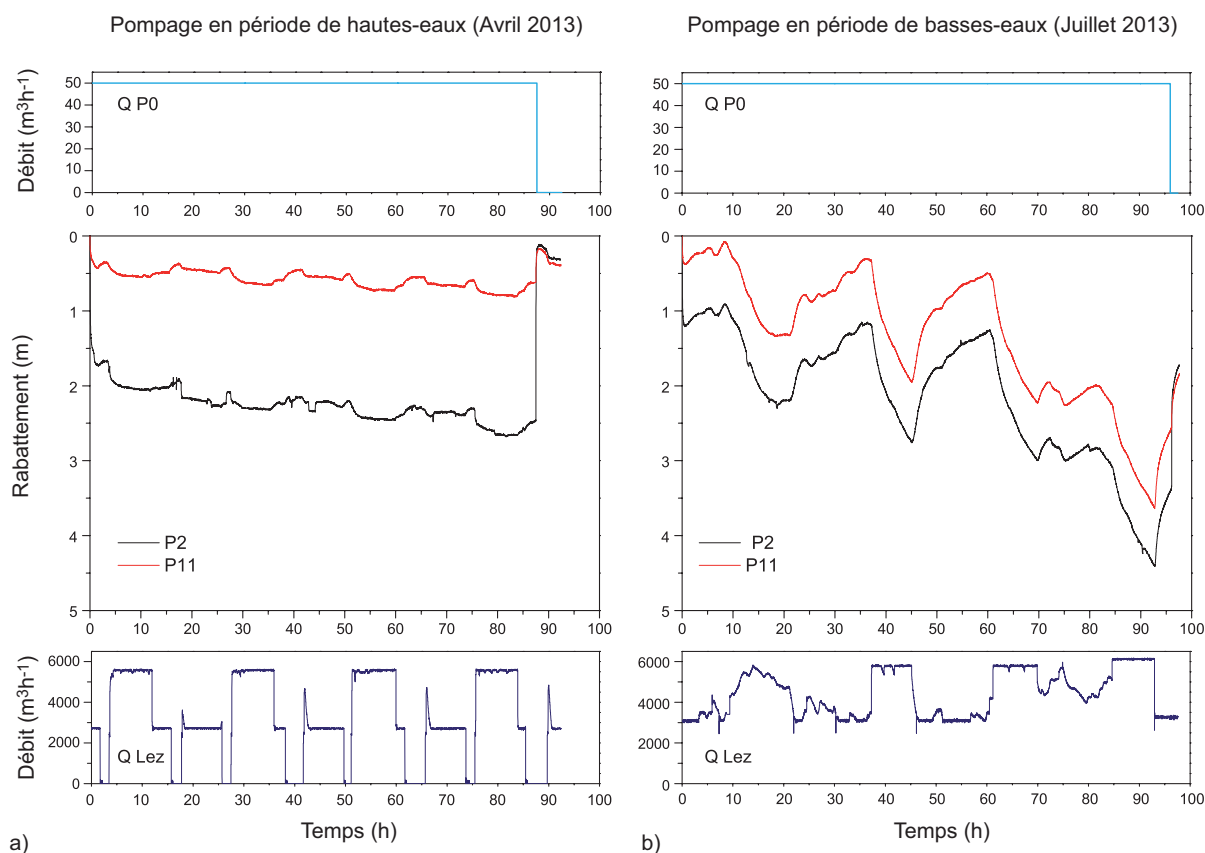


FIGURE 3.20 – Impacts des pompages du Lez au cours des pompages longues durées sur les puits P0 a) en période de hautes-eaux et b) en période de basses-eaux

Les rabattements des différents forages sont hétérogènes et non proportionnels à la distance au puits de pompage P0 (figure 3.21). Le rabattement maximum est de 8.6 m au puits de pompage et varie de 3.8 à 0.7 m pour les différents piézomètres. La plupart des rabattements sont inférieurs à 1m.

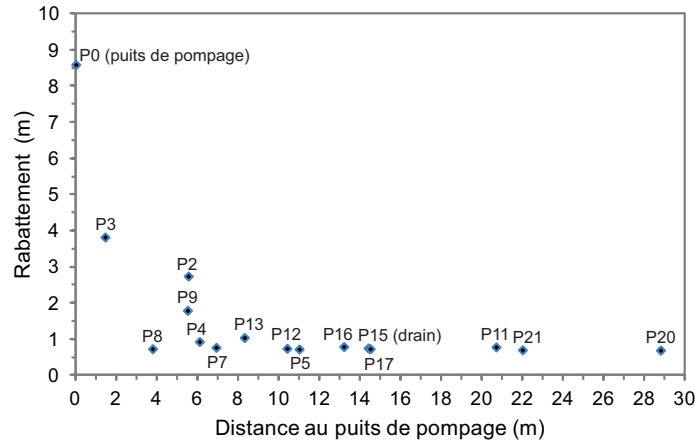


FIGURE 3.21 – Rabattements (à 80h de pompage) des différents piézomètres par rapport à la distance au puits de pompage P0

Après quelques heures de pompage sur le puits P0, on constate deux axes de drainage préférentiels orientés N070 et N160 (figure 3.22a). Ces directions d'écoulements sont similaires aux directions de fracturation principales mesurées sur le site (figure 3.22b) ce qui montre l'impact de la fracturation sur l'organisation des écoulements.

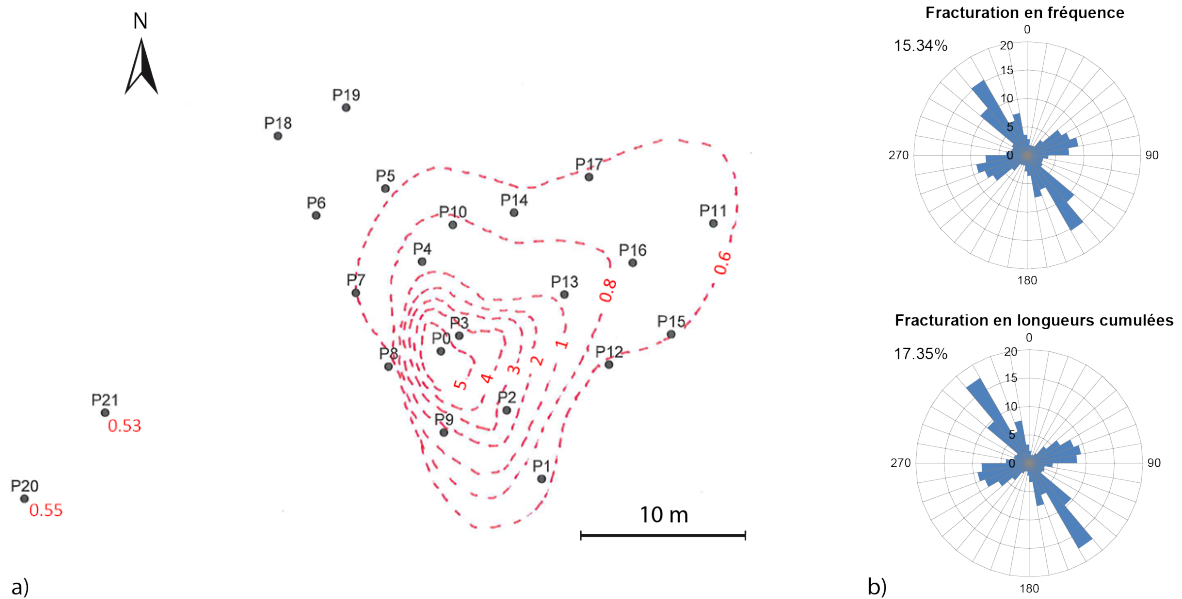


FIGURE 3.22 – Impact de la fracturation sur l'organisation des écoulements induits sur le site expérimental du Terrieu a) Carte des rabattements et b) rosaces de fracturation du site

L'anisotropie et l'hétérogénéité des écoulements induits est donc à relier au caractère fracturé et karstique du milieu qui contribue à la hiérarchisation des écoulements.

Evolution des rabattements et analyse de la dérivée

Les courbes de rabattements mesurés sur les différents piézomètres du site présentent deux formes caractéristiques (voir figure 3.23). Une partie des piézomètres sont caractérisés par des rabattements dont la dérivée tend directement vers une pente nulle, ce qui suggère un écoulement radial (figure 3.23 a), alors que l'autre partie des piézomètres se distinguent par une inflexion de leur dérivée avant de se stabiliser vers une pente nulle (figure 3.23 b). Ainsi, certains forages présentent des réponses analogues à un "milieu poreux homogène équivalent", interprétables avec le modèle de Theis (1935), alors que d'autres présentent des réponses de type milieu hétérogène, interprétables avec le modèle de Butler (1988).

Les réponses de type milieu homogène équivalent ("type Theis", cf. figure 3.23 a) concernent les forages P11, P15, P12, P3, P0, P8, P21 et P20, situés le long d'un axe de drainage préférentiel de direction N070 et les forages P5 et P7, situés sur l'axe de drainage de direction N160 (figure 3.22 a). Ces forages s'alignent selon les directions de fracturation principales (figure 3.22 b) et recoupent pour la plupart une zone de drain ou de fracture ouverte (Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011). Ces zones fracturées et karstifiées présenteraient donc des écoulements de type pseudo-radial (Cinco-Ley et Samaniego, 1981).

Les réponses de type milieu "non-uniforme" (cf. figure 3.23 b) caractérisent les autres forages suivis (P2, P9, P4, P10, P13, P16 et P17) localisés en périphérie de ces axes de drainage dans des zones de diffusivité différente. Le modèle de Butler (1988) offre une interprétation de ces rabattements en se basant sur la géométrie du réservoir, c'est-à-dire en considérant une zone de drainage principal entourée d'une zone moins diffusive (zone de drainage secondaire). La totalité des chroniques de rabattement a pu être interprétée grâce à ce modèle et les paramètres hydrodynamiques estimés ont du sens physique, en accord avec la nature karstique du site.

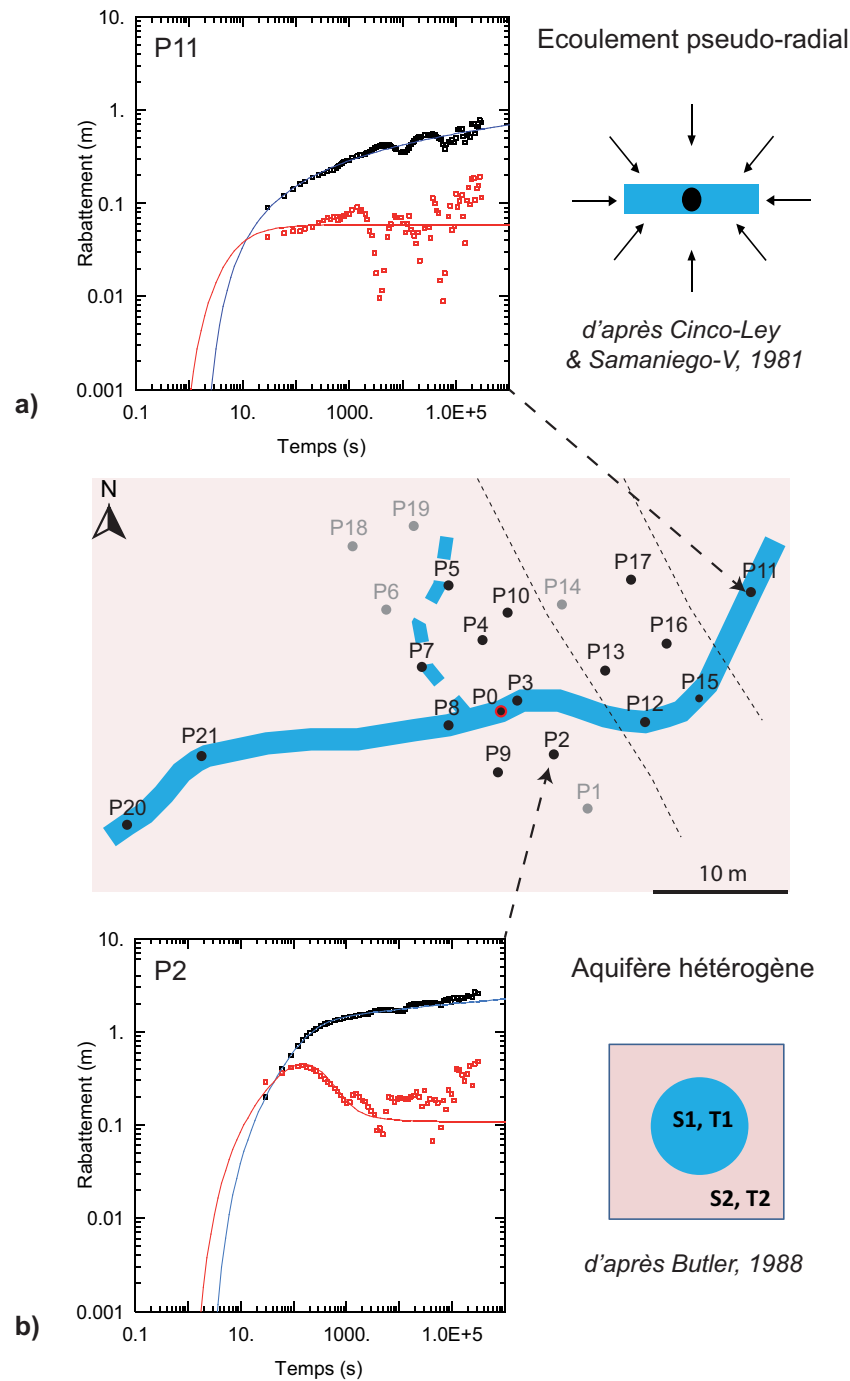


FIGURE 3.23 – Formes typiques des courbes de rabattements (en bleue) et de leur dérivée (en rouge). a) Réponse des forages situés dans une zone d'écoulement principal (écoulement pseudo-radial selon [Cinco-Ley et Samaniego, 1981](#)) ; b) Réponse non uniforme des forages situés dans une zone d'écoulement secondaire, caractéristique d'un aquifère hétérogène anisotrope (d'après [Butler, 1988](#))

Détermination des paramètres transmissifs et capacitifs

Les valeurs de transmissivité et de coefficient d'emménagement obtenues par le modèle de Theis (1935) et de Butler (1988) sont synthétisées dans le tableau 3.7 et sur la figure 3.24. Les forages qui présentent des réponses de type milieux hétérogènes ont aussi été interprétés par le modèle de Theis afin de pouvoir comparer les paramètres (valeurs en *italique* dans le tableau 3.7).

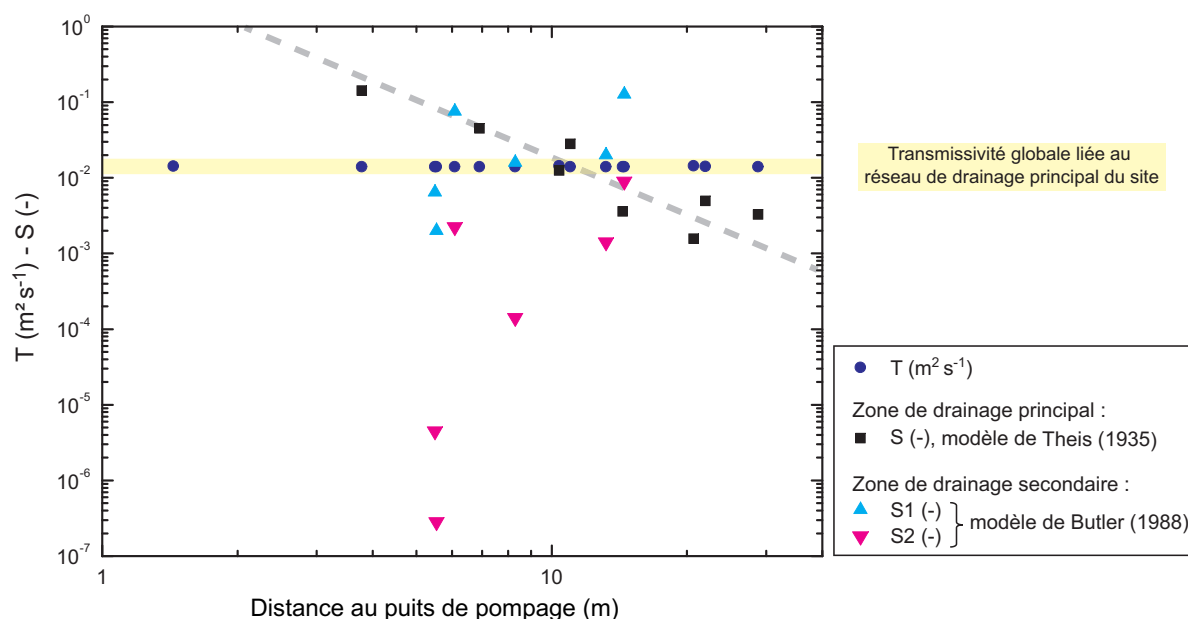


FIGURE 3.24 – Valeurs de transmissivité et de coefficient d'emménagement par rapport à la distance au puits de pompage P0

Alors que pour des essais de pompage ou d'injection à l'échelle du forage, les valeurs de transmissivité sont très hétérogènes (Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011), les interprétations de cet essai de pompage montrent une **stabilité de la transmissivité** estimée aux alentours de $1.4 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ sur l'ensemble des forages (voir tableau 3.7 et figure 3.24). Cela signifie que la transmissivité globale du site est atteinte au cours du pompage. Cette transmissivité élevée est liée au réseau de drainage principal à l'échelle du site; en effet la pompe du forage P0 est située au droit d'une zone de drain très transmissive (à 45 mNGF).

Les coefficients d'emménagement estimés varient entre 2.8×10^{-7} et 1.4×10^{-1} (voir figure 3.24 et tableau 3.7) induisant une **variabilité forte de la diffusivité**, ce qui illustre le caractère hétérogène du milieu. Les coefficients d'emménagement sont globalement plus faibles pour les forages qui présentent une réponse de type "non uniforme". Pour les forages situés au niveau de la zone de drainage principal (réponse de type uniforme), les coefficients d'emménagement semblent dépendant de la distance au

puits de pompage, avec une diffusivité qui augmente avec la distance (voir figure 3.24). Le modèle de Butler (1988) indique un emmagasinement élevé pour la zone centrale du modèle (entre 2.0×10^{-3} et 1.2×10^{-1}) et un emmagasinement plus faible pour les zones périphériques (entre 2.8×10^{-7} et 8.9×10^{-3}).

Dans un milieu aussi hétérogène que le karst, il peut paraître étrange d'obtenir des valeurs de transmissivité identiques pour tout les points d'observation et des emmagasine-ments variant sur six ordres de grandeur. Néanmoins cette observation n'est pas un cas isolé. Dans leur étude, Meier *et al.* (1998) synthétisent différents essais de pompage réalisés dans des milieux hétérogènes (aquifères cristallins fracturés et aquifères alluviaux) et interprétés avec le modèle de Theis (1935). Ils constatent que pour un même essai de pompage, lorsque les rabattements des différents piézomètres sont interprétés séparément, l'estimation de la transmissivité reste très similaire sur l'ensemble des points d'observation du site, alors que les coefficients d'emmagasinement varient fortement. Ce comportement se vérifie aussi numériquement (Meier *et al.*, 1998 ; Sánchez-Vila *et al.*, 1999) : l'analyse par des modèles de type Theis de rabattements synthétiques simulés pour différentes modélisations de milieux hétérogènes (transmissivité spatiale hétérogène et emmagasinement homogène) fournit une estimation de transmissivité homogène et une forte variabilité spatiale de l'emmagasinement. Ces simulations numériques révèlent que l'emmagasinement dépendrait principalement de la connectivité entre le puits de pompage et les points d'observation. D'autres études numériques suggèrent que la diffusivité hydraulique ($D = T/S$) pourrait informer sur la connectivité des chemins d'écoulement préférentiel (Knudby et Carrera, 2005, 2006).

La variabilité des emmagasine-ments (obtenue pour une même méthode d'analyse) fournit des informations de variabilité de la diffusivité, en lien avec la connectivité du système. Ainsi, pour les forages recoupant la zone de drainage principale (voir figure 3.23), la diminution de l'emmagasinement suivant la distance permet de compenser les réponses rapides de la zone de drain lors du pompage. L'emmagasinement de ces points d'observation est corrélé à la distance au puits de pompage, ce qui prouve qu'ils sont directement connectés à la zone de drain pompée. Pour les forages recoupant la zone de drainage secondaire (réponse « non uniforme »), la comparaison des diffusivités hydrauliques entre les différents points d'observation renseigne sur le degré de connectivité vis-à-vis du réseau de drainage principal du site. Ainsi, la connectivité « secondaire » des forages situés en dehors de la zone de drainage principale diminue du Sud-Est vers le Nord-Ouest : les forages P2 et P9 présentent une meilleure connectivité au drain principal que les forages P13 et P16 ; qui eux sont mieux connectés que les forages P4 et P17, plus éloignés du drain principal et qui ont les coefficients de diffusion les plus faibles.

L'emmagasinement et par conséquent la diffusivité hydraulique sont des marqueurs de la connectivité entre le puits de pompage recoupant la zone de drainage principal et les différents forages d'observation.

Informations fournies par le dispositif de double obturateur

Le dispositif de double obturateur a été placé dans le forage du P15 afin d'isoler le drain situé au niveau de l'interface stratigraphique du reste du forage. Les réponses aux sollicitations du pompage P0 ont été mesurées au niveau du drain, et au niveau des calcaires fracturés au-dessus et en-dessous de ce drain (voir figure 3.25 a).

Les calcaires situés au-dessus et en-dessous de ce drain ont des réponses similaires. Ces couches semblent réagir au pompage au cours des premières secondes de l'essai, ceci est plus visible sur la représentation bi-log des rabattements et de leur dérivée (figure 3.25b). Au bout d'une dizaine de minutes, la dérivée chute comme si il y avait un effet de drainance. Cependant une recharge spécifique de ces zones n'est pas probable, les niveaux semblent donc simplement se déconnecter et ne plus réagir au pompage du P0.

La zone de drain présente un écoulement de type pseudo-radial (figure 3.25b), avec un rabattement similaire aux autres forages qui recoupent la zone de drainage principal (cf. figure 3.23).

L'analyse des rabattements a été effectuée pour ces différentes chroniques (3.25b) : la transmissivité obtenue est identique pour ces trois zones alors que l'emmagasinement est trois fois plus faible au niveau de la zone de drain. Cependant cette analyse est peu fiable car l'estimation des paramètres des couches au-dessus et en-dessous de l'interface ne s'appuie que sur les premiers temps du pompage.

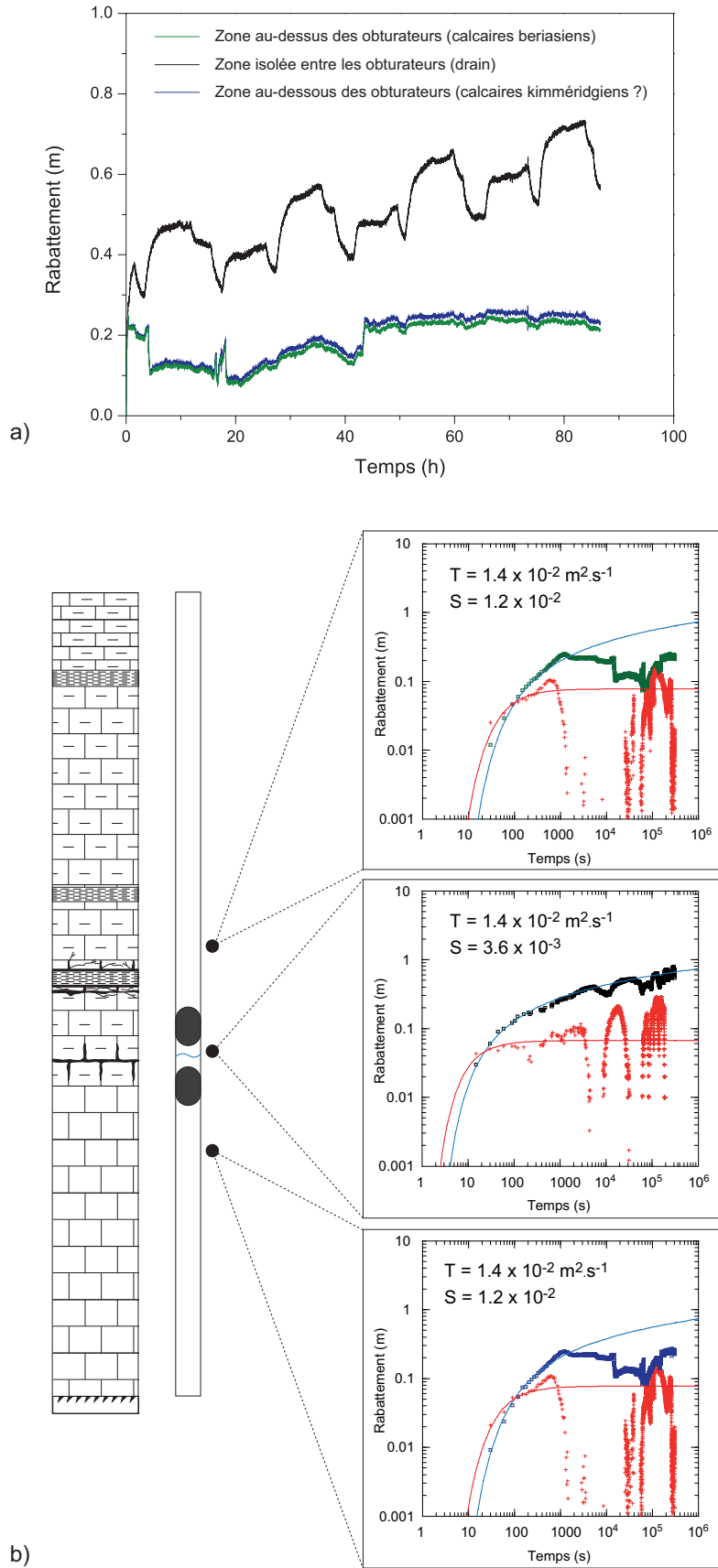


FIGURE 3.25 – Rabattements des différentes zones du forage P15 isolées par obturateurs (forage P15). a) Rabattements en linéaire ; b) Rabattements en log-log avec analyse des paramètres hydrodynamiques (modèle de Theis, 1935)

TABEAU 3.7 – Valeurs de transmissivité et de coefficient d’emménagement obtenues pour l’essai de pompage longue durée sur le puits P0 (interprétation par les méthodes de [Theis, 1935](#) et de [Butler, 1988](#) (en fixant $R=15\text{m}$)).

	Distance (m)	Theis (1935)		Butler (1988)			
		T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	S (-)	T_1 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	S_1 (-)	T_2 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	S_2 (-)
P0	0	1.39×10^{-2}	effet de puits				
P0-P3	1.44	1.42×10^{-2}	effet de puits				
P0-P5	11	1.40×10^{-2}	2.80×10^{-2}				
P0-P7	6.91	1.40×10^{-2}	4.48×10^{-2}				
P0-P8	3.78	1.40×10^{-2}	1.42×10^{-1}				
P0-P11	20.7	1.43×10^{-2}	1.57×10^{-3}				
P0-P12	10.4	1.43×10^{-2}	1.24×10^{-2}				
P0-P15	14.4	1.39×10^{-2}	3.59×10^{-3}				
P0-P20	28.8	1.40×10^{-2}	3.27×10^{-3}				
P0-P21	22	1.41×10^{-2}	4.94×10^{-3}				
P0-P2	5.54	7.86×10^{-3}	1.24×10^{-5}	1.40×10^{-2}	2.00×10^{-3}	1.00×10^{-2}	2.82×10^{-7}
P0-P4	6.09	1.36×10^{-2}	2.54×10^{-2}	1.40×10^{-2}	7.57×10^{-2}	1.40×10^{-2}	2.24×10^{-3}
P0-P9	5.5	7.86×10^{-3}	6.22×10^{-4}	1.40×10^{-2}	6.47×10^{-3}	1.11×10^{-2}	4.47×10^{-6}
P0-P13	8.3	1.46×10^{-2}	4.04×10^{-4}	1.40×10^{-2}	1.59×10^{-2}	1.40×10^{-2}	1.41×10^{-4}
P0-P16	13.2	1.35×10^{-2}	5.22×10^{-3}	1.40×10^{-2}	2.00×10^{-2}	1.40×10^{-2}	1.41×10^{-3}
P0-P17	14.5	1.22×10^{-2}	4.63×10^{-2}	1.40×10^{-2}	1.26×10^{-1}	1.40×10^{-2}	8.92×10^{-3}

3.3.2.2 Bilan des investigations à l'échelle locale

L'analyse de l'essai de pompage en P0 couplée aux connaissances géologiques du site ainsi que les informations apportées par les essais à l'échelle du forage permettent de mieux comprendre du rôle de la structure sur l'organisation des écoulements.

Les principaux axes d'écoulement suivent les directions de fracturation préférentielles mesurés à la surface du site. De plus, une karstification majeure est visible suivant ces axes : les forages P11, P15, P12, P0, P8 recoupent un drain orienté N070 le long d'un axe de fracturation principale et suivant le plan de stratification du site. Les écoulements se font donc préférentiellement le long des fractures qui recoupent l'interface stratigraphique favorisant la karstification. Lors de la sollicitation par pompage, les forages recoupant ces axes de drainage présentent des rabattements de type « milieu homogène équivalent » avec un écoulement pseudo-radial. Ce comportement s'explique par l'organisation des écoulements le long de l'axe de drainage où la majorité des écoulements s'organisent autour de cet élément très transmissif et bien connecté à l'ensemble du site. Les forages situés en dehors de ces axes présentent des rabattements de type milieu « non uniforme » qui s'explique par des zones de diffusivités différentes vis-à-vis de la zone de drainage principal.

L'ensemble des forages réagissent rapidement lors des pompages sur P0, ce qui suggère une bonne connectivité globale du système. Les essais entre obturateurs réalisés sur le site ont démontré une transmissivité et une connectivité préférentielle au niveau de l'interface stratigraphique le long du monoclinal NE-SO. La connectivité globale du site semble donc être liée à cette interface stratigraphique qui connecterait l'ensemble des forages suivant un plan pseudo-horizontal. L'isolement du drain de P15 situé au niveau de cet interface démontre le rôle majeur de cette structure sur l'organisation des écoulements. En effet, la majorité des écoulements semble provenir de la zone.

Alors que spatialement les transmissivités sont très hétérogènes suivant les structures d'écoulement recoupées, l'analyse des rabattements de l'essai de pompage indique une transmissivité globale de $1.4 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour l'ensemble des points d'observation et une forte hétérogénéité des coefficients d'emmagasinement variant de 2.8×10^{-7} à 1.4×10^{-1} . La transmissivité obtenue correspond à la transmissivité du réseau de drainage principal pompé sur le site. La variabilité des coefficients d'emmagasinement est en lien avec le degré de connectivité des différents points d'observation par rapport à la zone de drainage principal pompée.

3.3.3 Investigation à l'échelle régionale

3.3.3.1 Impacts des pompages à la source du Lez à l'échelle saisonnière

Evolutions piézométriques

Les niveaux piézométriques des différents forages suivis ont été comparés sur la moitié de l'année hydrologique 2012. Celle-ci comprend une période de crues, de mai à juin 2012, et une période d'étiage, de juin à août 2012 (voir figures 3.27 et 3.28). La figure 3.26 permet de situer les forages par rapport aux différents compartiments géologiques du bassin. Les niveaux piézométriques de ces forages varient différemment au cours du cycle en fonction des propriétés hydrodynamiques locales et régionales. Les figures 3.27 et 3.28 présentent les différents niveaux piézométriques des forages étudiés parallèlement aux rabattements en fonction du temps de pompage de la source du Lez, lors de la période de basses eaux. Les forages ont été classés par groupe (de A à F) suivant les différents types de réponse aux pompages en continu de la source du Lez sur la période d'étiage de l'année hydrologique 2012. L'allure des rabattements saisonniers et leur interprétation renseigne sur le régime de l'aquifère et sur les différents liens hydrodynamiques existant entre les piézomètres et la source du Lez pompée, de la connectivité la plus faible (groupe A) à la plus élevée (groupe F).

Les forages de Viols en Laval (**groupe A**) se trouvent sur le Causse jurassique de Viols le Fort à l'Ouest de la faille de Corconne. En dehors des crues, leurs niveaux piézométriques se stabilisent à des côtes constantes supérieures de 30 à 40 m par rapport au niveau de la source du Lez (voir figure 3.26). L'influence des pompages du Lez n'est pas visible ce qui suggère l'absence de connectivité hydraulique, du moins en période de basses eaux. En période de crue, des écoulements se font essentiellement vers la source du Lirou qui est l'exutoire principal du causse. La liaison hydraulique entre le Causse de Viols le Fort et la source du Lez a été démontrée en période de crue par les résultats du traçage réalisé au niveau de l'Aven de la Fausse Monnaie en 2010 (Leonardi *et al.*, 2012).

Un comportement similaire (absence de corrélation en étiage et liaison possible en hautes eaux démontrée par traçage) a été observé sur le Causse de Pompignan au Nord (Karam, 1989). Ainsi, il semblerait que les compartiments jurassiques situés à l'Ouest de la faille de Corconne soient déconnectés hydrauliquement de la source du Lez en période d'étiage alors que des liaisons sont possibles lors des périodes de crue.

En période de basses eaux, lors de l'arrêt du débordement à la vasque de la source

du Lez, les autres forages du bassin présentent tous des rabattements plus ou moins importants, en rapport avec les pompages saisonniers de la source du Lez.

Les forages de Coutach et Carnas (**groupe B**) traversent des calcaires jurassiques situés en bordure de failles délimitant le bassin. Le tarissement de ces forages intervient avec un certain retard (environ 20 jours) par rapport à l'arrêt du débordement de la vasque et ils présentent des rabattements saisonniers faibles qui suggèrent une connectivité réduite de ces zones. Leur position en bordure de bassin aux limites d'influence des pompages de la source et leur connexion faible à la source du Lez pourraient expliquer ce comportement hydrodynamique.

Le **groupe C** englobe les forages de Fontanès, Bois Rosiers et Bois des Avants qui ont des réponses "complexes" aux sollicitations saisonnières. Les niveaux piézométriques de ces forages présentent différentes inflexions au cours de la décrue, ce qui induit des paliers de rabattement. Ceci peut être le fait de déconnexion de compartiments supérieurs au cours de la décrue, avec le passage de zones ayant des contrastes de diffusivité conséquents.

Le **groupe D** correspond aux forages du Mas Martin, Ste Croix de Quissac, Gour Noir et St Gely qui sont tous sous couverture à l'Est de la source, recoupant principalement les marno-calcaires du Crétacé (Berriasien). Les niveaux piézométriques de ces forages ont des comportements très proches. En étiage, leurs rabattements sont deux fois moins élevés que ceux de la source du Lez mais leurs variations sont similaires.

Le **groupe E** rassemble les forages de Bois St Mathieu et des Matelles situés le long de la faille de Corconne. Ces forages présentent des niveaux piézométriques supérieurs à celui de la source avec des pertes des charges relativement importantes pour le forage des Matelles. Cependant, leurs rabattements se superposent bien à ceux de la source du Lez. La zone de faille présenterait donc une forte connectivité avec le réseau de drainage principal. Les charges élevées aux Matelles pourraient être expliquées par un parcours "détourné" des écoulements passant sous le synclinal de St Gely du Fesc avant d'aboutir à la source du Lez ([Drogue, 1964](#)).

Le **groupe F** rassemble les forages directement connectés à la zone de drainage de la source. En effet, sur les forages du Triadou, du Terrieu et de Claret Brissac, les rabattements journaliers dus aux pompages du Lez sont clairement visibles. Les rabattements saisonniers sont identiques à ceux de la source du Lez car ces forages traversent des zones de diffusivité hydraulique très forte recoupant le réseau de drainage principal de la source.

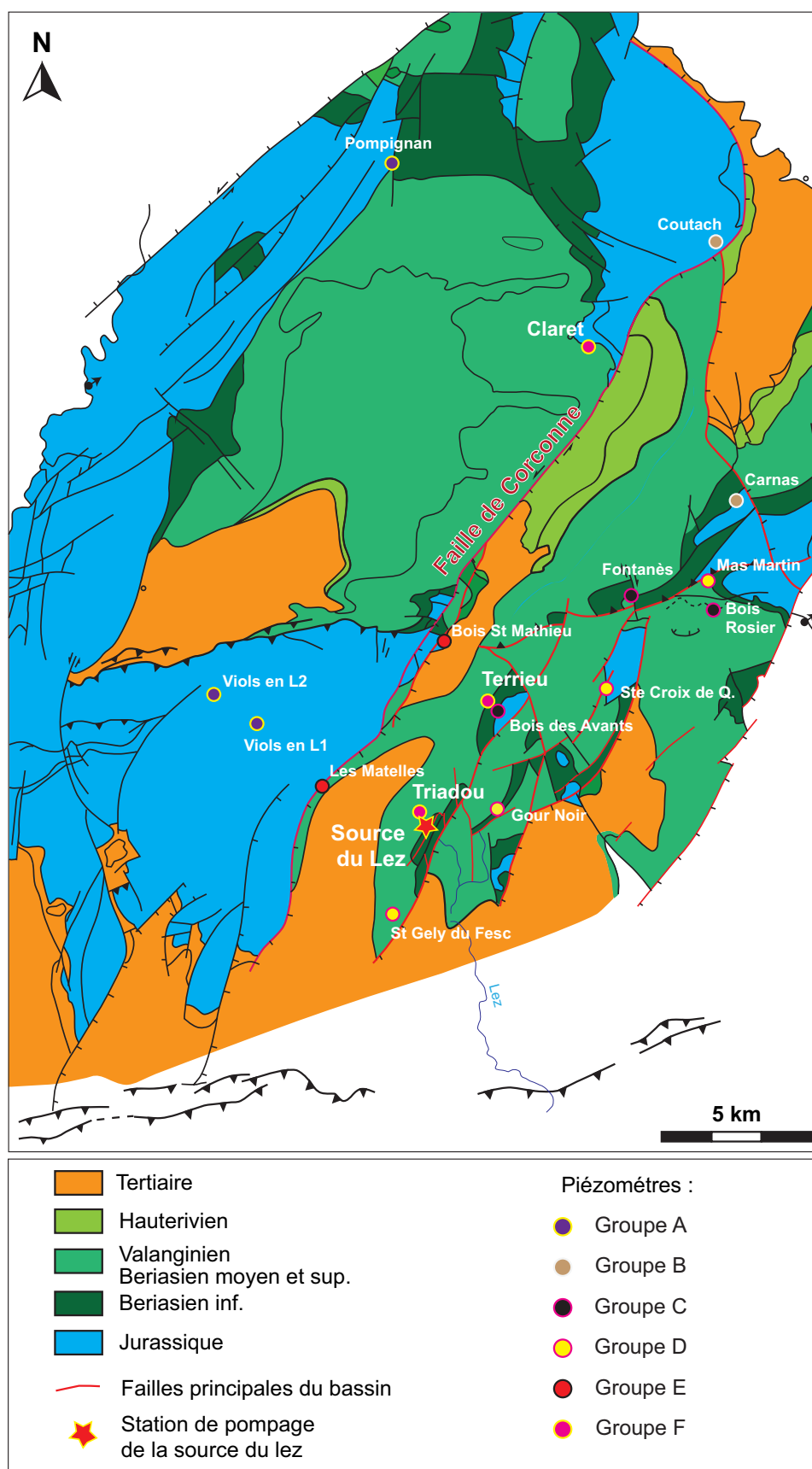


FIGURE 3.26 – Localisation des piézomètres suivis sur la carte géologique simplifiée. Les piézomètres sont classés par groupe en fonction de leur réponse lors de l'étéage (voir figure 3.27 et 3.28)

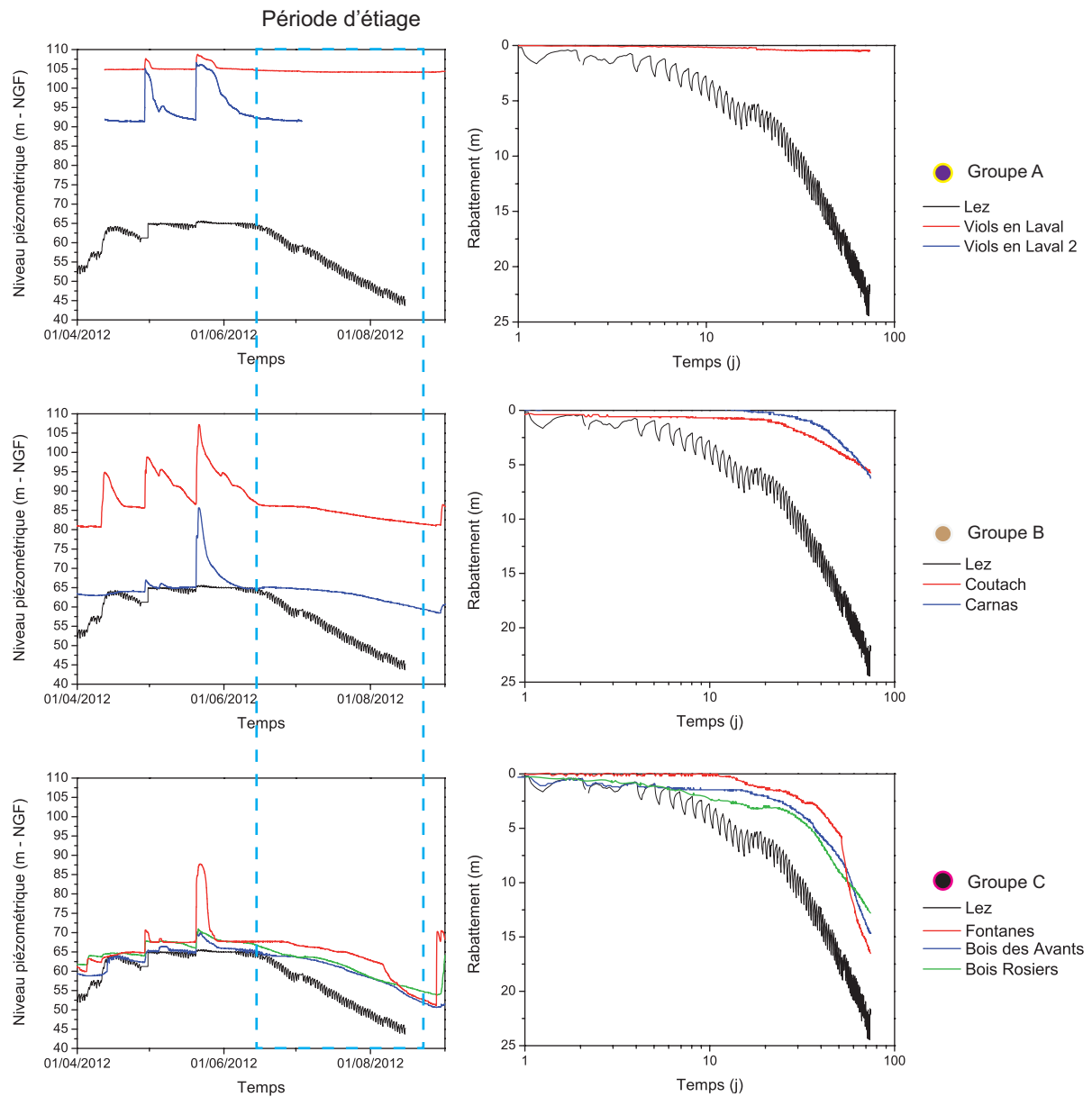


FIGURE 3.27 – Chroniques piézométriques (la période retenue pour la détermination des propriétés hydrodynamiques est encadrée en bleu pointillé) et rabattements saisonniers liés aux pompes du Lez des différents groupes identifiés (A à C)

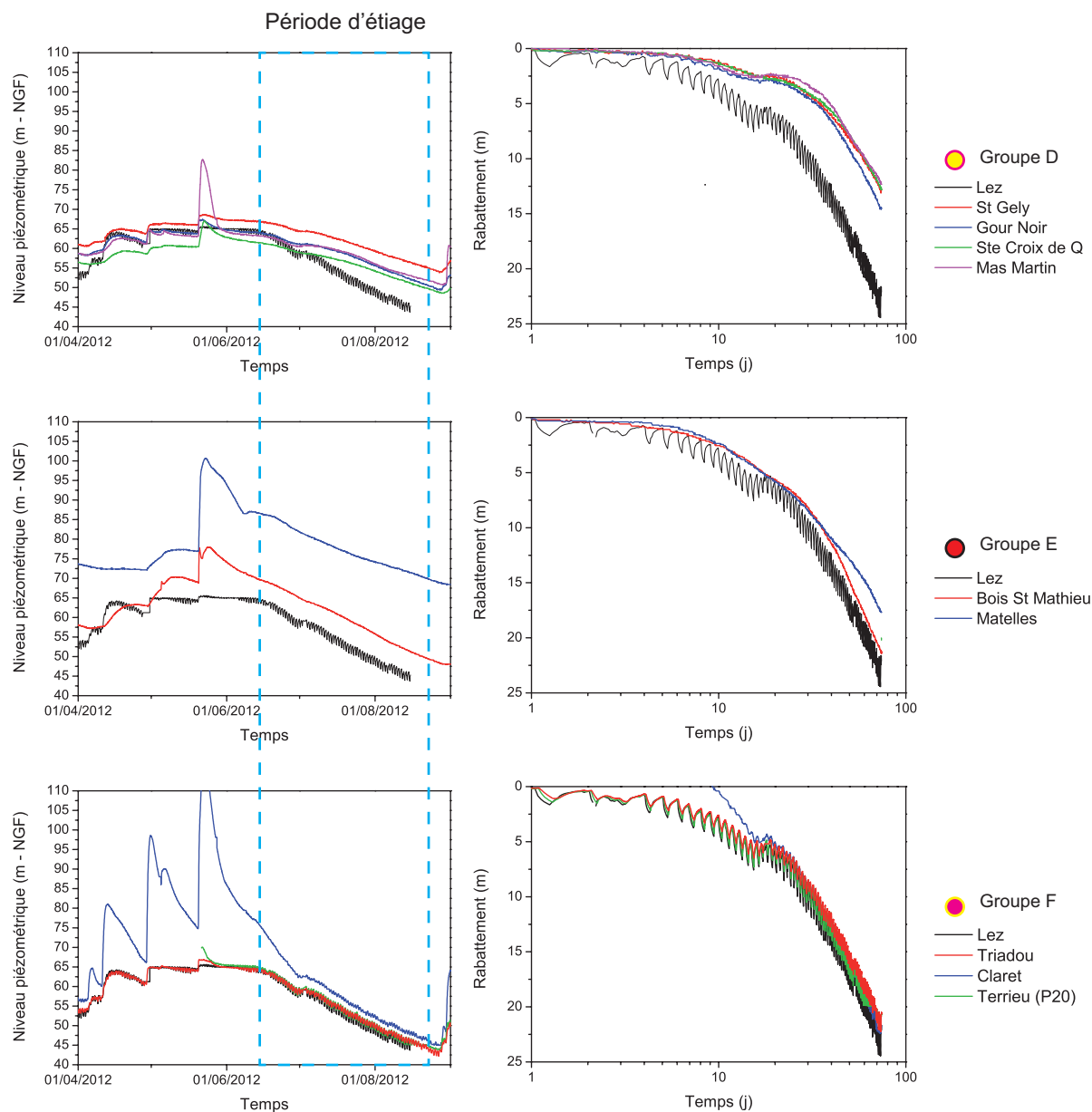


FIGURE 3.28 – Chroniques piézométriques (la période retenue pour la détermination des propriétés hydrodynamiques est encadrée en bleu pointillé) et rabatteurs saisonniers liés aux pompes du Lez des différents groupes identifiés (D à F)

Estimation des paramètres hydrodynamiques

Pour les forages présentant des rabattements significatifs, les paramètres hydrodynamiques globaux du bassin ont été estimés à l'aide du modèle classique de Theis (1935) (voir figure 3.29 et tableau 3.8). Celui-ci reproduit relativement bien les courbes de rabattements saisonniers de la plupart des forages et permet une comparaison des différents paramètres.

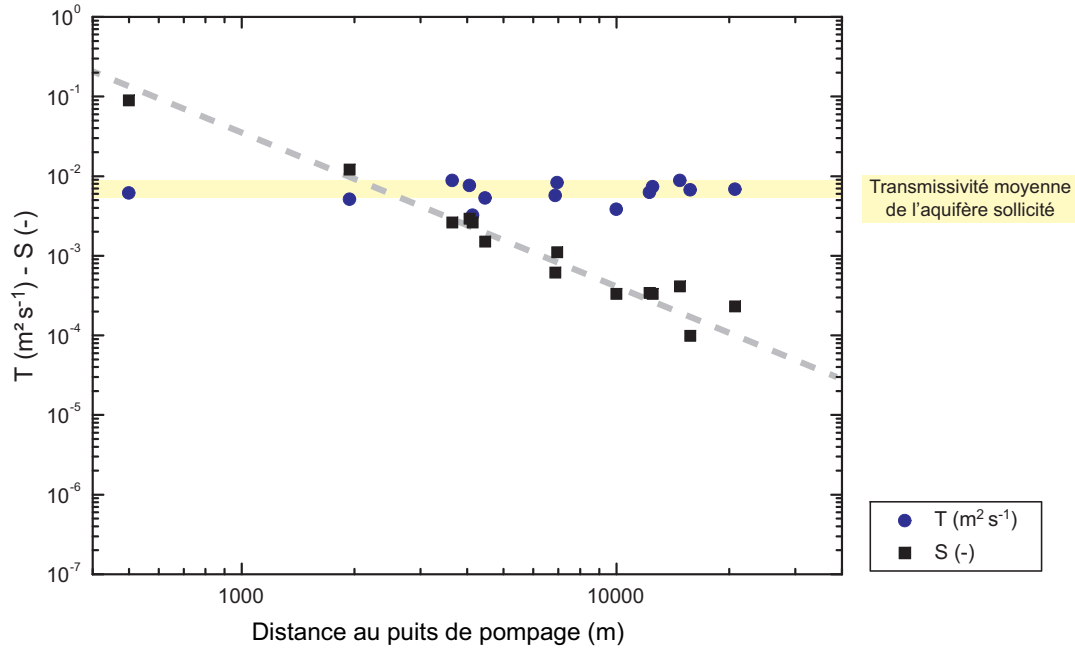


FIGURE 3.29 – Valeurs de transmissivité et de coefficient d’emmagasinement par rapport à la distance au pompage de la source du Lez (modèle de Theis, 1935)

Les valeurs de transmissivité obtenues sont proches de celle estimée au puits de pompage, avec une moyenne de $6.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ correspondant à la transmissivité globale de l’aquifère sollicité. Une analyse des rabattements saisonniers de la station de pompage du Lez réalisée sur sept cycles hydrologiques (1986, 1987, 1998, 2002, 2003, 2005 et 2006) confirme cette transmissivité qui est particulièrement stable d’une année sur l’autre (entre 6.0 et $6.9 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) (Jourde *et al.*, 2011).

Les coefficients d’emmagasinement varient de 9.8×10^{-5} à 8.9×10^{-2} (voir tableau 3.8). Ces deux valeurs extrêmes correspondent aux emmagasineurs des forages du Triadou (8.9×10^{-2}) et de Claret Brissac (9.8×10^{-5}). Or ces deux forages recoupent tous deux le réseau de drainage principal et présentent un comportement similaires aux pompes (groupe F, cf. figure 3.28). Les emmagasineurs obtenus ne semblent donc pas liés aux facteurs hydrogéologiques tels que degré de karstification entre les zones testées ou l’effet

de captivité locale de la nappe. Le forage du Triadou se situe à proximité du point de pompage (500 m), ce qui explique la forte valeur d'emmagasinement contrairement au forage de Claret Brissac qui est à l'extrémité du bassin hydrogéologique (16 km). Les emmagasinelements obtenus sont bien corrélés à la distance au puits de pompage (figure 3.29), ce qui implique une réponse en lien avec la bonne connectivité des forages suivis vis-à-vis du réseau de drainage principal pompé. A l'échelle saisonnière, ces forages sont donc bien connectés au drainage principal. Ceci peut s'expliquer par le choix initial du suivi piézométrique du bassin, avec un équipement concentré sur les forages présentant des réponses significatives aux variations de pression liées aux pompages de la source du Lez.

TABLEAU 3.8 – Paramètres hydrodynamiques estimés à l'échelle saisonnière à l'aide du modèle de Theis (1935).

	Distance	s	T	S	D=T/S
	(km)	(m)	(m ² s ⁻¹)	(-)	(m ² s ⁻¹)
Station Lez	0	22.1	6.3×10^{-3}		
Coutach	21	5.7	6.8×10^{-3}	2.3×10^{-4}	29.9
Carnas stade	15	6.2	8.8×10^{-3}	4.1×10^{-4}	21.5
Bois des Avants	4	14.7	3.2×10^{-3}	2.6×10^{-3}	1.2
Bois des Rosiers	12.5	12.8	7.3×10^{-3}	3.3×10^{-4}	22.1
Fontanès	10	16	3.8×10^{-3}	3.3×10^{-4}	11.5
St Gely du Fesc	4	12.8	7.6×10^{-3}	2.9×10^{-3}	2.60
Gour Noir	2	14.4	5.1×10^{-3}	1.2×10^{-2}	0.43
Ste Croix de Quintillargues	7	12.8	8.2×10^{-3}	1.1×10^{-3}	7.45
Mas de Martin	12.5	12.3	6.2×10^{-3}	3.4×10^{-4}	18.24
Bois de St Mathieu	7	21.4	5.7×10^{-3}	6.1×10^{-4}	9.34
Les Matelles	4	17.7	8.8×10^{-3}	2.6×10^{-3}	3.38
Triadou	0.5	20.6	6.1×10^{-3}	8.9×10^{-2}	0.07
Terrieu (P2)	4.5	20.6	5.3×10^{-3}	1.5×10^{-3}	3.53
Claret Brissac	16	20.6	6.7×10^{-3}	9.8×10^{-5}	68.23

3.3.3.2 Impact des pompages à la source du Lez à l'échelle journalière

- *Analyse spatiale*

Hétérogénéité horizontale du système : impact de la structure de l'aquifère

Sur l'ensemble du réseau piézométrique suivi, seuls quelques forages implantés au niveau de zones très diffusives répondent significativement aux variations de pression engendrées par les pompages journaliers. Ainsi les rabattements journaliers liés aux pompages du Lez sont clairement observés tout au long de l'année hydrologique au niveau des forages du Triadou, du Terrieu, de Claret Brissac (cf. figure 3.26 pour la localisation). De plus faibles variations (de moins de 10 cm) sont observées quotidiennement au niveau du forage de Gour Noir. Des rabattements journaliers sont aussi visibles pour le forage de Bois des Avants mais seulement ponctuellement lorsque son niveau piézométrique se situe entre 65.3 et 61 mNGF en période de hautes eaux (voir figure 3.30).

L'analyse des réponses sur ces différents forages a été réalisée pour deux cycles de pompage journalier : un en période de hautes eaux et un second en période de basses eaux (voir figure 3.30). La figure 3.31 présente les rabattements des forages en fonction du temps de pompage normalisé par rapport au carré de la distance du puits de pompage. Ceci permet de comparer les rabattements de différents forages localisés à différentes distances du puits de pompage.

Le forage de Gour Noir est relativement proche de la station de pompage (moins de 2 km) mais il répond peu aux variations de pression engendrées par les pompages : ses rabattements sont très faibles (quelques cm). La faible diffusivité de ce forage pourrait s'expliquer par sa position à l'Est d'une faille normale NE-SO le séparant de la source du Lez et pouvant "barrer" les écoulements perpendiculaires à sa direction ; ce qui induit une connexion moindre au réseau karstique liée aux conditions locales. En revanche, le forage de Claret Brissac qui est le plus éloigné du site de pompage (16 km) présente la réactivité la plus forte aux pompages. Ce forage est positionné le long de la faille de Corconne (dans le compartiment ouest) et est directement connecté au réseau de drainage de la source du Lez. Les forages du Terrieu et de Bois des Avants (très proches géographiquement) ont un comportement similaire en période de hautes eaux alors qu'en période de basses eaux leurs rabattements sont très différents. Le forage de Bois des Avants ne répond quasiment plus aux pompages du Lez alors que ceux du Terrieu présentent des rabattements très proches du puits de pompage. Ceci met en évidence la présence d'un niveau conducteur très réactif sur cette zone pouvant se déconnecter hydrauliquement lors de la diminution du niveau piézométrique pour le forage de Bois des Avants. Le forage du Triadou se

trouve juste à côté de la station de pompage (530 m) et répond bien aux pompages puisqu'il recoupe plusieurs drains connectés à la source. Ses rabattements sont un peu plus faibles que ceux du Terrieu ce qui pourrait s'expliquer par un emmagasinement fort de cette zone extrêmement karstifiée.

Les rabattements journaliers sont hétérogènes et non corrélés à la distance au puits de pompage. Les réponses hydrodynamiques dépendent de l'hétérogénéité du réseau d'écoulement. On voit clairement ici l'impact de la structure du réservoir avec notamment le rôle des failles et la présence de niveaux conducteurs pouvant être déconnectés en fonction des conditions hydrologiques.

TABLEAU 3.9 – Propriétés hydrodynamiques pour les pompages du Lez en période de hautes eaux (27/02/2013) et en période de basses eaux (20/08/2013) (voir figure 3.31).

	Hautes eaux (27/02/2013)			Basses eaux (20/08/2013)		
	T	S	D=T/S	T	S	D=T/S
	(m ² s ⁻¹)	(-)	(m ² s ⁻¹)	(m ² s ⁻¹)	(-)	(m ² s ⁻¹)
Station Lez	0.95			0.15		
Gour Noir				0.12	4.4×10^{-3}	28.3
Bois des Avants	0.90	2.3×10^{-4}	3933			
Claret Brissac	1.48	5.1×10^{-5}	29175	0.15	1.4×10^{-5}	10658
Triadou	0.94	1.9×10^{-2}	48	0.14	8.8×10^{-3}	16
Terrieu (P13)	0.90	1.4×10^{-4}	6579	0.15	8.9×10^{-5}	1628
Terrieu (P15)	0.91	1.3×10^{-4}	6979	0.15	7.8×10^{-5}	1929

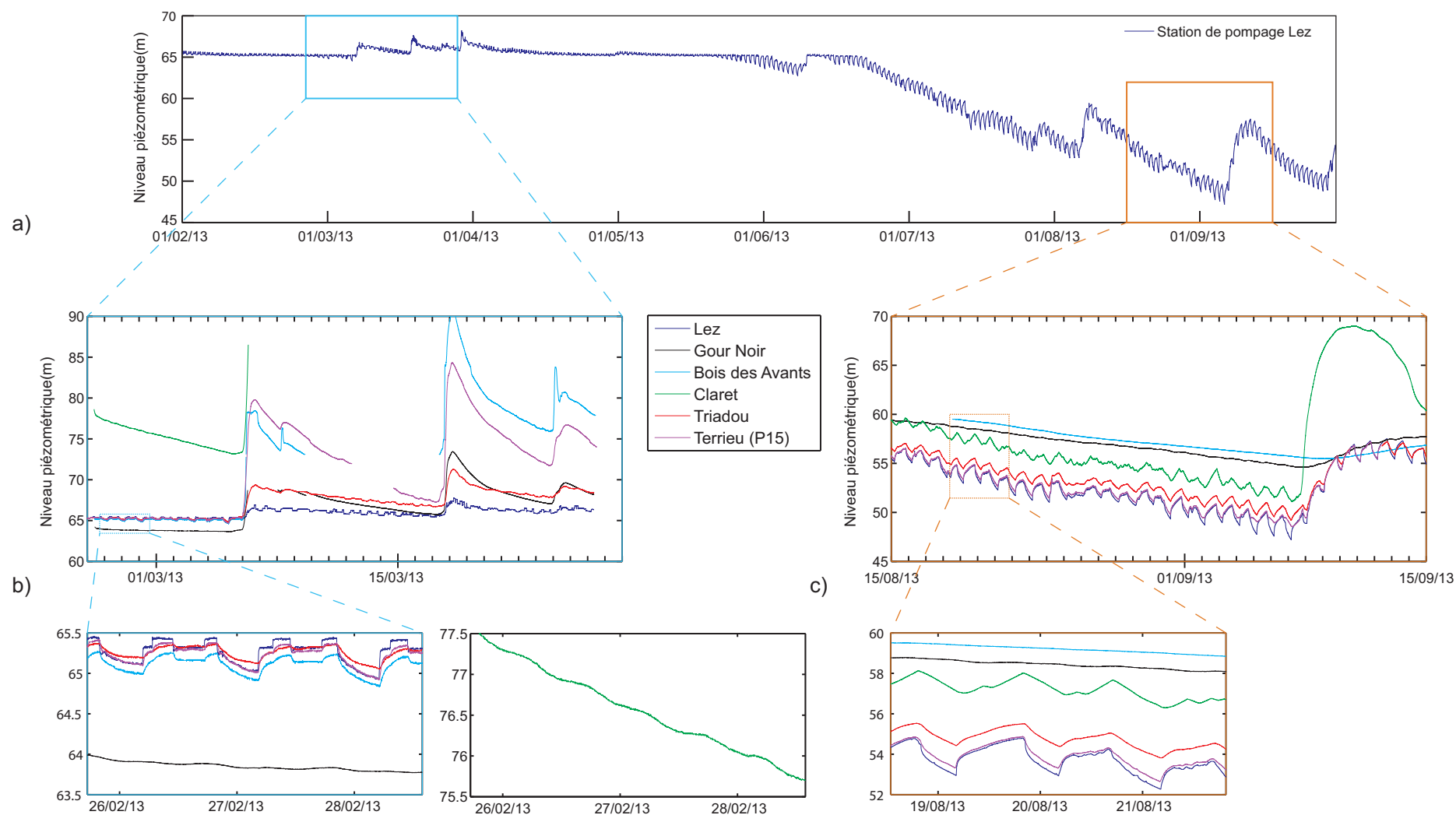


FIGURE 3.30 – Suivi haute fréquence ($t=1\text{min}$) des effets des pompages journaliers sur les forages les plus diffusifs. a) Chronique piézométrique de la station de pompage du Lez de janvier à octobre 2013; b) Influence des pompes en période de hautes eaux (mars 2013); c) Influence des pompes en période de basses eaux (août 2013)

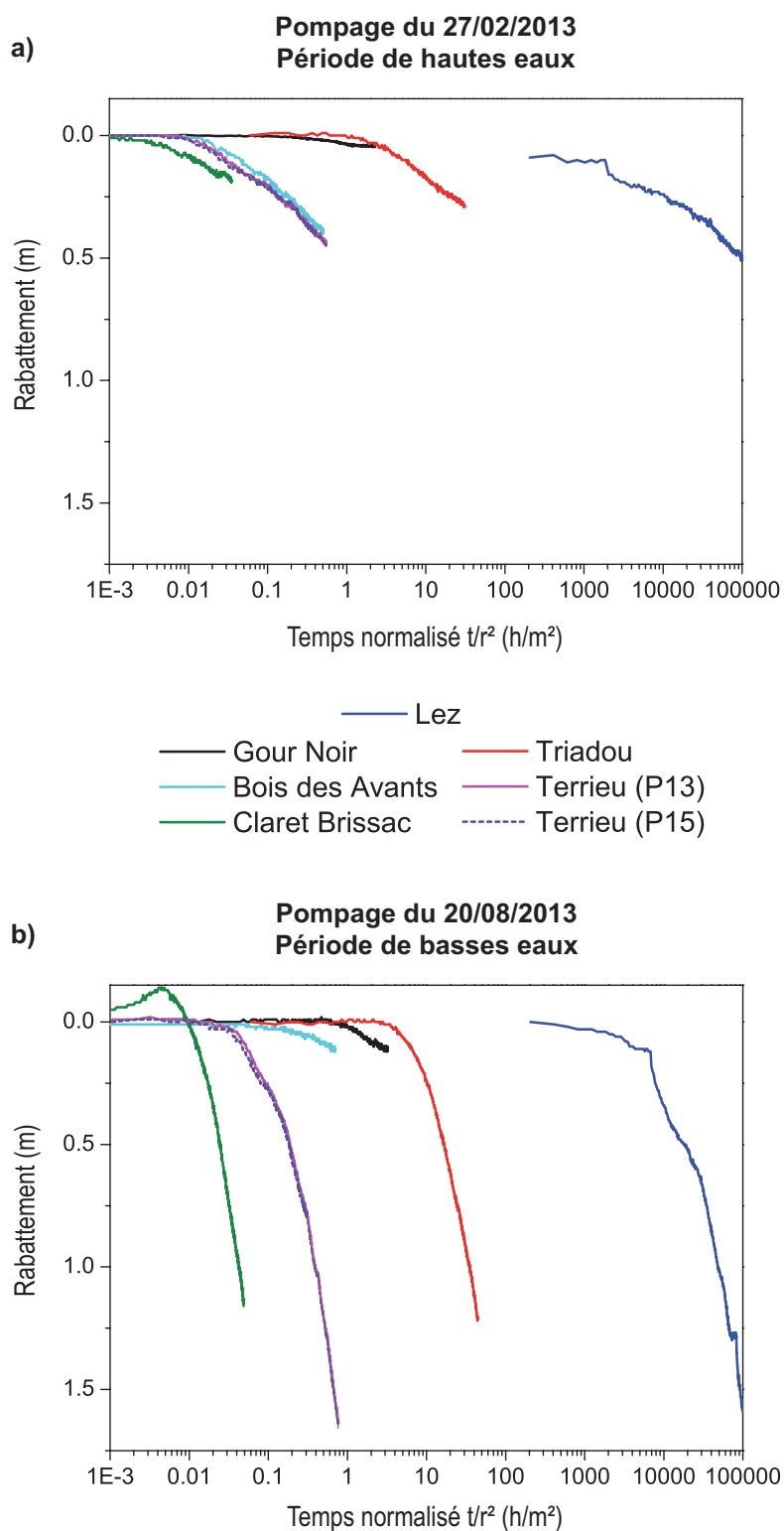


FIGURE 3.31 – Réponses hydrodynamiques observées sur les forages du Lez, de Gour Noir, de Bois des Avants, de Claret Brissac, du Triadou, et du Terrieu (P13 et P15) a) en une période de hautes eaux (pompage du 27/02/2013) et b) en période de basses eaux (pompage du 20/08/2013)

Hétérogénéité verticale du système : rôle de l'interface stratigraphique (Berriasien-Kimméridgien)

Un suivi des variations de pression liées aux pompages du Lez a été effectué au niveau de la zone karstifiée de P15 sur le site expérimental du Terrieu. Le dispositif de double obturateurs a été mis en place afin d'isoler le drain situé au niveau d'un changement de lithologie (*a priori* passage des calcaires marneux du Berriasien aux calcaires massifs jurassiques, voir log géologique de la figure 3.30a). Les mesures de pression ont été réalisées pour les zones au-dessus et en dessous des obturateurs, et au niveau de l'interface. La figure 3.32 présente les courbes de rabattement mesuré lors du pompage du Lez.

L'analyse des rabattements des trois zones isolées par obturateurs a été réalisée grâce au modèle de Theis (1935). La transmissivité obtenue est identique pour ces trois éléments ($T \simeq 2.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) : elle correspond à la transmissivité globale en période de basses eaux que l'on obtient sur l'ensemble des forages recoupant ces zones de drainage (voir parties ci-dessus et ci-dessous). Le drain situé au niveau de l'interface stratigraphique a un emmagasinement de 3.5×10^{-5} du même ordre de grandeur que les emmagasineurs estimés pour le forage de Claret Brissac sur des cycles courts (pompages journaliers) ou longs (pompages saisonniers). Alors que l'emmagasinement de la matrice calcaire fracturée située au-dessus et en dessous de l'interface karstifiée est environ 40 fois plus fort avec une valeur de 1.4×10^{-3} .

Le faible emmagasinement de cette interface confère au site son caractère extrêmement diffusif en lien avec la connectivité au réseau de drainage principal du système pompé. Les interférences mesurées au niveau des différents forages du site du Terrieu présentent des rabattements forts liés aux variations de pression de cette interface. La réponse globale de cette zone est donc principalement déterminée par les écoulements au niveau de cette interface.

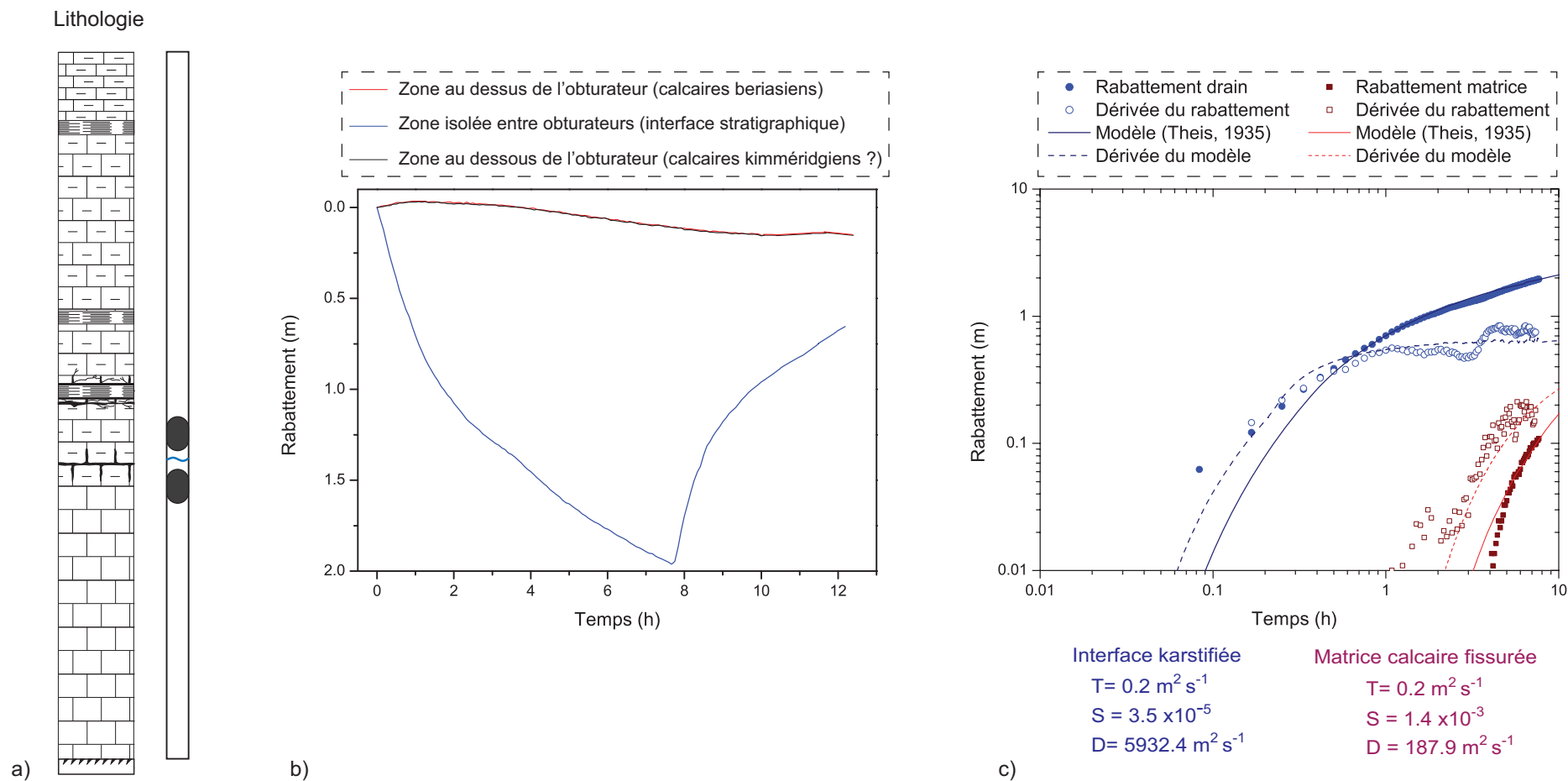


FIGURE 3.32 – Rôle de l'interface stratigraphique (Berriasien-Kimméridgien) dans l'organisation des écoulements à l'échelle régionale. a) Log lithologique et position du système de double obturateurs sur le forage P15 du site expérimental du Terrieu ; b) Mesures des rabattements liés au pompage du Lez ; c) Interprétation de la descente et paramètres hydrodynamiques estimés

- *Analyse temporelle*

Impact des conditions hydrologiques sur le système

La figure 3.33 présente les données piézométriques du Triadou pour la période d'avril à juillet 2012. Pour des pompages de même débit (figure 3.33b), on constate que les rabattements sont différents en fonction de l'état hydrologique du système. Les rabattements sont relativement faibles en période de hautes eaux lorsque la source coule à la vasque. Au fur et à mesure du tarissement de la source, les rabattements liés aux pompages de la source du Lez s'amplifient régulièrement avec l'abaissement de la nappe, jusqu'à atteindre un niveau de rabattement maximum. Les évolutions piézométriques sur ces forages sont caractérisées par un niveau singulier qui correspond à la transition entre un écoulement à charge pseudo-constante (débordement de la source) et un écoulement à charge variable (arrêt du débordement) (Droque et Delaunay, 1992).

L'analyse de chacun de ces cycles de pompage est présentée sur les figures 3.33 et 3.34. Les paramètres hydrodynamiques estimés évoluent sensiblement en fonction des écoulements à la source (voir figures 3.33 et 3.34) :

- lorsque la source coule ($Q_{\text{vasque}} > Q_{\text{pompe}}$), les valeurs de transmissivité et d'emmagasinement sont relativement élevées avec une transmissivité moyenne supérieure à 1 et un coefficient d'emmagasinement d'environ 1.6×10^{-2} pour le forage du Triadou et d'environ 1.0×10^{-4} pour les forages du Terrieu (P17 et P20) ;
- lorsque le débit d'écoulement de la source est équivalent au débit pompé la transmissivité diminue d'un ordre de grandeur ($T = 3.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) et le coefficient d'emmagasinement reste similaire,
- lorsque le débit de la source devient inférieur au débit de pompage ($Q_{\text{vasque}} < Q_{\text{pompe}}$) ou lorsque la source est tarie ($Q_{\text{vasque}}=0$), la transmissivité reste stable autour de $2.0 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ alors que le coefficient d'emmagasinement diminue de moitié.

L'évolution des paramètres hydrodynamiques est similaire pour les forages du Triadou et du Terrieu (voir figure 3.34), seules les valeurs d'emmagasinement diffèrent d'environ deux ordres de grandeurs entre ces deux sites. Cela est en lien avec la diffusivité élevée de ces zones qui réagissent de manière similaire et à la distance entre les deux sites qui induit presque un facteur 100 sur le calcul de l'emmagasinement par la solution de (Theis, 1935).

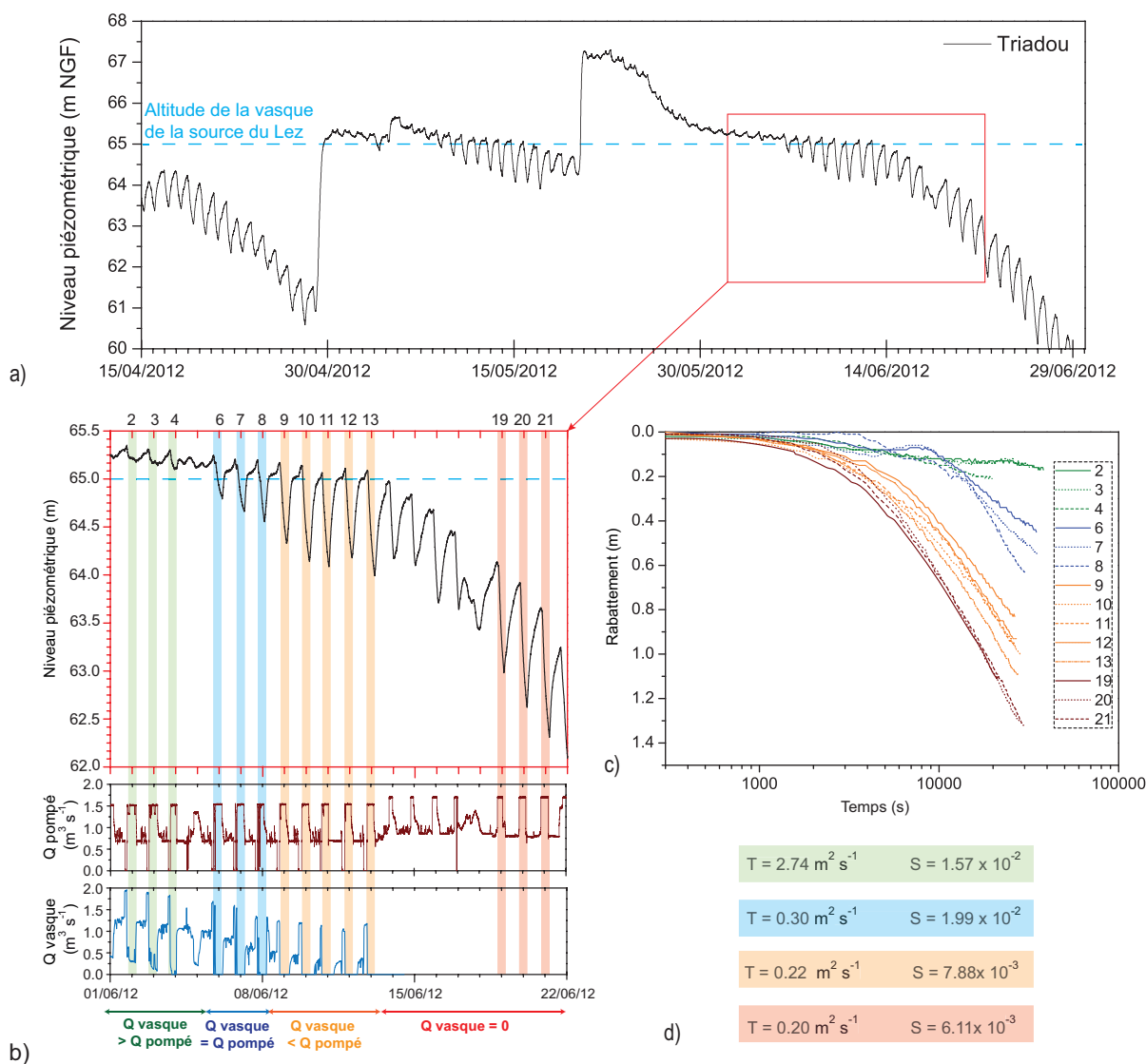


FIGURE 3.33 – Influence des conditions hydrologiques sur la réponse hydrodynamique du forage du Triadou. a) Niveau piézométrique du forage du Triadou d’Avril à Juin 2012 ; b) Variations piézométriques (en noir) liées aux débits pompés (en rouge) et aux débits s’écoulant à l’exutoire (en bleu) ; c) comparaison des rabattements en fonction des cycles de pompage ; d) paramètres hydrodynamiques moyens pour les différentes conditions hydrologiques

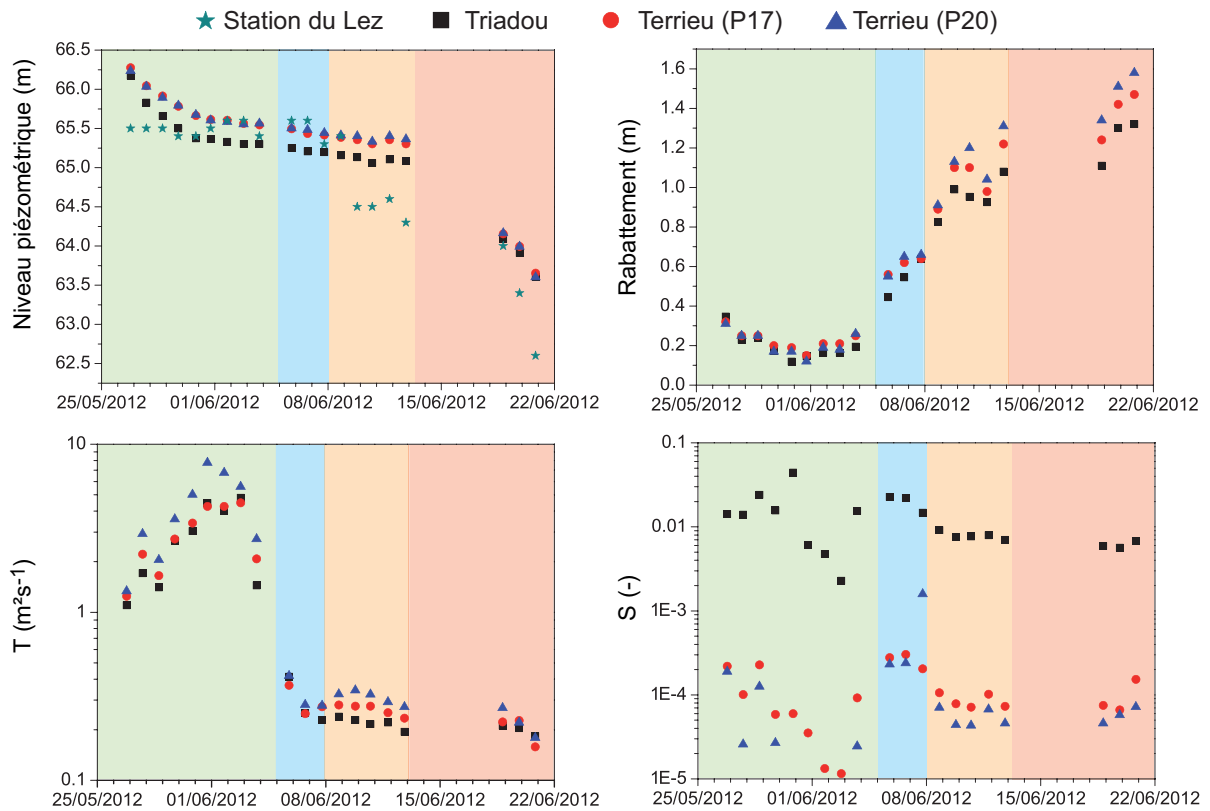


FIGURE 3.34 – Comparaison de l'évolution des paramètres du forage du Triadou et de deux forages du Terrieu (P17 et P20) en fonction du cycle hydrologique (analyse par la méthode de Theis, 1935).

3.3.3.3 Bilan des investigations à l'échelle régionale

L'analyse des réponses hydrodynamiques des différents piézomètres met en évidence une forte variabilité spatio-temporelle des propriétés hydrodynamiques ainsi qu'une hiérarchisation des écoulements du bassin.

Pour des longues périodes, l'analyse des rabattements saisonniers liés aux pompages du Lez permet d'identifier des compartiments hydrodynamiques en lien avec la géologie du bassin. La faille de Corconne a une fonction de barrière-conducteur hydraulique à l'échelle régionale. En effet, à l'Ouest de la faille de Corconne, l'aquifère présente globalement une connectivité à la source dépendante de l'état hydraulique du système. En période de basses eaux, ce compartiment semble totalement déconnecté de la source puisqu'il garde des charges hydrauliques élevées et stables au cours de l'étiage. Cependant des traçages ont prouvé la connexion hydraulique en période de hautes eaux. Il est probable que les sources de débordement situées le long de la faille (par exemple la source du Lirou) jouent le rôle de connecteur puisque les traçages ne sont passés que lorsque ces sources coulaient. La faille de Corconne jouerait donc un rôle de barrière pour le compartiment Ouest en limitant les écoulements souterrains directement vers la source du Lez en période d'étiage. En revanche, les forages situés le long de cette zone de faille présente une connectivité hydraulique forte avec des comportements similaires à ceux de la source. Un drainage préférentiel *via* une karstification développée suivant l'axe de la faille explique ce comportement. Par ailleurs, la présence de plusieurs pertes connectées à la source du Lez le long de cette zone de faille (voir figure 2.14, chapitre 2) démontrent le rôle de conducteur hydraulique de la faille de Corconne. La partie Est du bassin a une compartimentation complexe horizontalement et verticalement de par sa fracturation intense mettant en contact différentes couches géologiques. Les différentes réponses mettent en évidence des niveaux conducteurs qui se dénoient lors de la baisse du niveau piézométrique.

L'analyse des paramètres hydrodynamiques obtenus pour une interprétation des pompages à l'échelle saisonnière indique une transmissivité globale du système d'environ $6.3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et des emmagasineurs moyens entre 10^{-4} et 10^{-3} corrélées aux distances vis-à-vis de la station de pompage.

Les forages recoupant les zones les plus diffusives (zones de drainage principal) réagissent aux pompages journaliers du Lez. L'analyse de ces cycles courts renseigne sur les paramètres hydrodynamiques des principaux éléments conducteurs du système. Ainsi la transmissivité des zones de drain est de l'ordre de $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et leur emmagasinement

est de l'ordre de 10^{-5} . L'isolement du drain au niveau de l'interface stratigraphique sur le site du Terrieu conforte ces différentes observations avec une valeur d'emmagasinement de 3.5×10^{-5} au niveau du drain et de 1.4×10^{-3} pour les calcaires fracturés au-dessus et en-dessous de cette interface.

L'analyse des pompages à l'échelle événementielle (chaque cycle de pompage) est donc complémentaire de l'analyse à l'échelle de temps des cycles longs : cela permet une discrétisation des paramètres hydrodynamiques des différents éléments du karst. Ainsi la zone de drainage principal présente des transmissivités fortes de l'ordre de $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et des emmagasineurs faibles de l'ordre de 10^{-5} alors que la matrice fracturée a une transmissivité de l'ordre de $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ avec un emmagasinement variable entre 10^{-4} et 10^{-3} en fonction de la connectivité au réseau de drainage.

De plus, les paramètres estimés sont affectés par l'état hydrologique du système. La variation des paramètres peut être en lien avec la variabilité d'envoie de zones supérieures (par exemple la zone épiphréatique) qui active ou désactive des conduits en surface. L'importance des effets des pompages du Lez dépend des conditions hydrologiques avec des rabattements mesurés relativement faibles en condition de hautes eaux et plus importants lorsque la source s'arrête de couler. L'analyse des paramètres hydrodynamiques sous ces différentes conditions montre une diminution des paramètres avec l'assèchement de la source. Ainsi, en condition de basses eaux (source du Lez tarie), les propriétés intrinsèques du système peuvent être caractérisées sans effet de drainance de la zone épiphréatique. Les valeurs de transmissivité et d'emmagasinement sont alors plus représentatives de notre réservoir karstique.

3.4 Discussion et perspectives

La caractérisation hydrodynamique de l'aquifère karstique du Lez a permis d'identifier les structures pertinentes et d'estimer leurs propriétés hydrauliques à différentes échelles spatiales et temporelles.

3.4.1 Effet d'échelle sur les propriétés hydrodynamiques

3.4.1.1 Variabilité des transmissivités

Les valeurs de transmissivité, d'emmagasinement et de diffusivité estimées pour les différentes échelles d'investigation sont synthétisées dans les figures 3.35, 3.36 et 3.37. Les données de transmissivité sont complétées par les résultats de précédentes études : i) à l'échelle du forage, des données issues de diagraphies de débit réalisées sur certains forages du Terrieu par Lods (2000) (en vert sur la figure 3.35a) et ii) à l'échelle du site, des données issues de pompages réalisés sur certains forages du site expérimental du Terrieu par Jazayeri Noushabadi (2009) (en rouge sur la figure 3.35b).

Il apparait qu'à l'échelle du forage, les valeurs de transmissivité sont très variables avec une gamme de mesures variant de $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ à $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en fonction des structures testées (figure 3.35a). La variabilité des transmissivités diminue avec l'échelle de mesure. A l'échelle du site, nous avons obtenu des valeurs d'environ $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ lors de notre essai de pompage sur P0 et les données fournies par Jazayeri Noushabadi (2009) varient entre $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ selon de la position du puits de pompage recoupant des zones de drains karstifiés ou de fractures ouvertes (Jazayeri Noushabadi, 2009 ; Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011). A l'échelle régionale les valeurs de transmissivité obtenues sont comprises entre $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ suivant les conditions hydrologiques et les durées des pompages réalisés au niveau du conduit terminal du réseau de drainage de la source du Lez.

Il est généralement admis que la transmissivité moyenne des milieux fracturés et karstiques augmente avec l'échelle de mesure (Clauser, 1992 ; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013 ; Király, 1975 ; Le Borgne *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Martinez-Landa et Carrera, 2005 ; Rovey II, 1994 ; Rovey II et Cherkauer, 1995 ; Sauter, 1991 ; Schulze-Makuch *et al.*, 1999). Cette tendance globale est confirmée pour l'aquifère du Lez. Néanmoins, une transmissivité commune aux trois échelles de mesure est estimée autour de $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, ce qui correspond au réseau de drainage karstifié testé.

Comparaison et limites des méthodes de mesure à l'échelle du forage

A l'échelle du forage, nous avons utilisé trois méthodes différentes afin de caractériser la variabilité verticale des transmissivités au sein des forages.

Les essais d'injection entre obturateurs offrent une gamme de mesure limitée à des transmissivités supérieures à $10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et inférieures à $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Shapiro et Hsieh, 1998). Ainsi nous pouvons difficilement tester les zones les plus transmissives qui sont les éléments conducteurs les plus importants (drains karstiques). Néanmoins cette méthode permet d'estimer des transmissivités des différents éléments du karst et d'obtenir des valeurs *in situ* de la matrice fracturée, difficilement mesurable avec d'autres méthodes de mesure hydrodynamique.

La réalisation de chocs hydrauliques permet un plus grand nombre de mesures, en moins de temps que pour les essais d'injection. Cependant, pour une même zone testée, les transmissivités estimées au moyen d'essais par choc hydraulique se sont révélées plus élevées que celles estimées avec les essais en injection. Ceci s'expliquerait par la valeur du rayon d'investigation de ces méthodes : l'essai d'injection investit probablement une zone de plus large dimension autour du forage (plus loin dans les fractures), alors qu'un essai par choc hydraulique investit une zone très proche du forage. Butler et Healey (1998) ont montré que les essais par choc hydraulique peuvent être fortement influencés par l'altération du forage. Une fracture ouverte interceptant le forage peut générer un effet de skin négatif, ce qui peut alors induire une surestimation, jusqu'à un ordre de grandeur, de la transmissivité moyenne de la formation au voisinage du forage. Il semble donc raisonnable de donner d'avantage de poids aux résultats issus des essais d'injection qu'à ceux issus de chocs hydrauliques.

Au forage du Triadou, la diagraphie de débit au micro-moulinet a permis de localiser les principales arrivées d'eau et d'estimer leur transmissivité. Des valeurs de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ont été obtenues. Etant donné la sensibilité de l'hélice, cette méthode ne permet pas de mesurer les zones moins transmissives comme pour les essais entre obturateurs. L'utilisation d'un débitmètre électromagnétique ou d'un "heat-pulse", plus sensibles, permettrait de mesurer des transmissivités plus faibles et d'augmenter la résolution des mesures (Lods, 2000 ; Paillet, 1998).

Ainsi à l'échelle du forage, les méthodes utilisées investiguent des zones différentes du système, ce qui aboutit à une gamme extrêmement large de transmissivité. Les essais par choc hydraulique investissent une zone très proche autour du forage et semblent être sensibles à l'altération des fractures. Les essais d'injection fournissent des informa-

tions intéressantes pour des zones de transmissivité inférieure à $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ mais ne permettent pas de tester les éléments conducteurs majeurs du système. Les diagraphies de débit au micro-moulinet peuvent être utilisées pour calculer les transmissivités des zones conductrices, mais elles sont peu sensibles aux zones faiblement transmissives. Le choix des méthodes de mesure doit tenir compte des éléments que nous voulons tester (matrice fracturée, fractures, ou drains). Le couplage de ces différentes méthodes d'investigation permet d'obtenir une gamme d'échantillonnage large et de pouvoir caractériser les différents éléments constitutifs du karst de façon fiable.

Transmissivités obtenues par essais de pompage à la source du Lez pour différentes échelles de temps

L'analyse des pompages journaliers à la source du Lez renseigne des fortes transmissivités supérieures à $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. L'analyse des essais de pompage à l'échelle saisonnière (sur plusieurs semaines lors de la décrue saisonnière) indique une transmissivité globale du site de l'ordre de $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Les temps courts de l'essai de pompage caractérisent donc les éléments les plus conducteurs (drains les plus développés), puis le volume investigué augmente et intègre alors la réponse des fractures et éventuellement de la matrice fissurée. La transmissivité globale estimée pour des temps longs est donc logiquement inférieure à celle des drains obtenue pour des temps plus courts.

3.4.1.2 Variabilité des emmagasineurs et diffusivités hydrauliques

Peu d'études fournissent des informations sur les valeurs d'emmagasinement, et par conséquent sur la diffusivité des milieux karstiques pour différentes échelles d'investigation. Cela est probablement dû au fait que l'emmagasinement est un paramètre plus discutable que la transmissivité, qui bien souvent dépend du modèle utilisé. En effet, [Bodin et al. \(2012\)](#) comparent les paramètres obtenus pour les mêmes essais de pompage sur un aquifère carbonaté à l'aide de cinq modèles d'interprétation différents. Alors qu'ils obtiennent les mêmes gammes de transmissivité, les emmagasineurs varient d'un à deux ordres de grandeur en fonction de la solution choisie. Ce paramètre permet donc une analyse comparative entre différents points d'observation mais reste discutable du point de vue quantitatif. Dans notre cas, nous avons utilisé la même solution pour interpréter les différents essais, ce qui nous permet de comparer les valeurs d'emmagasinement et de diffusivité sur les différents forages et à différentes échelles.

L'estimation du coefficient d'emmagasinement ne peut se faire que pour des essais d'interférences, il n'a pas de sens à l'échelle du forage. Les valeurs d'emmagasinement et de diffusivité associée sont donc renseignées uniquement à l'échelle du site et à l'échelle régionale grâce aux interprétations des essais de pompage (voir figure 3.36 et 3.37). Les coefficients d'emmagasinement varient globalement entre 10^{-6} et 10^{-1} que ce soit à l'échelle du site ou à l'échelle régionale (voir figure 3.36). Les diffusivités obtenues varient entre $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ à l'échelle du site, et entre $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ à l'échelle régionale (voir figure 3.37).

3.4.1.3 Impacts de la connectivité

Le concept de connectivité a été utilisé par [Sánchez-Vila *et al.* \(1996\)](#) pour expliquer les écarts de valeurs de transmissivité effective entre l'interprétation des données de terrain et les modèles numériques stochastiques. Ils suggèrent que les zones de forte transmissivité sont mieux connectées que les zones de plus faible transmissivité, ce qui explique les effets d'échelle sur la transmissivité classiquement observés pour les milieux hétérogènes. Dans notre cas, la connectivité des différents forages d'observation au réseau de drainage principal expliquerait les valeurs fortes de transmissivité estimées lors des essais de pompage à l'échelle du site et à l'échelle régionale. Les zones moins transmissives testées à l'échelle du puits sont moins représentées (plus difficilement testables) à plus grande échelle car moins bien connectées.

En dehors des emmagasineurs ou diffusivités interprétés pour les pompages journaliers à l'échelle régionale (qui concernent les zones les plus connectées au réseau de drainage principal), les valeurs obtenues sont globalement similaires à l'échelle du site et à l'échelle régionale. Lors de pompages longue durée à l'échelle du site ou à l'échelle régionale (échelle saisonnière), l'ensemble du système est sollicité (réseau de drainage principal et secondaire). La variabilité de la connectivité des points d'observation vis-à-vis de la zone de pompage expliquerait la variabilité de valeurs d'emmagasinement obtenues. Les pompages journaliers à la source du Lez permettent d'estimer les paramètres relatifs au réseau de drainage principal sollicité par les pompages séquentiels analysés (voir partie 3.3.3.2). Ainsi la diffusivité particulièrement élevée provient des valeurs de transmissivité élevées et des valeurs d'emmagasinement relativement faibles caractéristiques d'une connectivité élevée au réseau karstique principal. On remarquera par ailleurs que la diffusivité est plus forte en période de hautes eaux ce qui semble indiquer une réactivité du système maximum lorsque la source du Lez déborde.

Les études numériques et analytiques menées par [Knudby et Carrera \(2006\)](#) ; [Meier et al. \(1998\)](#) ; [Sánchez-Vila et al. \(1999\)](#) ont montré que la notion de connectivité explique mieux les estimations d'emmagasinement obtenues à partir des interprétation des données d'essais de pompage *via* des modèles de type milieu homogène (modèle de [Theis, 1935](#) ou méthode de Jacob). En effet, pour ces modèles, l'emmagasinement est fonction du temps d'arrivée du front de dépression au puits d'observation ; une connectivité élevée se traduit donc un emmagasinement faible artificiellement et donc par une diffusivité hydraulique élevée. L'hétérogénéité du milieu provoque une estimation de l'emmagasinement différent des valeurs réelles du milieu (c'est-à-dire différente des valeurs de porosité réelle).

Dans une étude sur les milieux fracturés cristallins, [Jiménez-Martínez et al. \(2013\)](#) montrent que l'emmagasinement tend à augmenter avec l'échelle d'investigation, tandis que la diffusivité tend à diminuer avec l'échelle d'investigation. Les auteurs supposent qu'une contribution de la roche altérée qui a une porosité plus grande que les fractures (concept de double-porosité) pourrait expliquer ses résultats. De plus, dans ce type d'aquifère, le réseau de drainage n'est pas autogénéré par un processus hydraulique, mais par la tectonique et la stratigraphie. L'efficacité du drainage est donc moins bonne et tend à diminuer lorsque l'échelle augmente car la probabilité d'un chemin connecté sur toute la longueur diminue avec l'échelle ([Bour, 1997](#) ; [Guihéneuf et al., 2014](#)). Or dans les karsts, le réseau karstique est une structure autogénérée de façon à drainer efficacement l'ensemble de l'aquifère. La diffusivité apparente du réseau n'augmente donc pas (ou très peu) avec l'échelle, mais est dépendante localement à la connectivité au réseau de drainage.

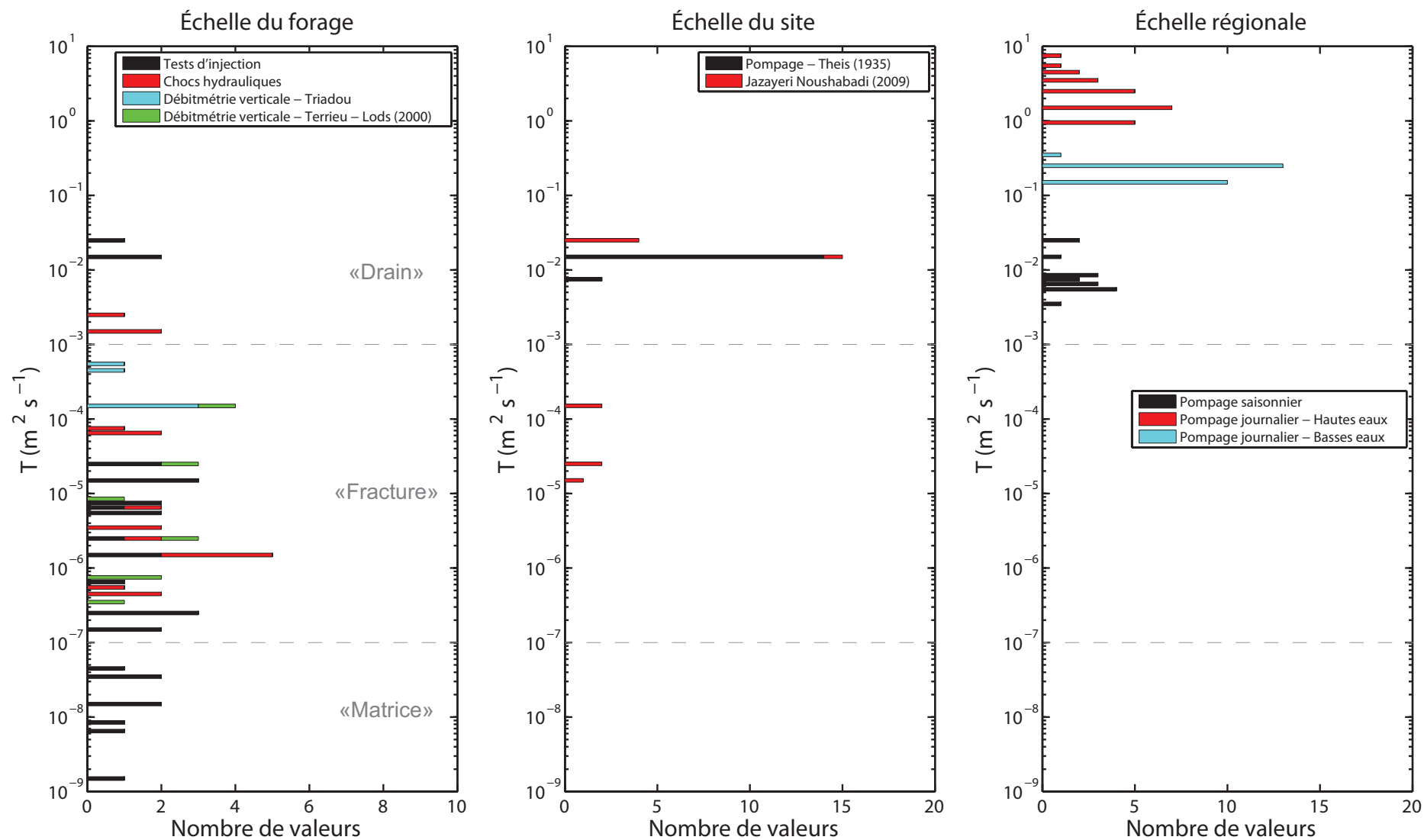


FIGURE 3.35 – Transmissivités estimées à partir de différentes méthodes pour la caractérisation de l'aquifère karstique du Lez a) à l'échelle du forage (injections et chocs hydrauliques entre obturateurs, débitmétrie verticale), b) à l'échelle du site (essais de pompage sur le site expérimental du Terrieu) et c) à l'échelle régionale (interférences des pompages du Lez à l'échelle journalières et saisonnière).

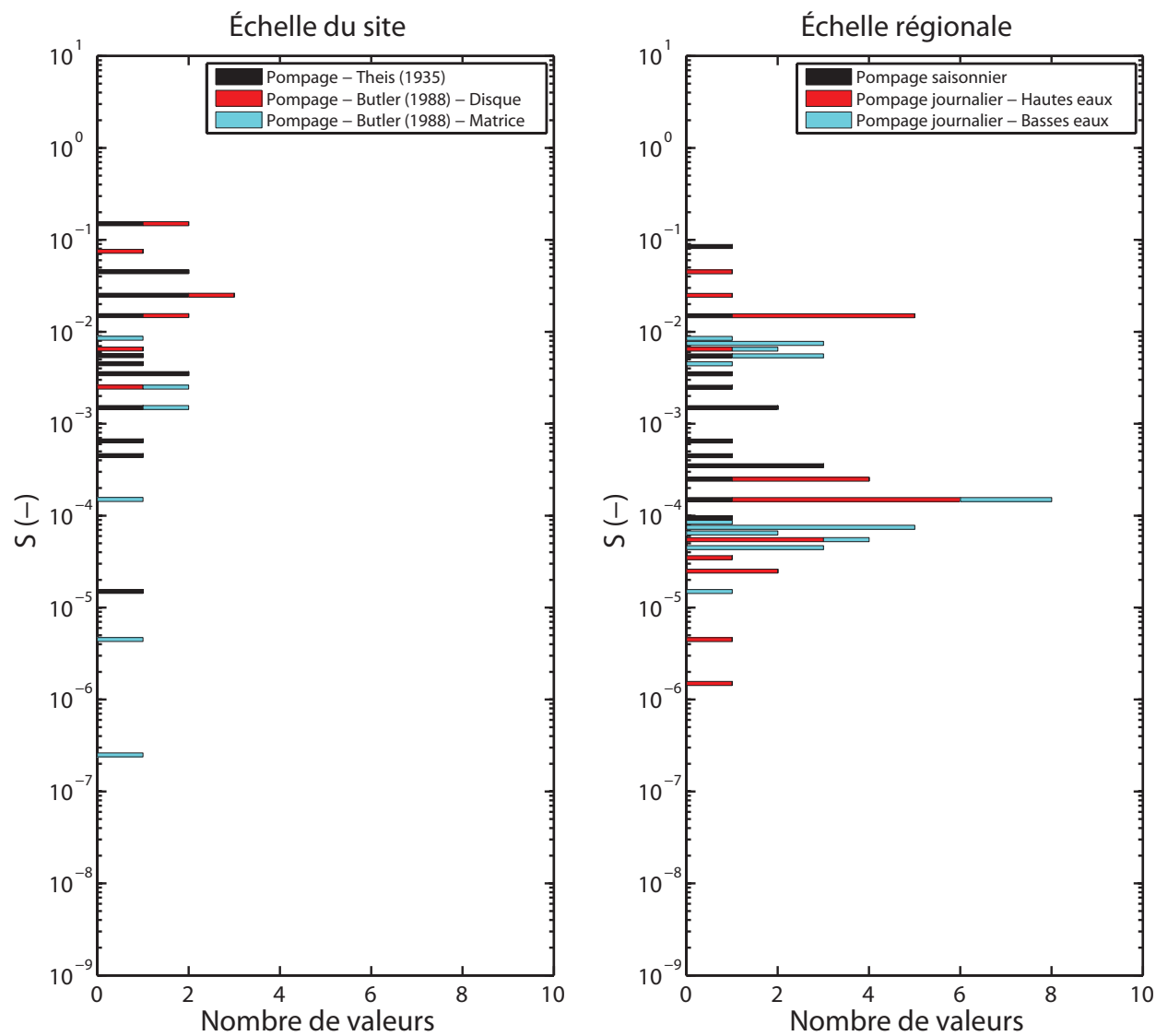


FIGURE 3.36 – Emmagasins estimés à partir des essais d’interférence, a) à l’échelle du site (essais de pompage sur le site expérimental du Terrieu) et b) à l’échelle régionale (interférences des pompes du Lez à l’échelle journalières et saisonnière).

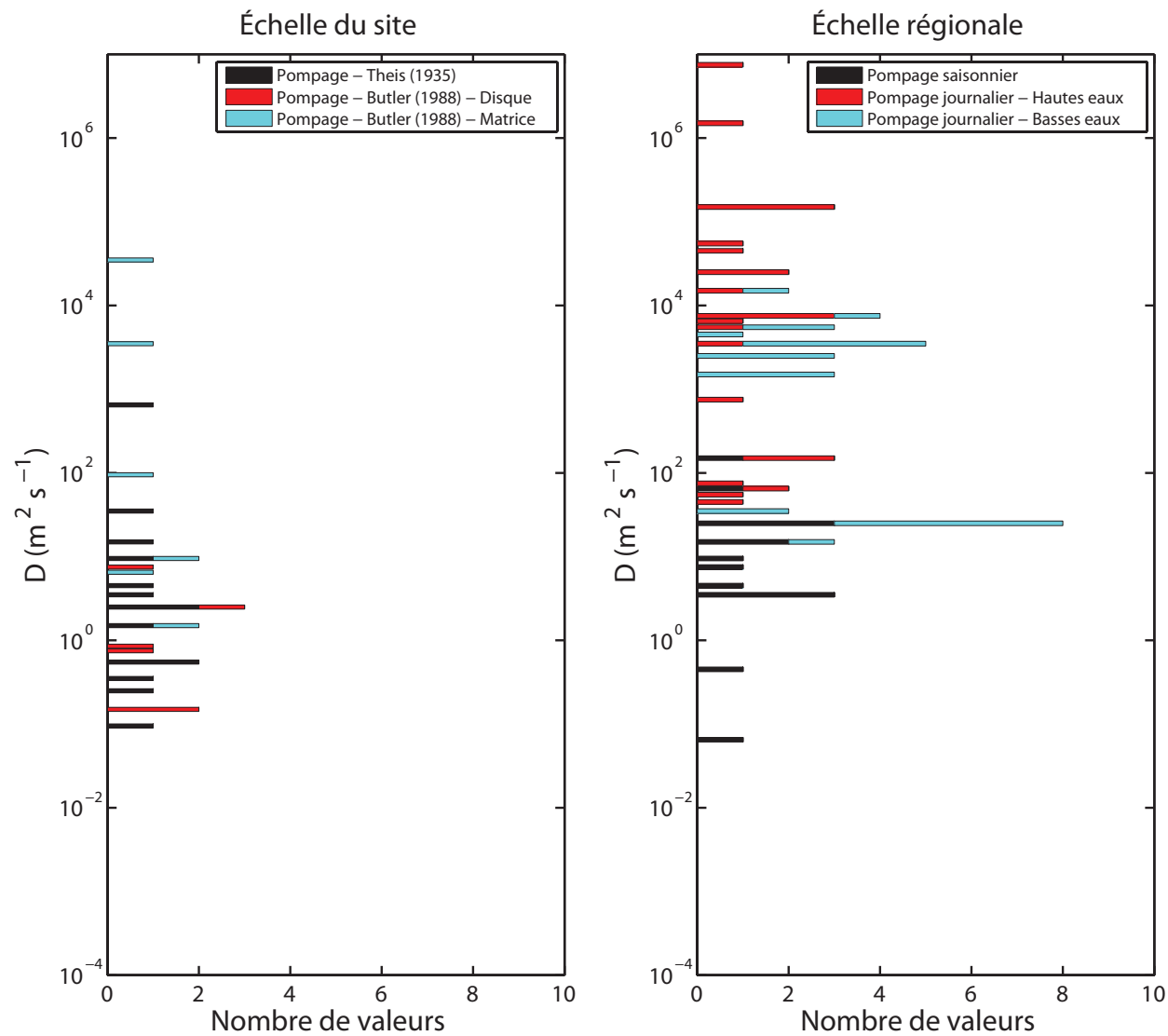


FIGURE 3.37 – Diffusivités hydrauliques estimées à partir des essais d'interférence, a) à l'échelle du site (essais de pompage sur le site expérimental du Terrieu) et b) à l'échelle régionale (interférences des pompes du Lez à l'échelle journalières et saisonnière).

3.4.2 Rôle des hétérogénéités sur l'organisation des chemins d'écoulement

La confrontation entre les directions structurales (renseignées par les rosaces de fracturation) et les directions préférentielles des écoulements (*via* le réseau karstique principalement) indique que les écoulements s'organisent suivant certains axes de fracturation. En effet, à l'échelle du site, les directions d'écoulements sont bien corrélées avec les deux directions principales de fracturation (N070 et N140). A l'échelle régionale, l'organisation des écoulements dépend d'autres grands axes de fracturation (N045 et N150 principalement). La faille de Corconne semble jouer à la fois le rôle de barrière hydraulique entre le compartiment est et ouest du bassin, mais aussi un rôle d'axe d'écoulement principal avec un réseau de drainage fortement développé le long de la zone de faille. Le compartiment Est est particulièrement fracturé, ce qui engendre une hétérogénéité des comportements hydrodynamiques. L'organisation des écoulements suivant les principaux axes de fracturation est classiquement observés dans les karsts (Eraso, 1986 ; Grillo et Drogue, 1977 ; Király, 1968). Grillo et Drogue (1977) ont montré que la mise en place sélective des axes d'écoulements karstiques, sur certains types de fractures, dépend de l'évolution structurale de la région considérée. En effet, le développement de la karstification serait favorisé par des écoulements préférentiels suivant des fractures ouvertes (Eraso, 1986 ; Grillo et Drogue, 1977). La réactivation mécanique de certaines de ces fractures par des mouvements tectoniques est considérée comme le facteur déterminant de l'orientation des axes de drainage dans les karsts (Grillo et Drogue, 1977).

Les principales directions de drains karstiques correspondent aux familles majeures de fracturation (voir chapitre 2), même si toutes les familles de fracturation ne sont pas forcément karstifiées. L'analyse structurale des karsts, à différentes échelles, reste donc nécessaire pour définir l'organisation des axes de drainage principal.

La zone la plus transmissive et la plus connectée semble se situer au niveau de l'interface stratigraphique Berriasien-Kimméridgien. Les mesures en forages (diagraphies et injections entre obturateurs) et lors des pompages, à l'échelle locale et régionale, ont mis en évidence des zones d'écoulement préférentiel suivant des zones fracturées-karstifiées recoupant cette interface. Il apparaît que la zone d'interface semble se refermer par endroit et que des directions de drainage privilégiées suivant ce plan sont déterminées par la fracturation verticale. Ceci explique la grande variabilité des résultats obtenus selon les forages : les propriétés hydrauliques peuvent être variables spatialement en fonction de l'ouverture hydraulique. Ainsi, la transmissivité augmente suivant les zones de frac-

turation recoupées, qui induisent des zones d'écoulement préférentiel et par conséquent une karstification préférentielle.

Cette interface présente donc des transmissivités et une connectivité hydraulique élevées et semble concentrer une partie non négligeable du réseau de drainage du réservoir. La majeure partie du réseau karstique conducteur semble en effet positionnée préférentiellement au niveau de cette interface stratigraphique qui constitue un "horizon d'inception" (Filipponi *et al.*, 2009) favorisant les écoulements (dissolution préférentielle suivant cette discontinuité). Cette interface induit une compartimentation variable du réservoir suivant les variations piézométriques. En période de basses eaux, le système apparaît très discontinu avec des compartiments plus ou moins isolés identifiables aussi bien à l'échelle locale qu'à l'échelle régionale. La hiérarchisation des écoulements est donc principalement dépendante de la fracturation et des horizons préférentiels d'inception tels que de l'interface stratigraphique Berriasien-Kimméridgien qui joue un rôle majeur sur la connectivité du système aux différentes échelles.

La modélisation des écoulements souterrains pour les milieux karstiques nécessite l'évaluation du rôle des différents éléments transmissifs (fractures, drains) formant des chemins d'écoulement préférentiels. Parmi les différents modèles hydrauliques, l'approche discrète propose d'établir un modèle représentant explicitement le réseau de fractures, de la façon la plus proche possible du réseau fracturé naturel et d'en étudier les propriétés hydrauliques. Généralement, les écoulements sont simulés dans des réseaux de fractures générés de façon discrète via des lois de géostatistique (Cacas *et al.*, 1990a,b ; Long et Billaux, 1987). Néanmoins, il a été mis en évidence que les caractéristiques hydrodynamiques sont dépendantes de la connectivité de l'ensemble du réseau et de l'emplacement du puits d'observation (Bour et Davy, 1997 ; Jazayeri Noushabadi *et al.*, 2011 ; Jourde *et al.*, 2002). La prise en compte des structures d'écoulement typiques est déterminant pour aborder la complexité des phénomènes physiques des milieux fracturés et/ou karstiques (de Dreuzy, 1999). Ainsi l'intégration de cette interface pour la modélisation permettrait certainement de mieux expliquer la variabilité des paramètres en fonction de l'état hydrique du système, pour les différentes échelles d'observation. Actuellement ce genre d'approche est en cours de développement à l'échelle du site du Terrieu (Wang *et al.*, 2014). A l'échelle régionale, établir un modèle détaillé semble plus difficile. Néanmoins les grandes structures et l'organisation globale des différentes couches géologiques ont été modélisées récemment dans le cadre du projet Lez-GMU (modèle géologique 3D du BRGM) (Jourde *et al.*, 2011) et pourraient être prise en compte dans une modélisation déterministe à l'échelle régionale.

3.5 Conclusion

Les paramètres hydrauliques de l'aquifère karstique du Lez ont été estimés à différentes échelles spatiale et temporelle au moyen de plusieurs méthodes d'investigation *in situ*. A l'échelle du forage, il y a une forte variabilité des valeurs de transmissivité dépendamment de l'élément testé. A l'échelle du site et à l'échelle régionale, les valeurs obtenues sont beaucoup moins variables et dépendent du réseau de drainage pompé. On constate une transmissivité commune aux trois échelles testées autour de $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ correspondant à la valeur du réseau de drainage karstifié. Les valeurs d'emmagasinement obtenues sont relativement similaires à l'échelle du site et à l'échelle régionale et il n'y a pas de corrélation directe avec les facteurs hydrogéologiques tel que le degré de karstification ou la captivité du milieu. Les conditions hydrologiques ont un impact sur les paramètres hydrodynamiques obtenus au niveau de la zone de drainage principal du système. La connectivité des chemins d'écoulement préférentiel a un rôle prépondérant sur les propriétés hydrauliques des aquifères karstiques. Les paramètres obtenues sont en lien avec la connectivité des différents forages d'observation au réseau de drainage testé. Les zones de forte transmissivité liées au réseau de drainage principal sont mieux connectées que les zones de plus faible transmissivité. La comparaison des valeurs d'emmagasinement ou de diffusivité hydraulique fournit des informations sur le degré de connectivité des différents points d'observation vis-à-vis du réseau de drainage pompé. Il est donc possible de caractériser les éléments conducteurs principaux et leur connectivité grâce au recoupement des observations multi-échelles. L'impact de la fracturation sur l'organisation des écoulements est clairement visible lors des essais de pompage, aussi bien à l'échelle locale que régionale. Le rôle de l'interface stratigraphique Berriasien-Kimméridgien sur la connectivité globale du réservoir a été observé *via* les différents essais de puits, et par la variabilité temporelle des réponses hydrodynamiques en fonction de l'enneigement de ce niveau de karstification. Cette zone est le siège d'une karstification préférentielle contrôlant les écoulements et semble assurer l'essentiel du drainage du système. De plus, cette interface constitue un contrôle structural commun du réseau karstique à l'échelle du site expérimental et à l'échelle régionale.

L'organisation des écoulements et la répartition des propriétés hydrodynamiques jouent un rôle essentiel sur le transfert de soluté. Comprendre le transfert de polluant *via* les structures d'écoulement préférentiel est nécessaire pour évaluer le risque sur la ressource en cas de pollution. Le chapitre suivant s'intéresse donc à la caractérisation des propriétés de transport au moyen de traçages artificiels, à l'échelle du site et à l'échelle régionale.

Chapitre 4

Caractérisation du transport en milieu karstique : opérations de traçage artificiel multi-échelle

Dans le chapitre précédent, la connaissance hydrodynamique de l'aquifère du Lez a été précisée pour différentes échelles d'étude. Nous allons maintenant aborder l'étude des propriétés de transport du système karstique du Lez. Ce chapitre se concentre sur le protocole expérimental et les résultats de quatre essais de traçage artificiel : deux traçages à l'échelle régionale avec des injections au niveau de pertes du système et deux à l'échelle du site expérimental du Terrieu avec des injections localisées en forage grâce au dispositif de double obturateurs. Les restitutions ont été mesurées au niveau de la source du Lez et du Lirou pour les traçages à l'échelle régionale et sur le puits de pompage (P0) pour les traçages à l'échelle du site expérimental du Terrieu. L'analyse des paramètres de transport est basée sur deux solutions de transfert monodimensionnel en milieu fracturé : un modèle classique d'advection-dispersion ([Becker et Charbeneau, 2000](#)) et un modèle qui considère l'échange de traceur entre deux zones d'eau mobile et immobile ([Becker et Bellin, 2013](#)). L'objectif est de comparer les paramètres de transport et de mieux comprendre l'organisation des écoulements à différentes échelles.

4.1 Introduction

4.1.1 Utilisation des traçages dans les milieux karstiques

Le traçage artificiel, méthode largement utilisée pour l'investigation des aquifères karstiques, consiste généralement à injecter un traceur fluorescent dans une perte en amont du bassin hydrogéologique et à le détecter en aval au niveau des sources et exutoires. Son objectif principal est la mise en évidence des connexions hydrauliques entre des points d'injection et des points de sortie de l'eau souterraine (exutoires naturels ou artificiels du système hydrogéologique) afin de délimiter plus précisément les limites des bassins hydrogéologiques, de localiser des axes drainants du système et d'estimer les vitesses de transfert en cas de pollution (Ford et Williams, 1989). L'analyse quantitative des courbes de restitution du traceur en milieu karstique se limite souvent aux renseignements sur le temps de transit, le mode d'écoulement et le taux de restitution (Arfib *et al.*, 2011 ; Dörfliger, 2010).

Les traçages artificiels ne permettent pas de prendre en compte le fonctionnement de l'aquifère dans son ensemble mais concernent des zones limitées du système avec en plus la difficulté à travailler dans des conditions hydrodynamiques variables (Meus, 1993). En effet, les injections de traceurs artificiels se font généralement dans des pertes connectées directement à des systèmes de drainage karstique, le plus souvent en période de hautes eaux (crues) lorsque les pertes sont actives, présentant un écoulement naturel en surface ou en profondeur. Les essais en période de basses eaux sont plus délicats à mettre en place : il faut pousser le traceur à l'aide de grands volumes d'eau apportés par des citernes ou à partir du réseau (Arfib *et al.*, 2011 ; Schoen *et al.*, 1999). De plus, le traceur peut se bloquer dans la zone non saturée de l'aquifère et ne passer que lors d'une prochaine crue ; la dilution peut alors être très importante car le traceur aura eu le temps de diffuser dans la masse d'eau piégée lors de l'étiage : ces conditions rendent difficile (voire impossible) la détection du passage du traceur au point de restitution. Des injections dans des zones peu perméables (blocs matriciels) ont parfois été réalisées mais souvent les flux y sont tellement faibles qu'il est impossible de détecter le traceur à la source, du fait d'effets de dilution ou de temps de transit trop importants (Jeannin, 1996 ; Meus, 1993).

La réalisation et l'interprétation de traçages est également un moyen efficace pour évaluer la vulnérabilité des aquifères karstiques et étudier précisément le transport des polluants miscibles. Les méthodes d'interprétation des traçages permettent d'apporter

des éléments de compréhension sur l'organisation des écoulements et du transfert de masse au sein d'aquifères aussi complexes que les karsts. L'utilisation de traceurs conservatifs permet l'évaluation des paramètres décrivant le déplacement advectif et dispersif de l'eau au sein du système hydrogéologique testé (Leibundgut *et al.*, 2009). Ces paramètres nous renseignent en partie sur l'hétérogénéité du système et sont des éléments de compréhension des écoulements dans le milieu souterrain.

4.1.2 Contexte et objectifs des traçages réalisés

Depuis les années 60, de nombreux traçages artificiels ont été réalisés sur le bassin du Lez afin de définir plus précisément les directions principales d'écoulement ainsi que les contours de ce bassin. Ceux-ci ont permis d'estimer la vulnérabilité de la ressource souterraine à d'éventuelles pollutions, mettant parfois en évidence des temps de transit souterrain courts pour des distances importantes entre les pertes et l'exutoire. Des périmètres de protection ont ainsi été définis afin d'assurer la protection des eaux alimentant la source du Lez.

Une synthèse critique des différents traçages réalisés sur l'hydrosystème du Lez, entre 1956 et 1977, a récemment été réalisée (Jourde *et al.*, 2011 ; Leonardi *et al.*, 2013, 2012). Elle regroupe les essais positifs (c'est-à-dire avec une restitution observée à la source du Lez) pour des injections au niveau de différentes pertes du bassin (voir chapitre 2, partie 2.3.1.3).

A partir de cette synthèse, cinq nouveaux essais ont été réalisés dans le cadre du projet Lez-Gestion Multi usages (GMU) (voir tableau 4.1 et figure 4.3). Les objectifs de ces nouveaux essais étaient de valider certains traçages incertains (vérifier la connectivité de ces points avec la source du Lez), de préciser la limite du bassin hydrogéologique de la source du Lez et d'obtenir des informations quantitatives sur la restitution du traceur. En particulier sur des pertes actives impactant de façon importante la vulnérabilité de l'aquifère : certaines pertes, telle que celle du Brestalou de Claret, sont classées en vulnérabilité maximum sur la carte de vulnérabilité du bassin du Lez émise par Batiot-Guilhe *et al.* (2012). Ces nouveaux traçages ont été réalisés et suivis de façon rigoureuse *via* des fluorimètres de terrain, positionnés à la source du Lez et sur des exurgences secondaires (source du Lirou, Fontanilles, Fontbonne). Des analyses en laboratoire par spectrofluorimètre ont été systématiquement réalisées sur les échantillons d'eau prélevés en parallèle du suivi continu. Ceci permet la confirmation absolue d'une connexion hydraulique lorsque le traçage est positif.

Les trois premiers essais de traçage du projet GMU ont été réalisés en 2010 et 2011 (Leonardi *et al.*, 2012). Ces traçages concernaient l’aven de la Fausse Monnaie (GM1, réalisé en avril 2010), la perte du Mas Martin et l’aven Roussière (GM2 et GM3, réalisés en février 2011) (voir tableau 4.1 et figure 4.3). Les deux derniers essais de traçage (GM4 et GM5) ont été réalisés et suivis au cours de cette thèse (injections en mai 2012). Ces essais concernent deux pertes temporaires au Nord du bassin (perte du Brestalou de Claret et perte de Gorniès, voir figure 4.3).

Sur ces cinq essais, seuls les traçages de l’aven de la Fausse Monnaie et de la perte du Brestalou de Claret ont été positifs (tableau 4.1 et figure 4.3). Ces deux essais sont décrits de manière détaillée dans ce chapitre, nous analysons ici leurs courbes de restitution afin de discuter des processus de transport à l’échelle régionale.

Afin de rester dans une logique d’étude multi-échelle, des traçages ont ensuite été effectués à l’échelle du site expérimental du Terrieu. Ces tests ont été menés entre forages au cours des deux essais de pompage de longue durée réalisés au puits de pompage P0 (voir chapitre 3). Des injections localisées ont été réalisées au niveau d’un drain karstique au cours du premier essai et au niveau d’une fracture pour le second, afin de pouvoir comparer les processus de transport associés à différents éléments du karst (drain et fracture).

Une comparaison des restitutions obtenues aux échelles locale et régionale, ainsi que leur modélisation permettront de discuter du rôle des hétérogénéités et des effets d’échelle dans les processus de transport en milieu karstique.

Les objectifs de cette caractérisation, à l’échelle régionale et à l’échelle du site, des processus de transport associés aux principaux éléments du karst sont :

- Préciser les modalités de transit le long d’axes de drainage principaux à l’échelle régionale (rôle de la faille de Corconne et relation avec le compartiment Ouest du bassin) ;
- Préciser les modalités de transfert de soluté pour différents éléments conducteurs du karst (drain, fracture) à l’échelle du site ;
- Comparer les résultats obtenus aux différentes échelles d’observation.

TABLEAU 4.1 – Synthèse des résultats des traçages réalisés dans le cadre du projet Lez-GMU.

Traçage	Date d'injection	Point d'injection	Distance à la sc. du Lez (km)	Traceur	Résultat	Taux de restitution	Commentaire
GMU 1	20/04/2010	Aven de la Fausse Monnaie	8	Fluorescéine (4 kg)	Positif	Estimée à 35% à la source du Lirou et 15% à la source du Lez	Le traceur est resté « piégé » dans le système jusqu'à la crue
GMU 2	17/02/2011	Aven Roussière	8.2	Fluorescéine (5 kg)	Négatif		
GMU 3	03/02/2011	Perte du Mas Martin	9.5	Sulforhodamine (5kg)	Négatif		
GMU 4	22/05/2012	Brestalou de Claret	16.6	Sulforhodamine (10 kg)	Positif	Restitution > 60% à la source du Lez	Connexion directe au système de drainage principal via la faille de Corconne
GMU 5	25/05/2012	Perte de le Tourquille (Gornies)	15.6	Fluorescéine (15 kg)	Négatif		Perte diffuse et épaisseur de la zone non saturée à traverser importante (> 100m)

4.2 Modélisation analytique et interprétation des essais de traçage

Les courbes de restitution représentent l'information la plus complète dont l'hydrogéologue dispose pour cerner les modalités de propagation des substances dans l'aquifère (Meus, 1993). Les modèles d'interprétation des essais de traçage permettent de décrire le transport des traceurs en se basant sur un nombre plus ou moins restreint de paramètres auxquels on peut, le cas échéant, donner un sens physique. Tout comme pour la caractérisation hydrodynamique, par commodité de continuité, la majorité des modèles de transport ont été développés initialement pour des milieux poreux, et par la suite extrapolés aux milieux fracturés et karstiques. Les modèles de base sont des solutions de l'équation d'advection-dispersion dérivant de l'équation générale du transport (Becker et Charbeneau, 2000 ; Kreft et Zuber, 1978 ; Lenda et Zuber, 1970 ; Moench, 1989 ; Sauty, 1978 ; Welty et Gelhar, 1994). Ces modèles sont largement utilisés mais ne permettent généralement pas de simuler la forme des restitutions mesurées. En effet, un effet de traine (ou effet retard) est souvent visible lors d'essais de traçages réalisés dans des milieux fracturés et karstiques (Geyer *et al.*, 2007 ; Maloszewski *et al.*, 1998).

Pour expliquer ces effets de traine, deux types de processus sont classiquement mis en avant (en considérant des conditions d'injection de traceur "idéales") :

- l'effet d'échange de masse entre des zones d'eau mobile (dans les fractures ou les drains) et des zones d'eau considérées comme immobile (matrice ou zones d'« eau morte » liée à la rugosité ou la géométrie du milieu). Ces échanges de masse sont généralement expliqués par de la diffusion entre les zones d'eau (Hadermann et Heer, 1996 ; Haggerty *et al.*, 2000 ; Rasmuson et Neretnieks, 1986) et/ou un effet retard lié aux tourbillons et remous dans des zones d'eau "immobile" (Becker et Bellin, 2013 ; Field et Pinsky, 2000 ; Geyer *et al.*, 2007 ; Goldscheider, 2008 ; Morales *et al.*, 2010) ;
- l'advection hétérogène liée à la chenalisation des écoulements (Becker et Shapiro, 2003 ; Guihéneuf, 2014 ; Gylling *et al.*, 1999 ; Tsang et Neretnieks, 1998 ; Tsang et Tsang, 1987).

L'analyse des queues de restitution fournit des informations précieuses sur le transfert de masse des milieux testés (Haggerty *et al.*, 2001, 2000). L'analyse des pentes des queues de restitution sur les temps long, en log-log, peut parfois aider au choix du modèle analytique : une pente d'environ -2 peut être considérée comme indicatif de l'advection

hétérogène (modèle multi-chemins de [Becker et Shapiro, 2003](#)), alors qu'une pente de -1.5 est prédite dans les modèles de diffusion ([Hadermann et Heer, 1996](#) ; [Haggerty *et al.*, 2000](#) ; [Tsang, 1995](#)). Des données de terrain présentant ce type de pente ont été parfaitement bien simulées par ces modèles (voir figure 4.1, [Guihéneuf, 2014](#) ; [Hadermann et Heer, 1996](#)).

Cependant, dans la plupart des cas, l'analyse des courbes de restitution indique des pentes allant de -1.5 à -2.5 ([Gouze *et al.*, 2008](#)). La discrimination entre les différents effets responsables du transport anormal (effet de traine) est une tâche difficile car il est fort probable que les processus de diffusion et d'advection hétérogène agissent simultanément dans les milieux hétérogènes ([Gouze *et al.*, 2008](#)). Afin de choisir au mieux les modèles d'interprétation, l'analyse des queues de restitution des essais doit donc être associée à une bonne connaissance structurale et hydrodynamique du milieu.

Notre choix s'est porté sur l'utilisation de deux modèles semi-analytiques :

- un modèle simple d'advection-dispersion de [Becker et Charbeneau \(2000\)](#) utilisé comme « modèle de référence » pour chacun de nos essais ;
- et un modèle MIM (« Mobile-Immobile Model ») de [Becker et Bellin \(2013\)](#) prenant en compte également les processus d'advection-dispersion mais considérant en plus une répartition de la masse de traceur entre deux zones d'eau mobile et immobile. Ce modèle permet une meilleure prise en compte du contexte karstique et des effets de traine observés lors de la restitution du traceur.

Ces modèles se basent sur des solutions communes et s'expriment par des fonctions de transfert, cela permet de comparer les différentes analyses et de discuter des processus de transport mis en jeu.

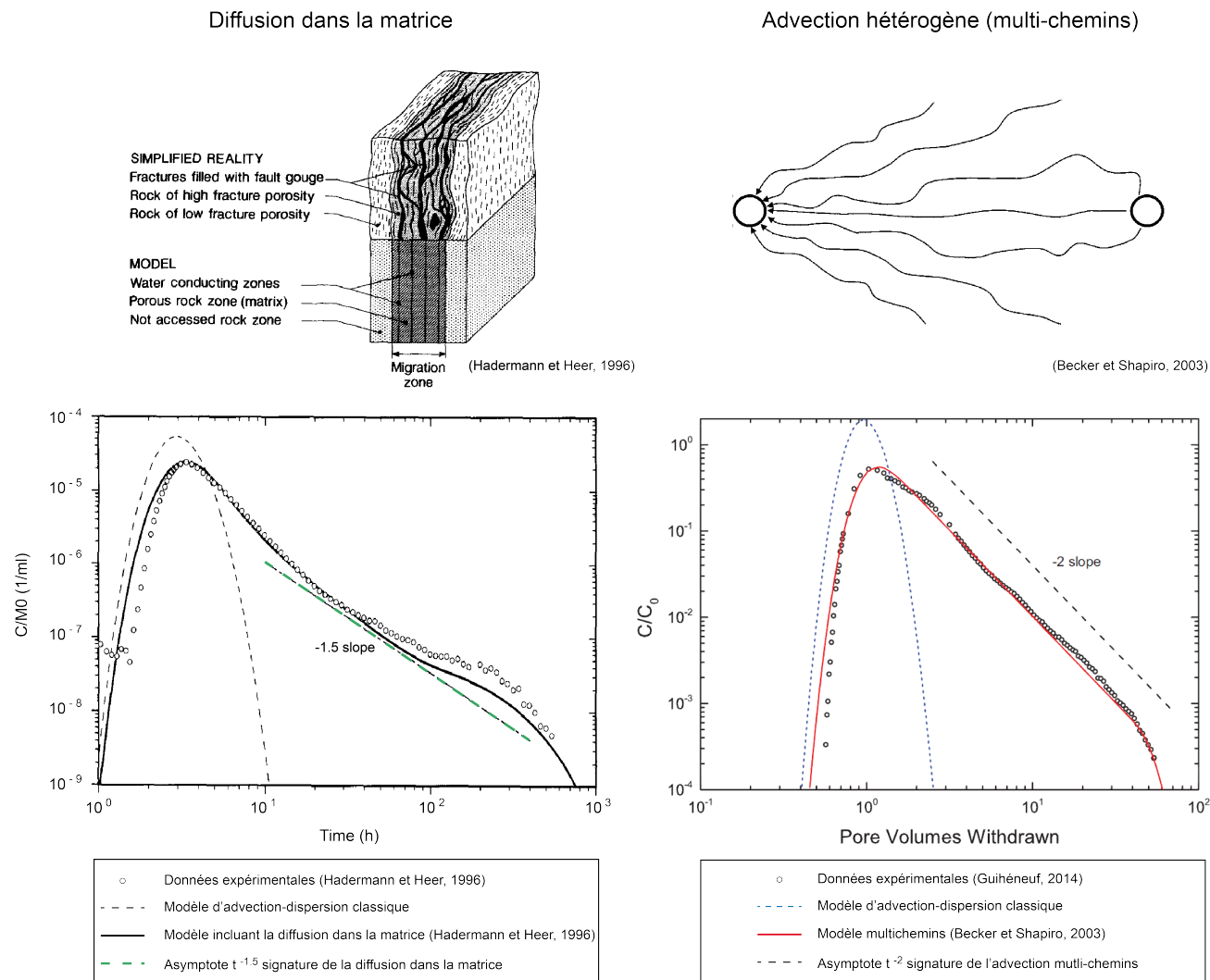


FIGURE 4.1 – Exemple de transport « anormal » expliqué par : a) un modèle de diffusion dans la matrice (Hadermann et Heer, 1996), b) un modèle d'écoulement multi-chemins (Becker et Shapiro, 2003 ; Guihéneuf, 2014).

4.2.1 Modèle d'advection-dispersion

L'équation d'advection-dispersion peut être résolue par différentes méthodes (numériques ou analytiques) et présente un grand nombre de solutions dépendantes des conditions initiales et des conditions aux limites.

Le modèle utilisé est celui de [Becker et Charbeneau \(2000\)](#) qui est une solution de l'équation d'advection-dispersion, en écoulement monodimensionnel uniforme pour une entrée de type Dirac (injection ponctuelle et instantanée).

L'équation d'advection-dispersion définie dans le domaine de Laplace pour un écoulement monodimensionnel suivant la direction x_o s'écrit sous la forme suivante :

$$v \frac{d\bar{C}(x_o)}{dx_o} + D \frac{d^2\bar{C}(x_o)}{dx_o^2} = s\bar{C}(x_o) \quad (4.1)$$

Où $\bar{C}$ représente la concentration exprimée dans le domaine de Laplace, x_o la distance (m), s la variable de Laplace, v la vitesse convective (vitesse modale) (m s^{-1}) et D la dispersion longitudinale ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

La condition de limite « absorbante » pour $x = a$ est imposée dans un domaine semi-infini impliquant que $\bar{C}(-\infty) = 0$ et $\bar{C}(a) = 1$. Autrement dit, pour une particule introduite à $x = -\infty$, cela signifie qu'elle ne sera jamais absorbée. En revanche, si la particule est introduite à $x = a$, celle-ci sera alors absorbée immédiatement. En respectant ces conditions aux limites et pour $x = 0$, la solution s'écrit :

$$\bar{C}(s) = \frac{M}{Q} \exp \left[\frac{av}{2D} \left(1 - \sqrt{1 + \frac{4Ds}{v^2}} \right) \right] \quad (4.2)$$

avec M correspondant à la masse injectée (g), Q le débit à la source ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), s la variable de Laplace, a la distance entre le point d'injection et le point de restitution (m), v la vitesse advective (vitesse modale) (m s^{-1}), D la dispersion longitudinale ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

L'inversion de l'équation 4.2 dans le domaine temporel s'effectue numériquement *via* un algorithme tel que celui proposé par [de Hoog et al. \(1982\)](#), en utilisant par exemple la fonction Matlab écrite par [Hollenbeck \(1999\)](#). Inversée analytiquement, il en résulte la solution proposée par [Lenda et Zuber \(1970\)](#) :

$$C(x, t) = \frac{M}{Q} \frac{x}{\sqrt{4\pi Dt^3}} \exp \left[-\frac{(x - vt)^2}{4Dt} \right] \quad (4.3)$$

Les paramètres de calage sont : la distance du transport a , le débit Q (à la source ou du pompage) et la masse totale injectée M (à ajuster éventuellement en fonction de la restitution). Les paramètres recherchés sont : la vitesse advective v et la dispersion longitudinale D qui, lorsque la diffusion moléculaire de la substance injectée est négligée, permettent d'estimer la dispersivité longitudinale $\alpha = D/v$ et le nombre de Peclet $Pe = a/\alpha$.

4.2.2 Modèle MIM (« Mobile-Immobile Model »)

Le modèle MIM, développé initialement pour les milieux poreux (Coats et Smith, 1964 ; Turner, 1958), permet d'interpréter les effets de traine observé sur les courbes de restitution des traçages. Ce modèle est couramment utilisé pour l'interprétation des traçages en milieu karstique (Field et Pinsky, 2000 ; Geyer *et al.*, 2007 ; Goldscheider *et al.*, 2008 ; Goldscheider, 2008 ; Göppert et Golscheider, 2008 ; Massei *et al.*, 2006 ; Meus, 1993).

Le modèle MIM suppose que la phase liquide peut être séparée en deux régions (voir figure 4.1) : une zone d'eau mobile où l'écoulement est décrit par l'équation advection-dispersion et une zone d'eau immobile (eau stagnante) où la dispersion est considérée nulle. L'eau immobile correspond aux zones d'eau morte liées à la rugosité et aux anfractuosités rocheuses de la paroi du drain ou de la fracture (voir figure 4.2). Le transfert de masse entre ces zones est lié à la migration entre les zones d'eau mobile et immobile (Field et Pinsky, 2000).

Les équations de transport de ce modèle sont les suivantes (Becker et Bellin, 2013 ; Toride *et al.*, 1993) :

$$\beta \frac{\partial C_m}{\partial T} = \frac{1}{Pe} \frac{\partial^2 C_m}{\partial Z^2} - \frac{\partial C_m}{\partial Z} - \omega (C_m - C_{im}) \quad (4.4)$$

et

$$(1 - \beta) \frac{\partial C_{im}}{\partial T} = \omega (C_m - C_{im}) \quad (4.5)$$

avec :

- C_m et C_{im} : les concentrations normalisées (par la concentration d'injection) dans la fraction mobile et dans la fraction immobile ;
- T : le temps normalisé par le temps modal, $T = t/\tau$ avec τ le temps modal où $\tau = a/v$ et v la vitesse advective linéaire du traceur ;
- Z : la coordonnée spatiale normalisée à la distance, a , tel que $Z = x/a$;

- Pe : le nombre de Peclet définit comme le rapport du transport advectif sur le transport dispersif, $Pe = va/D$ avec v la vitesse convective (vitesse modale), a la distance du traçage et D la dispersion longitudinale ;
- β : la proportion d'eau mobile par rapport au volume total de l'eau, $\beta = n_m / (n_m + n_{im}) = n_m / n$, où n_m est la porosité associée à la phase mobile, n_{im} la porosité associée à la phase immobile et n la porosité totale
- ω : le coefficient de transfert de masse entre l'eau mobile et l'eau immobile (sans dimension), $\omega = (\epsilon a) / (nv)$, où ϵ (T^{-1}) est le coefficient d'échange de soluté entre eau mobile et eau immobile.

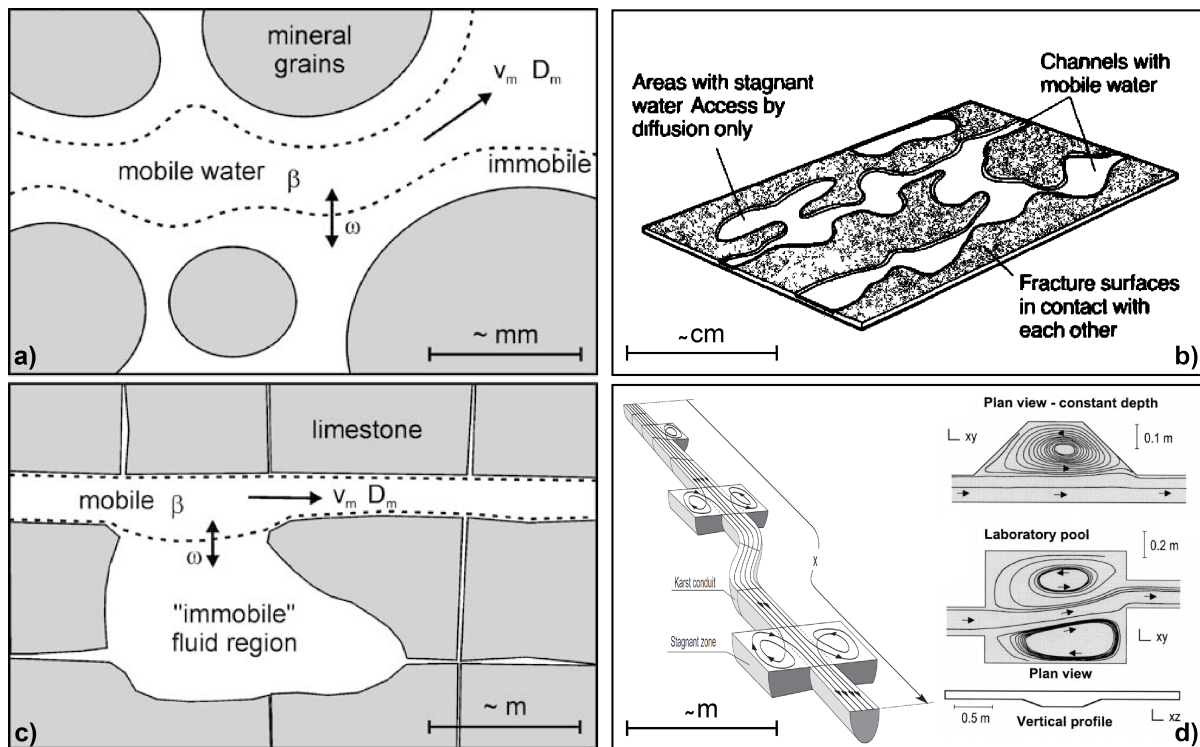


FIGURE 4.2 – Représentation conceptuelle du modèle MIM pour les écoulements dans (a) un milieu poreux, (b) une fracture (Rasmuson et Neretnieks, 1986), (c) un drain karstique (Goldscheider, 2008) et d) approche numérique dérivant du modèle MIM (Hauns *et al.*, 2001 ; Morales *et al.*, 2010). Le transport s'effectue par advection (vitesse du fluide mobile : v_m) et dispersion (D_m) au niveau de la zone d'eau mobile avec un stockage plus ou moins important du traceur des zones d'eau immobile. Avec β le coefficient de répartition de l'eau mobile et ω le coefficient de transfert de masse entre les deux régions du fluide.

La solution de cette équation proposée par [Becker et Bellin \(2013\)](#) en écoulement monodimensionnel uniforme et pour une entrée de type Dirac s'exprime dans le domaine de Laplace sous la forme :

$$\bar{C}(s) = \frac{M}{Q} \exp \left[\frac{av}{2D} \left(1 - \sqrt{1 + \frac{4Ds\xi}{v^2}} \right) \right] \quad (4.6)$$

avec

$$\xi = \beta + \frac{\omega(1 - \beta)}{(1 - \beta)s\tau + \omega} \quad (4.7)$$

Comme précédemment, l'approximation de la solution dans le domaine temporel s'effectue en inversant numériquement cette équation *via* un algorithme comme celui proposé par [de Hoog et al. \(1982\)](#).

Les paramètres fixés par l'expérimentation sont : la distance du transport a , le débit Q (à la source ou du pompage) et la masse totale injectée M (à ajuster éventuellement en fonction de la restitution). Le calage du modèle MIM nécessite l'ajustement de quatre paramètres : la vitesse d'écoulement v , la dispersivité longitudinale α , la part d'eau mobile β et le coefficient d'échange entre l'eau mobile et l'eau immobile ω .

Ce modèle est plus évolué que le modèle d'advection-dispersion car il permet la prise en compte de l'hétérogénéité des écoulements (une partie de l'eau qui s'écoule et une partie « piégée »).

4.3 Expériences de traçage réalisées

4.3.1 Traceurs utilisés

Notre étude s'intéresse à la caractérisation des processus physiques de transport au sein de l'aquifère karstique du Lez. Pour être représentatif du mouvement de l'eau, les traceurs utilisés doivent donc être « conservatifs », c'est-à-dire stables au cours du temps (pas de dégradation, ni de précipitations au cours du traçage) et ne pas réagir avec le milieu aquifère (pas de sorption ou d'échange ionique avec l'encaissant rocheux). De plus, l'aquifère du Lez est exploité pour l'alimentation en eau potable de la région : la réalisation des traçages ne doit donc pas présenter de danger pour la consommation.

Nous avons utilisé deux types de traceurs fluorescents lors de nos tests : l'Uranine et la Sulforhodamine B.

L'Uranine est généralement considéré comme le meilleur traceur en hydrogéologie (Leibundgut *et al.*, 2009 ; Schudel *et al.*, 2002). C'est un traceur qui est : (1) conservatif, (2) très soluble dans l'eau (500 g/l), (3) non toxique à faible concentration, (4) facilement mesurable *in situ*, (5) peu cher, (6) détectable à de faibles concentrations (détection pour des concentrations jusqu'à 0,001 ppb), et (7) qui présente de très bonne restitution (peu de problème de sorption avec le milieu). Il a donc été utilisé pour la plupart des traçages réalisés à l'échelle régionale et pour nos essais à l'échelle locale du site du Terrieu.

Le traçage de la perte du Brestalou de Claret a été réalisé à la Sulforhodamine B car il y avait un risque de restitution croisée à la source du Lez (injection en parallèle d'Uranine à la perte de Gornières). Ce traceur fluorescent a une tendance plus élevée à l'adsorption réversible et présente une limite de détection et un taux de restitution moins élevés que l'Uranine. Il reste cependant un très bon traceur en cas d'injection en liaison directe avec le réseau karstique (Schudel *et al.*, 2002).

Ces traceurs fluorescents sont principalement sensibles aux conditions de pH (diminution de la fluorescence en milieu acide) et à la lumière (dégradation photochimique) (Jozja *et al.*, 2011 ; Leibundgut *et al.*, 2009). Les sites testés ont un pH relativement neutre et stable, et les fluorimètres sont calibrés avec l'eau des sites afin de prendre en compte le pH naturel sur les mesures. Les échantillons mesurés en laboratoire sont transportés et stockés à l'abri de la lumière afin de réduire le risque de dégradation.

En complément des traçages à l'Uranine réalisés sur le site expérimental du Terrieu, un essai d'injection au sel (NaCl) a été réalisé. L'objectif était de pouvoir suivre le passage

du traceur sur plusieurs forages équipés de sondes CTD (Conductivity Temperature Depth).

L'utilisation de sel, bien que peu coûteuse, présente plusieurs limites pour ce genre d'étude. Le bruit de fond élevé en conductivité des eaux souterraines oblige à l'injection de grandes quantités de sel, environ 10 000 fois plus grande que celle des traceurs fluorescents (Schudel *et al.*, 2002). L'injection instantanée de telles quantités est donc difficile pour les zones de faibles transmissivités et pose des problèmes liés aux effets densitaires importants (Bouquain *et al.*, 2011 ; Tenchine et Gouze, 2005). De plus, les dilutions rendent généralement difficile le suivi de la restitution, ce qui limite l'utilisation de ce type de traceur à de faible distance (quelques m à quelques dizaines de m).

TABEAU 4.2 – Propriétés des traceurs utilisés.

Traceurs	Formule moléculaire	Solubilité dans l'eau	Diffusion moléculaire (à 25°C)	Longueur d'onde Ex/Em	Limite de détection
		(g l ⁻¹)	(m ² s ⁻¹)	(nm)	(μg l ⁻¹)
Uranine	C ₂₀ H ₁₀ O ₅ Na ₂	300	3.50×10^{-10}	491/516	0.001
Sulforhodamine B	C ₂₇ H ₃₀ O ₇ Na ₂	100	4.70×10^{-10}	564/583	0.030
Chlorure de sodium	NaCl	357	2.03×10^{-9}		

4.3.2 Injections à l'échelle régionale

La localisation des différents points d'injection et de suivis des traçages à l'échelle régionale est indiquée sur la figure 4.3. Nous ne présentons ici que les traçages positifs qui peuvent être analysés.

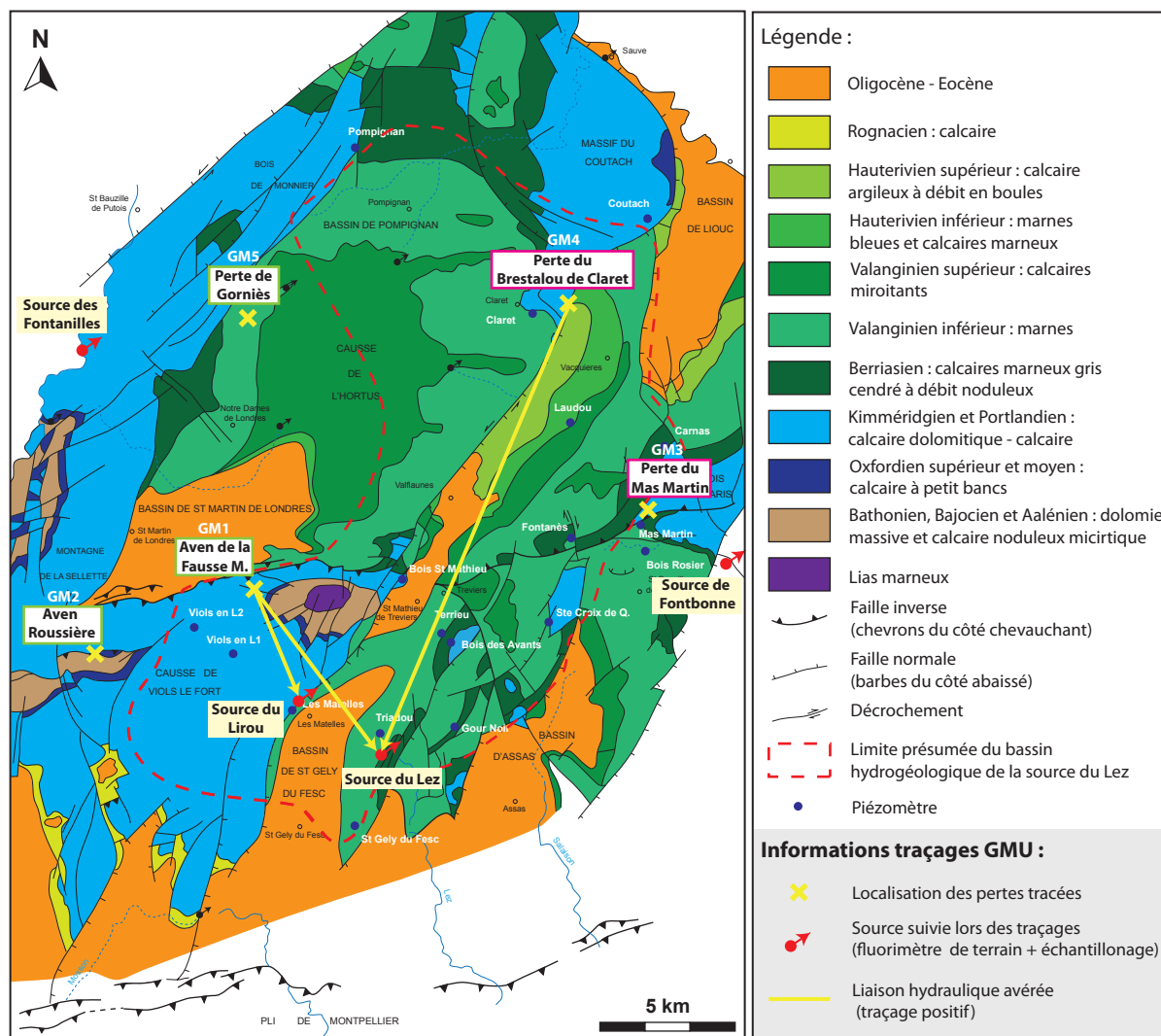


FIGURE 4.3 – Situation des traçages artificiels réalisés dans le cadre du projet GMU et relations mises en évidence.

Injection dans la perte de l'Aven de la Fausse Monnaie

L'aven de la Fausse Monnaie se situe au niveau des calcaires jurassiques du causse de Viols le Fort à l'Ouest de la faille de Corconne (voir figure 4.3).

L'injection a été réalisée le 20 avril 2010 à 12h00 : 4 kg d'Uranine diluée dans 21 l

d'eau ont été injectés au fond de l'aven de la Fausse Monnaie, au niveau d'un écoulement souterrain de quelques 1 s^{-1} , à -70 m de profondeur par rapport au niveau du sol (voir figure 4.5). L'injection a été effectuée en période de moyennes eaux, durant une décrue (voir figure 4.4). Les conditions hydrologiques au cours de cet essai sont synthétisées dans la figure 4.4 : la source du Lirou s'était tarie le 20 avril et la source du Lez continuait de couler de jour mais pas de nuit (du fait du débit de pompage supérieur la nuit ($\approx 1500\text{ l s}^{-1}$) que le jour ($\approx 800\text{ l s}^{-1}$)).

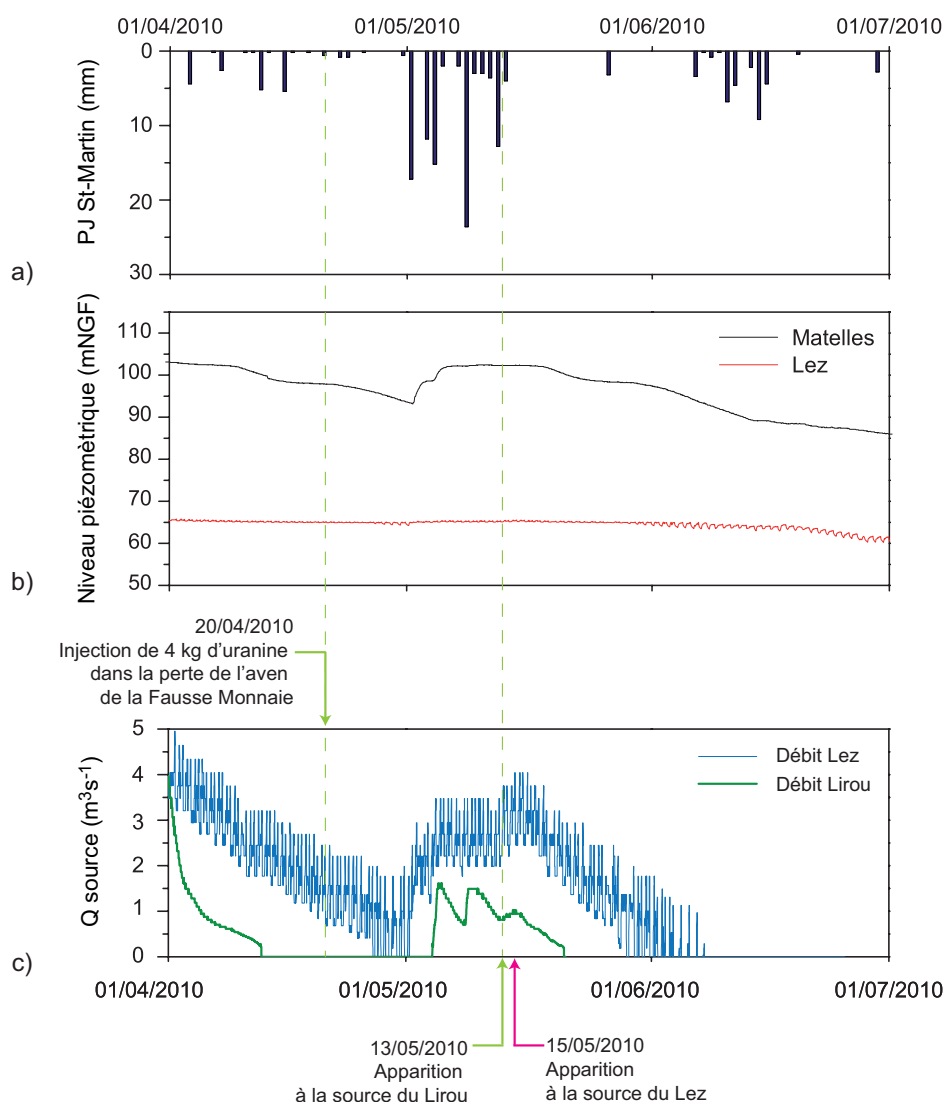


FIGURE 4.4 – Conditions hydrologiques au cours de l'essai de traçage de la perte de l'aven de la Fausse Monnaie. a) Pluviométrie moyenne journalière enregistrée à la station de St-Martin de Londres, b) Niveaux piézométriques du forage des Matelles (situé à 500 m à l'ouest de la source du Lirou) et de la station de pompage du Lez, c) Débits mesurés à la source du Lez et à la source du Lirou. La source du Lirou est une source karstique temporaire située à la côte 98 mNGF, trop-plein de la source du Lez.

Aven-Grotte de la Fausse Monnaie

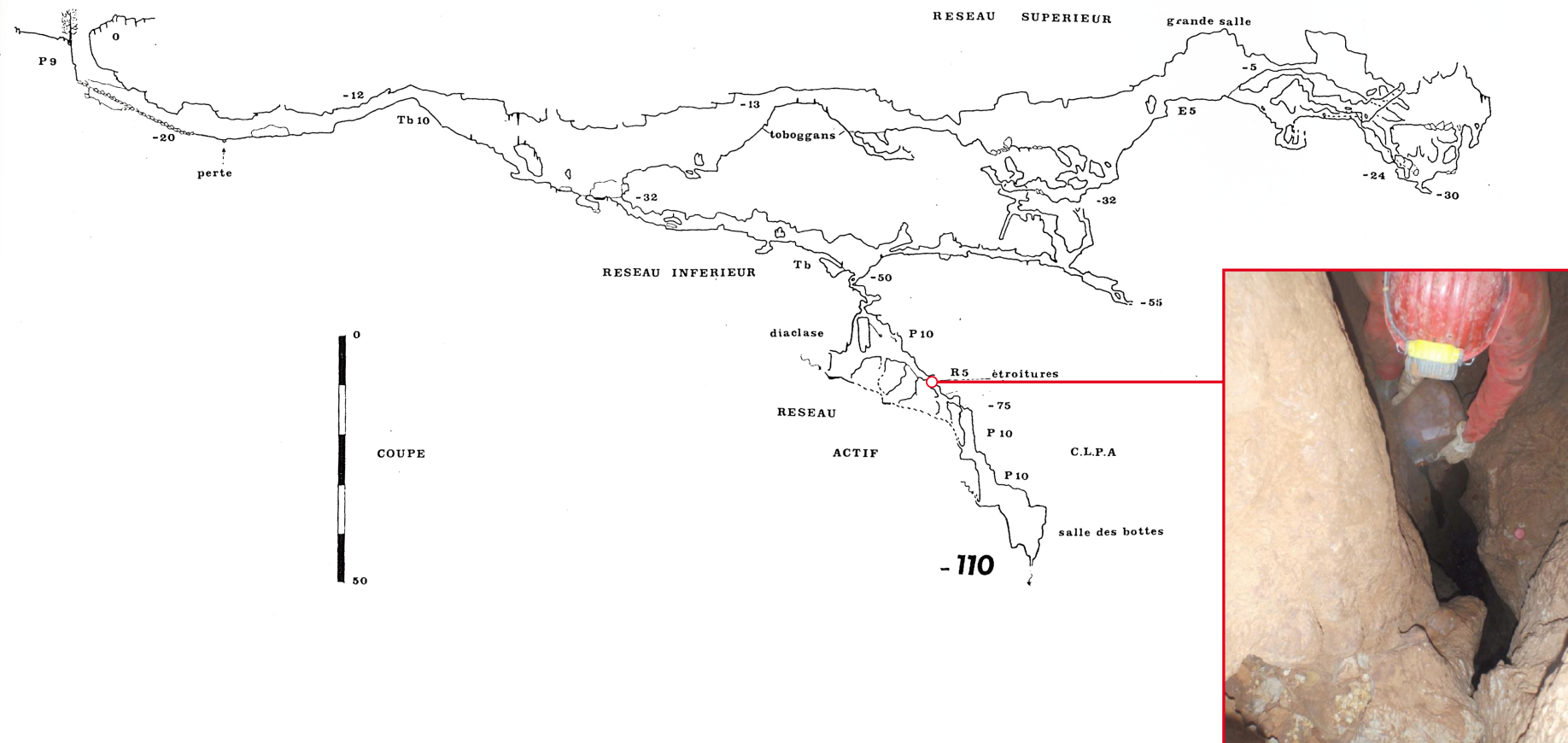


FIGURE 4.5 – Coupe topographique de l'Aven de la Fausse Monnaie (extrait de Séranne N°3) : localisation de la perte tracée au fond de l'aven de la Fausse Monnaie, injection de la fluorescéine réalisée par D. Caumont (CLPA) le 20 avril 2010 à 12h.

Injection dans la perte du Brestalou de Claret

La connexion du secteur de Claret avec la source du Lez était avérée du point de vue hydrodynamique : réponses piézométriques du forage de Claret aux pompages journaliers de la source du Lez (voir chapitre 3). Le traçage de la perte du Brestalou de Claret (située à 800 m du piézomètre de Claret) permet de préciser les modalités de transit dans l'aquifère du Lez le long de l'axe de drainage principal que constitue la faille de Corconne.

Le cours d'eau temporaire du Brestalou de Claret se trouve au Nord-Est du bassin, au niveau de la faille de Corconne qui met en contact, les calcaires massifs karstifiés du Jurassique supérieur et les calcaires graveleux de l'Hauterivien supérieur (figure 4.3). Cette zone est particulièrement vulnérable, du fait de la présence de la zone de faille de Corconne qui s'étend sur plusieurs dizaines de mètres de largeur dans ce secteur : plusieurs pertes se situent le long de la rivière. La perte testée se situe à une altitude de 140 m NGF au niveau de calcaires jurassiques à 17 km de la source du Lez. Cette perte est impressionnante avec un diamètre d'environ 50 cm et un débit d'adsorption de l'ordre de la centaine de litres par seconde (voir figure 4.6 a et b).

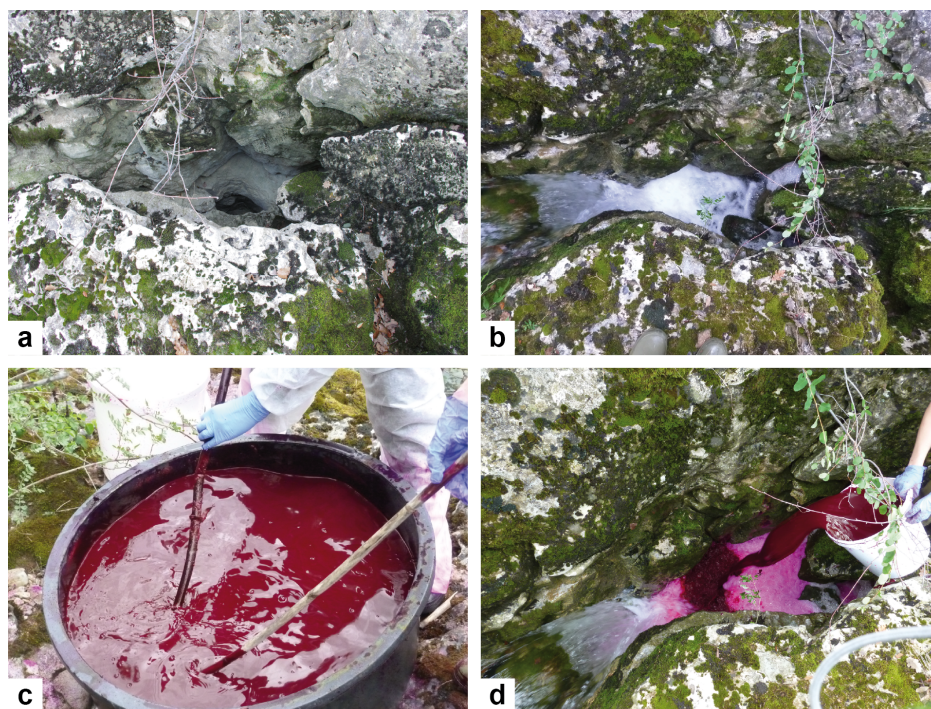


FIGURE 4.6 – Traçage de la perte de Brestalou de Claret. a) Photographie de la perte en période d'étiage; b) Photographie de la perte en période de crue lorsque la rivière coule; c) Préparation de la solution d'injection (10 kg de Sulphorhodamine B dans 100 l d'eau); d) Infiltration directe au niveau de la perte.

A la faveur d'un fort épisode pluvieux le 20 mai 2012 (50 mm de pluie en 4h a été

enregistré à la station de St-Martin de Londres, voir figure 4.7), le cours d'eau temporaire du Brestalou de Claret s'est mis à couler. Le 22 mai 2012 à 12h, 10 kg de Sulphorhodamine B ont été injectés de façon quasi-instantanée dans une perte directe du ruisseau (voir figure 4.6d). Les niveaux piézométriques élevés lors de la crue et la perte directe ont permis de tester ici le transfert le long de l'axe de drainage préférentiel associé à la faille de Corconne.

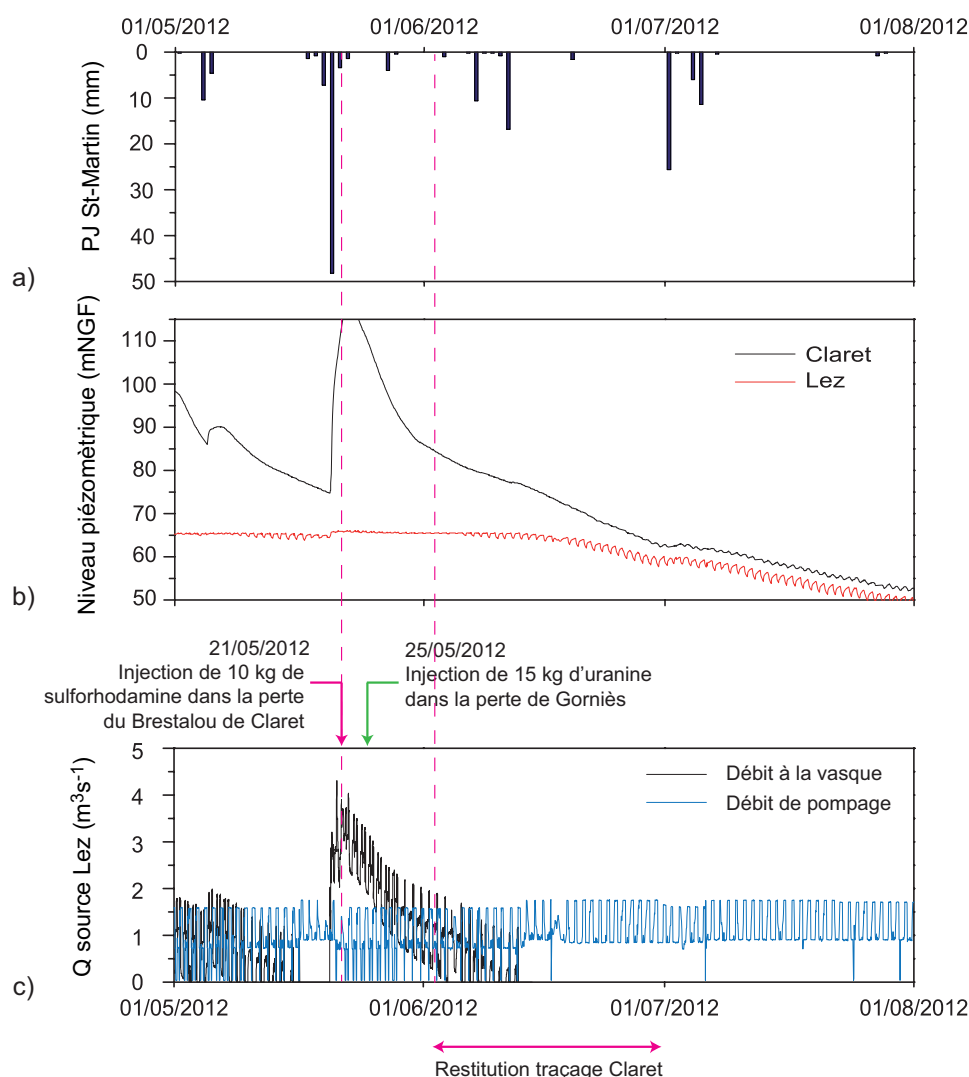


FIGURE 4.7 – Conditions hydrologiques au cours des essais de traçage de la perte du Brestalou de Claret et de la perte de Gorniès. a) Pluviométrie moyenne journalière enregistrée à la station de St-Martin de Londres, b) Niveaux piézométriques du forage de Claret (situé à 800 m au nord de la perte du Brestalou de Claret) et de la station de pompage du Lez, c) Débits mesurés à la source du Lez (débits de débordement à la vasque et débit de pompage).

Suivi et échantillonnage mis en place

Lors du traçage de l'aven de la Fausse Monnaie, les sources du Lez, du Lirou (le long de la faille de Corconne) et des Fontanilles (à l'Ouest en bordure de l'Hérault) ont été suivies (voir figure 4.3). Les sources ont été équipées de fluorimètres de terrain (de type FL24 et FL30) permettant un suivi en continu (pas de temps de la mesure : 4 min). Malheureusement le fluorimètre installé au niveau de la source du Lirou a été vandalisé dès la première semaine de suivi. Deux préleveurs automatiques ont été installés à la source du Lez et à la source des Fontanilles, pendant que des prélèvements journaliers manuels ont été réalisés pendant près d'un mois et demi à la source du Lirou afin de pouvoir mesurer la restitution en ce point.

Lors du traçage de la perte du Brestalou de Claret, les sources du Lez, des Fontanilles et de Fontbonne (à l'Est du bassin) ont été suivies (voir figure 4.3). Les sources ont été équipées de fluorimètres de terrain (de type FL24 et FL30) permettant un suivi en continu (pas de mesures : 10 minutes) et d'un préleveur automatique (échantillonnage d'eau toutes les 6h à la source du Lez et tous les 12h pour les sources des Fontanilles et de Fontbonne) afin de pouvoir contrôler la fluorescence de façon précise en analysant les échantillons d'eau en laboratoire. Les données et échantillons d'eau ont été collectés une à deux fois par semaine selon la fréquence des mesures.

La source des Fontanilles a été suivie du 29 mai au 30 octobre 2012, date où le dispositif a été détruit sous l'effet d'une crue, nous obligeant à arrêter les mesures.

La source de Fontbonne a été suivie du 29 mai au 27 juin 2012, les niveaux de la source étant devenus trop bas pour pouvoir continuer le suivi après cette date.

La source du Lez a été équipée dès le 22 mai 2012 et les mesures se sont poursuivies jusqu'en janvier 2013 dans l'attente d'une restitution du traçage de la perte de Gornières.

4.3.3 Injections à l'échelle du site expérimental du Terrieu

Nous avons réalisé trois essais de traçage localisés en forage au cours d'essais de pompage longue durée sur le puits P0 du site expérimental du Terrieu (voir figure 4.8). Les conditions hydrodynamiques des essais de pompages sont détaillées dans la partie 3.3.2 du chapitre précédent (voir figure 3.20).

Les deux premiers essais de traçage ont été menés entre les forages P15 (puits d'injection) et P0 (puits de pompage), distants de 14.4 m, avec un débit de pompage de $50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Le troisième essai de traçage a été mené entre les forages P13 (puits d'injection) et P0 (puits de pompage), distants de 8.3 m, avec un débit de pompage de $50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Les injections ont été réalisées entre obturateurs afin d'isoler précisément la zone d'injection du reste du forage (voir figure 4.9). Ces zones ont été choisies sur la base des résultats des essais hydrodynamiques réalisés sur le site (voir chapitre 3). Les zones d'écoulement préférentiel, tracées durant ces essais, sont situées au niveau d'une interface stratigraphique.

Au cours du premier essai de pompage réalisé sur le site en avril 2013, 43 g d'Uranine, puis 4250 g de sel ont été injectés dans le drain du forage P15. Lors du second essai de pompage en juillet 2013, 3.8 g d'Uranine ont été injectés dans la fracture transmissive du forage P13 (voir figure 4.8). Nous avons réalisé des injections de type Dirac (injections brèves), avec des débits d'injection faibles par rapport au débit de pompage de P0 ($1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour P15 et $0.3 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour P13) pour ne pas perturber les conditions d'écoulements des zones testées. Le traceur a ensuite été poussé par environ 50 l d'eau (« chasseur ») afin qu'il ne reste pas « coincé » au niveau de la chambre d'injection.

Les courbes de restitution ont été mesurées à l'aide d'un fluorimètre pour forage au niveau du puits de pompage P0. Lors du second essai de traçage, le piézomètre P3 a aussi été suivi.

Pour le traçage au sel, le passage du traceur a été suivi dans les forages P2, P13 et P0 au moyen de sondes CTD.

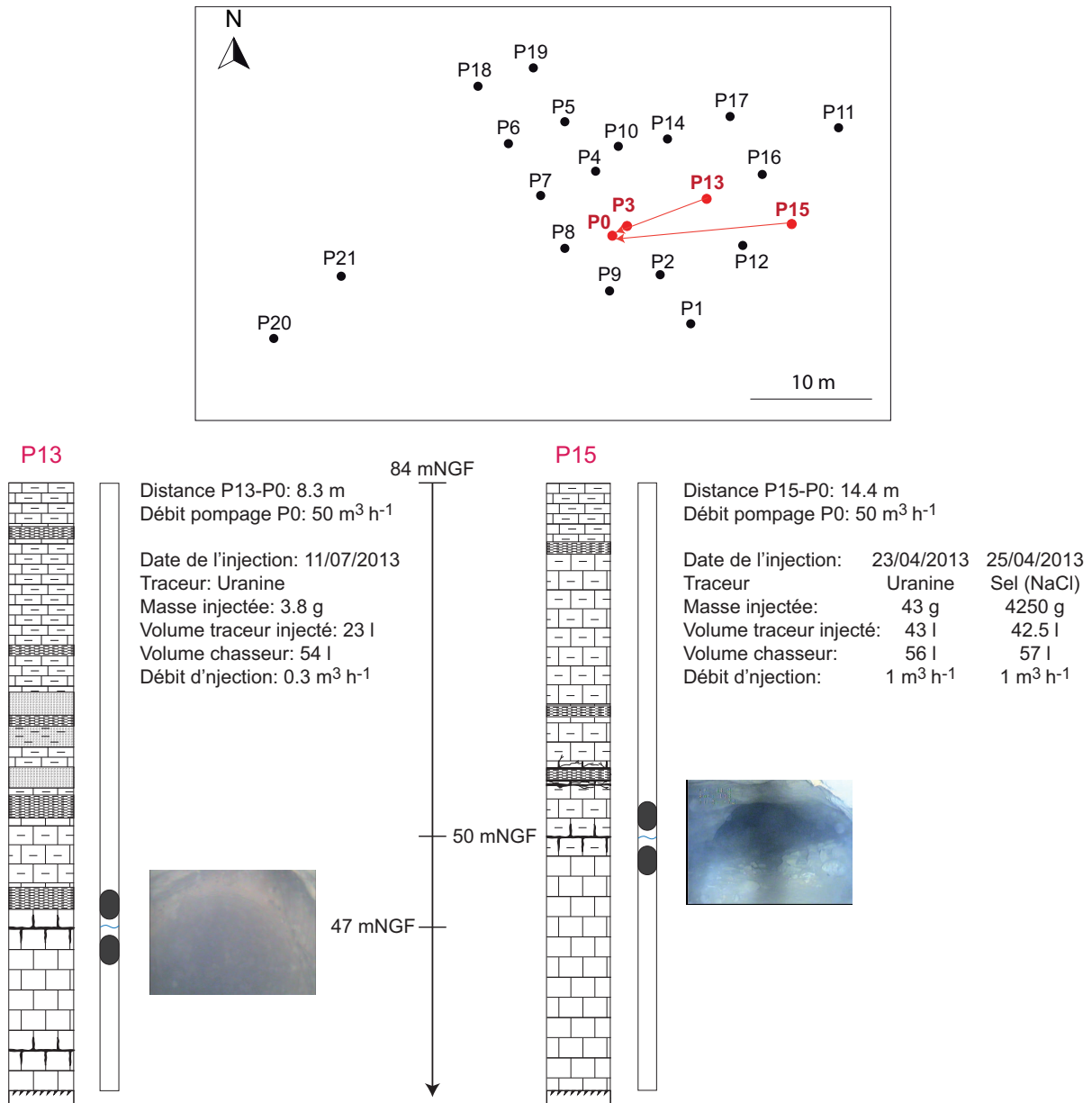


FIGURE 4.8 – Localisation des zones d’injection sur le site expérimentale du Terrieu, les forages utilisés pour les essais de traçage sont en rouge. Les zones testées sont isolées du reste du forage par un dispositif de double obturateurs.

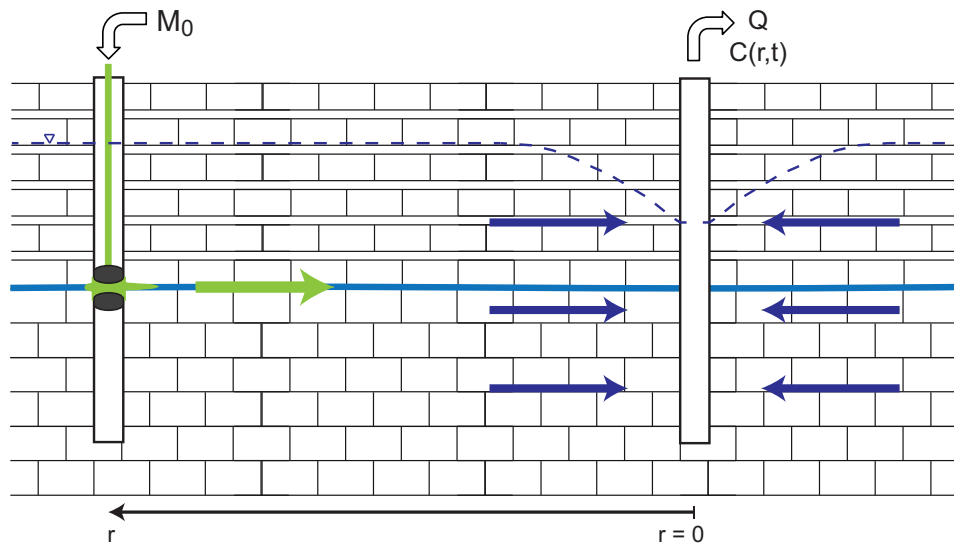
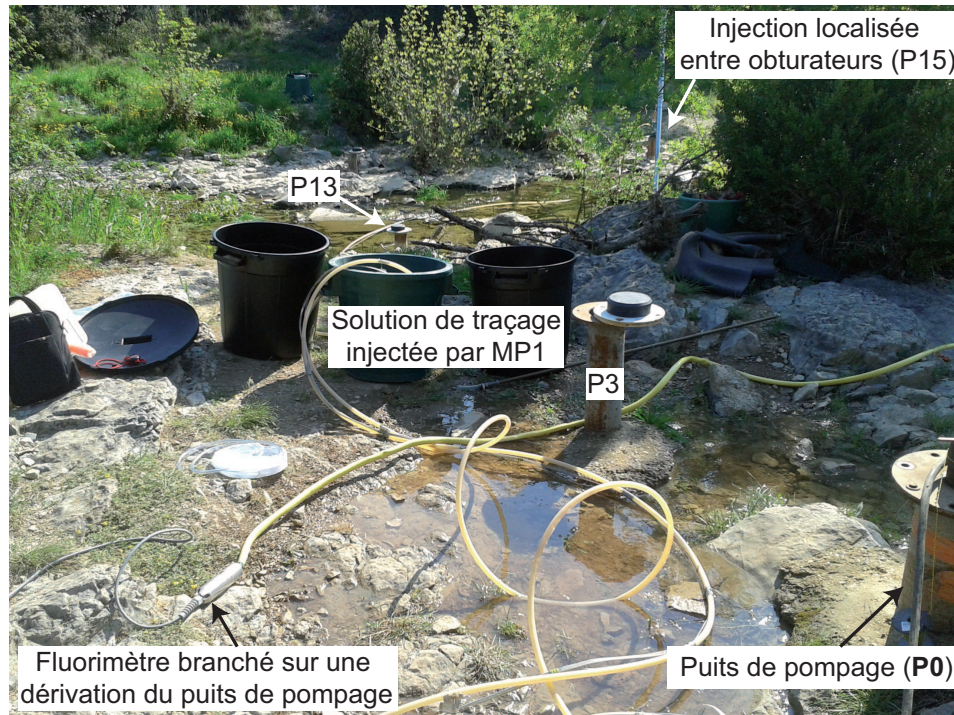


FIGURE 4.9 – Dispositif d'injection localisée entre obturateurs pour le traçage entre forages en condition de pompage (en régime permanent).

TABLEAU 4.3 – Caractéristiques des essais de traçage réalisés à l’échelle du site expérimental du Terrieu (où d = distance ; Q_p = débit de pompage ; Q_{inj} = débit d’injection ; M_{inj} = Masse injectée ; V_{inj} = volume injecté ; V_{chasse} = Volume d’eau de chasse après injection).

Test	Forage d’injection	Puits de pompage	d (m)	Q_p (m ³ h ⁻¹)	Q_{inj} (m ³ h ⁻¹)	M_{inj} (g)	V_{inj} (l)	V_{chasse} (l)
P15-P0 (Uranine)	P15 (drain)	P0	14.9	50	1	43	43	56
P15-P0 (sel)	P15 (drain)	P0	14.9	50	1	4250	42.5	57
P13-P0 (Uranine)	P13 (fracture)	P0	8.3	50	0.3	3.8	23	54

4.4 Résultats

4.4.1 Traçages à l'échelle régionale

Traçage de l'aven de la Fausse Monnaie

Le traceur injecté à la Fausse Monnaie est apparu à la source du Lirou et à la source du Lez, confirmant ainsi la connexion hydraulique de ce point en condition de hautes eaux. Aucune trace de fluorescéine n'a été détectée à la source des Fontanilles.

Après l'injection du traceur dans la perte de l'aven de la Fausse Monnaie le 20/04/2010 (période de décrue), celui-ci semble avoir séjourné dans une zone déconnectée du compartiment Ouest du bassin. Après l'épisode pluvieux du 01/05/2010 (voir figure 4.4), le système a probablement été de nouveau connecté au réseau karstique de l'aven du fait d'apports importants d'eau d'infiltration associés à une remontée des niveaux piézométriques ; la crue a ainsi chassé le traceur vers les sources du Lirou et du Lez. Nous considérons ici la période de chasse du traceur (le 01/05/2010) comme date de début de l'injection pour l'estimation des temps de transfert et l'analyse de la restitution.

En l'absence de fluorimètre à la source du Lirou, la restitution a été suivie manuellement sur cette source (voir figure 4.10a). Le traceur serait apparu à la source du Lirou environ 12 j après la chasse des pluies, ce qui correspondrait à une vitesse de transfert minimale de 19.5 m h^{-1} . Le pic de traçage (5.3 ppb) est mesuré à 18.25 j, donnant une vitesse modale de 12.8 m h^{-1} .

Les concentrations obtenues à la source du Lez sont très faibles, à la limite de détection des fluorimètres de terrain. Cependant, l'analyse des échantillons manuels en laboratoire (points rouge sur la figure 4.10b) confirme le passage du traceur environ 14 j après la chasse, soit une vitesse de transfert minimale de 23.8 m h^{-1} . Deux pics sont visibles sur la courbe de restitution : un premier pic environ 20 j après la chasse, soit une vitesse modale de 18.7 m h^{-1} et le second pic environ 27 j après la chasse, soit une vitesse modale de 12.9 m h^{-1} . Ces deux pics indiquent des temps de transfert différents, probablement liés à deux chemins d'écoulement différents. Le fait qu'aucun autre évènement pluvieux important n'ait eu lieu après celui du 1^{er} mai, élimine l'hypothèse d'une deuxième mobilisation du traceur postérieurement à la première qui prendrait un chemin identique. La masse restituée estimée pour chacun des pics est quasiment identique (250 g par pic), soit une restitution d'environ 6% par pic de traceur.

La durée de restitution est d'environ 19 j à la source du Lirou et 27 j à la source du

Lez. Le taux de restitution est estimé à 35% à la source du Lirou et à 12.5% à la source du Lez, soit un total de presque 50% de restitution.

Injection de 4 kg d'uranine dans la perte de l'aven de la Fausse Monnaie le 20/04/2010 à 12h00
Traceur «poussé» par les pluies le 01/05/2010 12h00 (début de l'injection considéré)

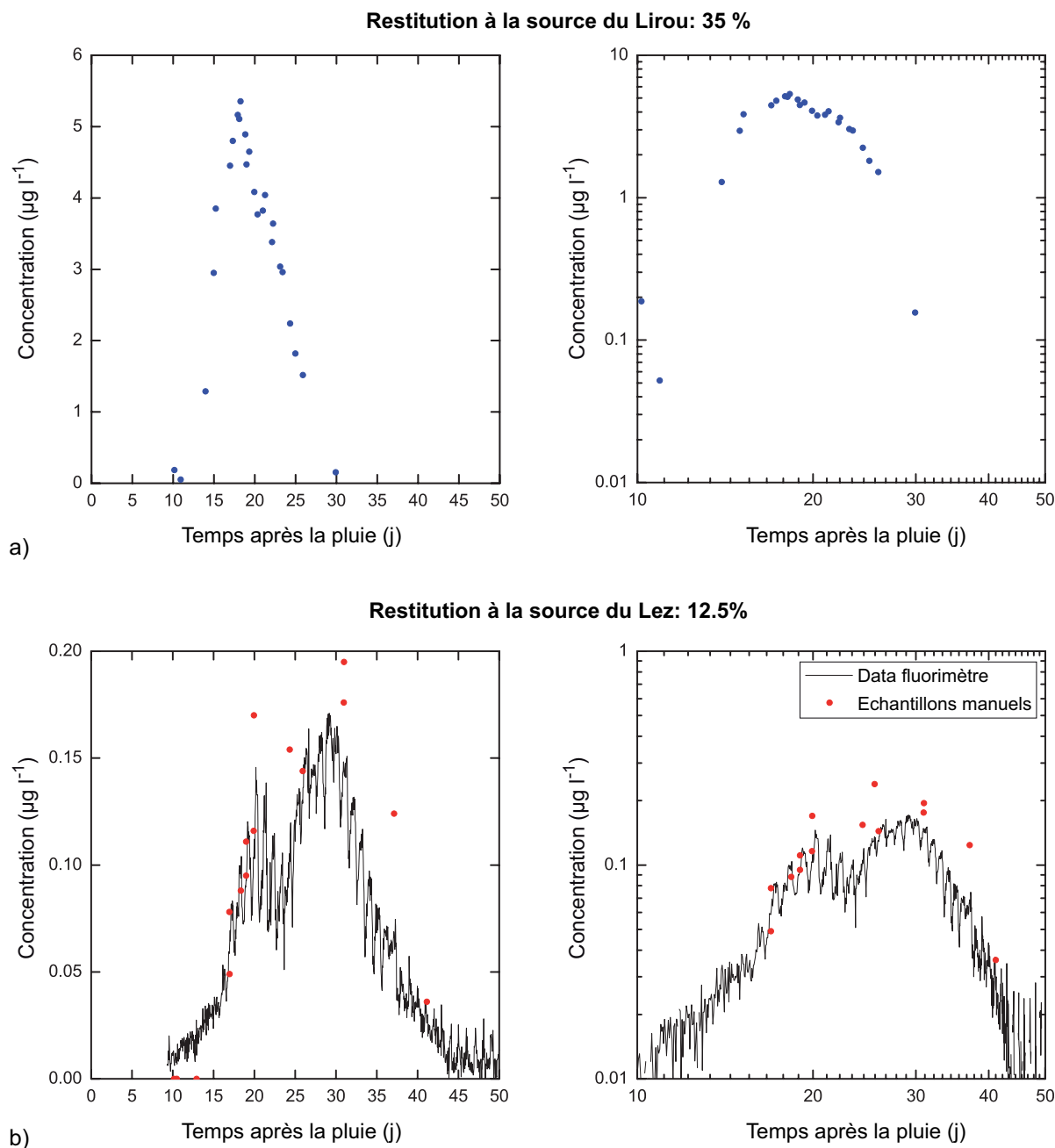


FIGURE 4.10 – Représentation linéaire et logarithmique des restitutions du traçage de la perte de l'aven de la Fausse Monnaie a) à la source du Lirou (distance = 5.6 km) et b) à la source du Lez (distance = 8.9 km).

Traçage de la perte de Brestalou de Claret

Le traceur injecté dans la perte du Brestalou de Claret est réapparu à la source du Lez au bout de douze jours, ce qui indique des circulations rapides dans le drain avec une vitesse de transit de 57.6 m h^{-1} . Le pic de restitution est observé 18.7 jours après l'injection, soit une vitesse modale de 37 m h^{-1} . La durée de restitution est d'environ 35 jours, mais la majorité du traceur a été évacué au bout d'une quinzaine de jours. Ce traçage présente un taux de restitution très élevé, d'environ 67% à la source du Lez. Le passage du traceur, clairement visible sur le fluorimètre de terrain, a été validé par l'analyse d'échantillon d'eau en laboratoire au spectrofluorimètre (voir figure 4.11).

Chaque cycle de pompage de la source du Lez (pompages journaliers) induit une légère augmentation des concentrations, et rend la fin du signal particulièrement bruitée. Cependant, cela ne semble pas affecter la forme globale de la restitution qui suit quasiment la forme d'une gaussienne caractéristique du transport dit « normal ». Un léger effet de traine est cependant visible sur la fin de la courbe de restitution et il semblerait même qu'il y ait un second pic de très faible concentration (moins de 1 ppb) 35 jours après l'injection.

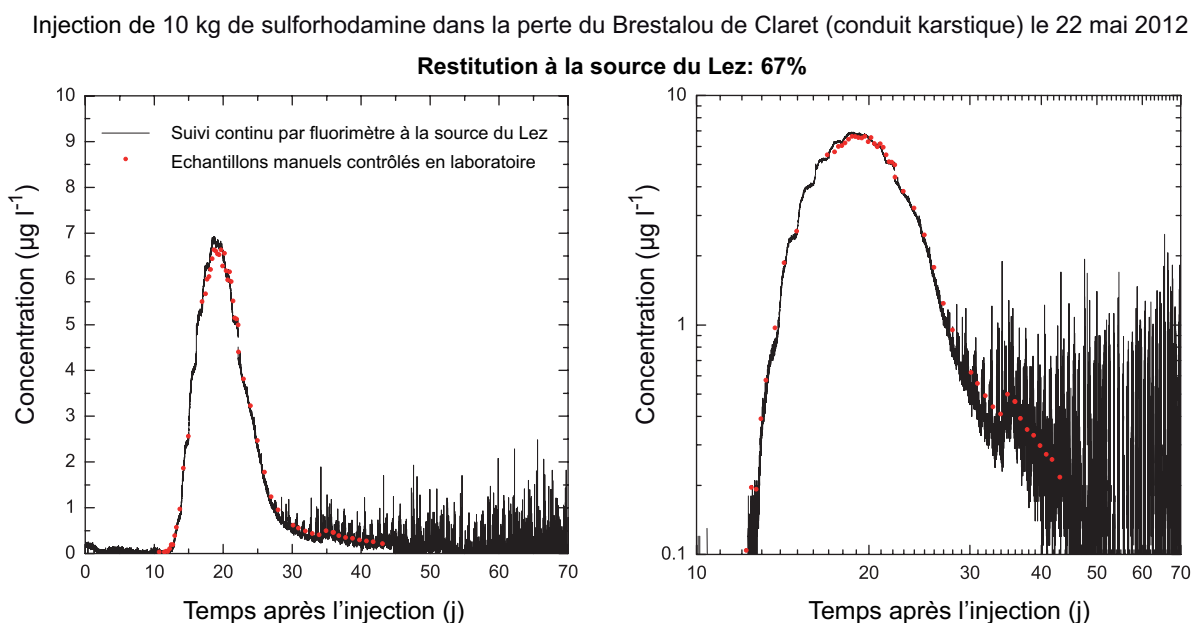


FIGURE 4.11 – Représentation linéaire et logarithmique de la courbe de restitution du traçage de la perte de Brestalou de Claret à la source du Lez (distance = 16.6 km).

4.4.2 Traçages à l'échelle du site

Traçages à l'uranine des forages P15 et P13

Les courbes de restitution obtenues pour les essais de traçage à l'uranine des forages P15 et P13 sont présentées sous forme linéaire et bi-logarithmique sur la figure 4.12. Au cours de l'essai de traçage du drain du forage P15, les concentrations du pic étaient trop élevées (> 500 ppb), ce qui a saturé le fluorimètre. Le pic a été reconstitué grâce aux prélèvements manuels mesurés en laboratoire par spectrométrie de masse ($C_{pic} = 900$ ppb, voir les points rouge sur les figures 4.12 et 4.13). Lors de l'essai de traçage de la fracture du P13, le passage du traceur a aussi été mesuré dans le piézomètre P3 situé entre le puits d'injection (P13) et le puits de pompage (P0) (courbe bleue sur les figures 4.12 et 4.13).

La figure 4.13 rappelle la position des différents forages et permet une comparaison des restitutions de deux essais de traçage en normalisant les concentrations obtenues par la masse injectée. Le débit de pompage en P0 est le même ($50 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$) dans les deux cas.

Les taux de restitution sont excellents avec une restitution complète pour l'essai de traçage en P15 et une restitution de 94% pour l'essai du P13. Les temps de transfert de ces essais ont été très courts, moins d'une heure dans les deux cas et les temps modaux sont quasiment identiques, environ 1.3 h (voir figure 4.12 et tableau 4.4).

TABEAU 4.4 – Analyse primaire des courbes de restitution des essais de traçage réalisés sur le site expérimental du Terrieu.

Test	$t_{arrivee}$	V_{max}	t_{pic}	V_{modale}	Taux de restitution	Durée de restitution
	(min)	(m h^{-1})	(min)	(m h^{-1})	(%)	(h)
P15 - P0	55	15.7	82	10.5	99	33
P13 - P0	44	11.3	78	6.38	93	47
P13 - P3	43.5	9.6	86	4.8	-	-

Les courbes de restitution obtenues pour ces deux essais présentent plusieurs pics, suggérant l'existence de plusieurs chemins d'écoulement. La courbe de restitution du traçage du forage P15 est moins étalée que celle du P13 (voir figure 4.13) et présente deux pics de concentration : un premier pic à 900 ppb, 1h22 après le début de l'injection ($v_{pic1} = 10.5 \text{ m h}^{-1}$) et un second pics à 14 ppb, 8h42 après le début de l'injection (v_{pic2}

$= 1.8 \text{ m h}^{-1}$). Ces pics décroissent rapidement avec une queue de restitution légèrement étalée (effet retard).

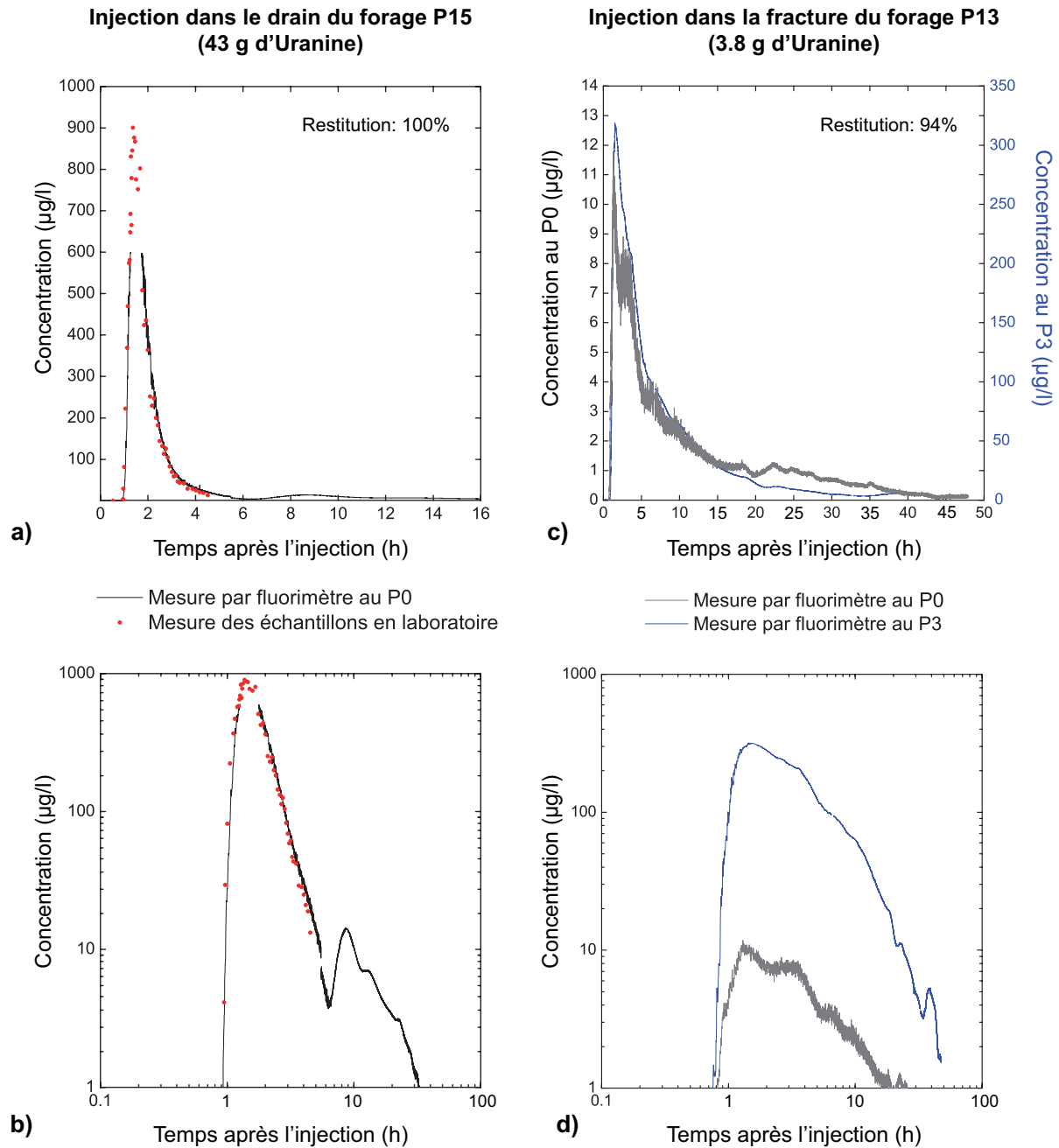


FIGURE 4.12 – Représentations linéaire (a et c) et logarithmique (b et d) des courbes de restitution des essais de traçage réalisés au forage P15 (mesures au puits de pompage P0) et au forage P13 (mesures au puits de pompage P0 et au piézomètre P3).

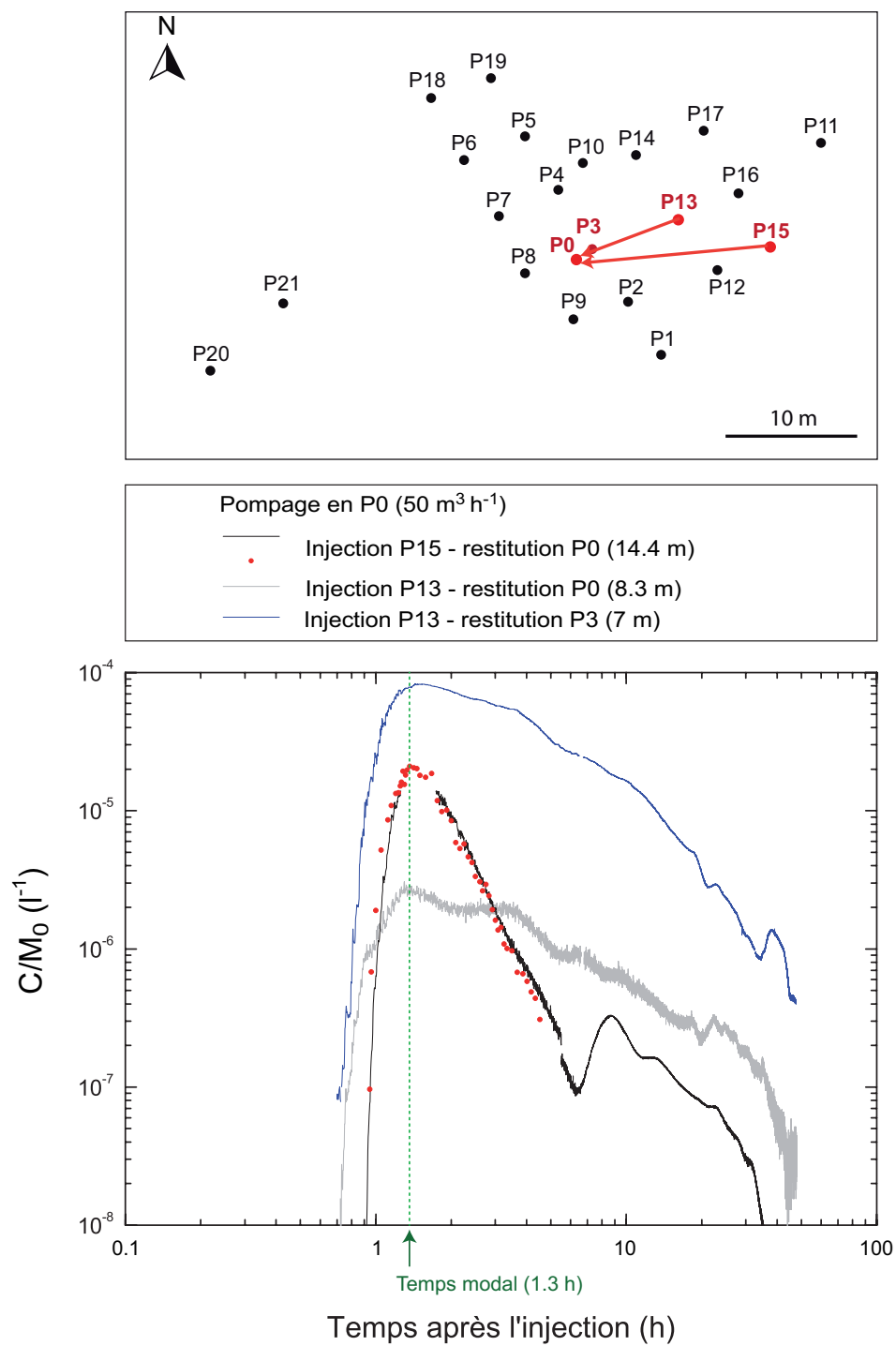


FIGURE 4.13 – Localisation des traçages réalisés sur le site expérimental du Terrieu et comparaison des courbes de restitution normées par rapport à la masse injectée.

Lors de l'essai de traçage du forage P13, les courbes de restitutions mesurées présentent un étalement plus important avec un effet retard que l'on pourrait attribuer à une dispersion plus importante. De légères « fluctuations » sont visibles, elles peuvent être liées à la superposition de plusieurs pics de restitution ou encore aux conditions hydrodynamiques plus perturbées (impact des pompages du Lez fort car période de basses eaux, cf. chapitre 3, figure 3.20b).

La figure 4.14 illustre les impacts des pompages de la source du Lez sur l'hydrodynamique du site expérimental du Terrieu au cours de ces essais. Lors du traçage P15-P0, les interférences liées aux pompages de la source du Lez étaient faibles car nous étions en conditions de hautes eaux (voir chapitre 3). Le traçage P13-P0 a été effectué en condition de basses eaux : les pompages de la source du Lez induisent alors des rabattements importants au niveau du site. On remarque que les variations de concentration en période de basses eaux sont impactées par les variations piézométriques induites par les pompages de la source du Lez (voir figure 4.14b). Ainsi la superposition de plusieurs vitesses de transfert (sous l'effet des variations du débit de pompage à la source du Lez) expliquerait certains pics de la courbe de restitution du traçage P13-P0. Néanmoins ces fluctuations de concentration restent faibles et nous ne tiendrons pas compte de la superposition des pompages du Lez dans la suite de notre analyse.

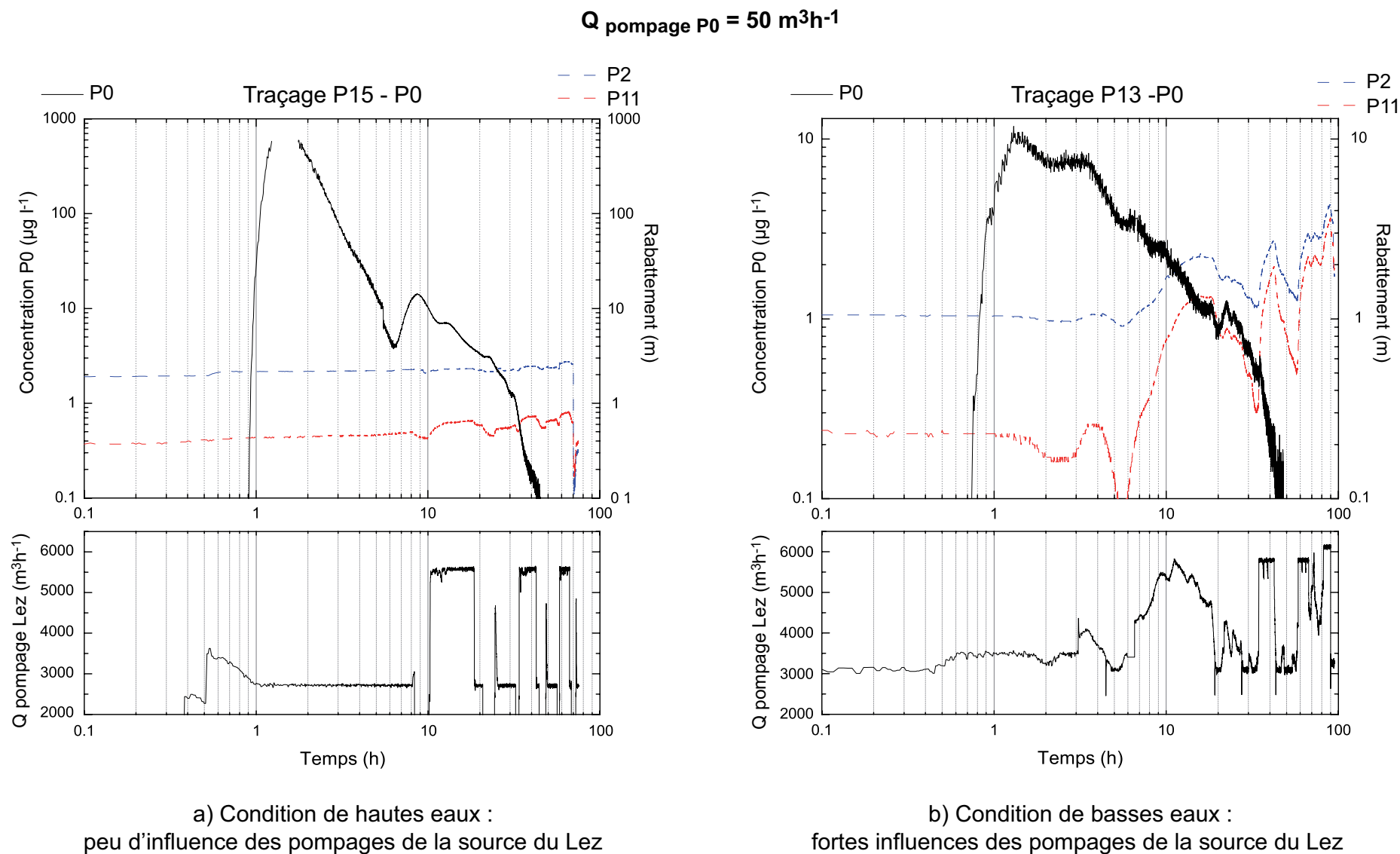


FIGURE 4.14 – Impact des pompages de la source du Lez sur les essais de traçages réalisés sur le site expérimental du Terrieu : a) la restitution du traçage P15-P0 ne semble pas affectée par les pompages du Lez, alors que b) les fluctuations observées sur la restitution P13-P0 sont corrélées aux variations de pressions induite par les pompages de la source du Lez.

Traçages au sel depuis le forage P15

La solution injectée au niveau du drain dans le forage P15 avait une conductivité électrique de 109 mS/cm pour une concentration en sel de 100 g/l. La calibration des sondes n'a pas été réalisée, les résultats sont ici présentés en conductivité électrique et non pas en concentration, ce qui permet une analyse qualitative de la restitution.

La figure 4.15 présente les conductivités électriques mesurées au niveau de la zone d'injection (drain du P15), dans les forages P13, P2 et au puits de pompage P0. Le passage du traceur se traduit par une augmentation de la conductivité électrique. Les informations concernant les temps de transfert et les vitesses estimées sont regroupées dans le tableau 4.5. Le passage du sel en P0 est visible dès la 21^{ème} minutes du traçage, soit une vitesse d'arrivée de 42.7 m.h⁻¹ ce qui est presque trois fois plus rapide que lors du traçage à l'uranine réalisé deux jours auparavant dans les mêmes conditions hydrodynamiques (pompage en P0 à 50 m³h⁻¹ en régime permanent). Le traceur salin présente un effet densitaire plus important que l'uranine, ce qui normalement se traduit par un retard sur le premier temps d'arrivée (Bouquain *et al.*, 2011). Ainsi, seule l'hypothèse d'un décolmatage des chemins d'écoulement suivis par le traceur, au cours du pompage, pourrait expliquer de tels écarts de vitesse.

Le puits de pompage présente un seul pic de restitution avec un transfert rapide, concomitant avec le pic de restitution observé sur le forage P2. Un facteur de dilution de 3 est visible entre les deux forages (voir tableau 4.5 et figure 4.15). Le passage du traceur au niveau du forage P13 n'est visible qu'environ 1h30 après le passage du premier pic au puits de pompage, ce qui indique une zone de transfert avec des vitesses plus lentes que dans la zone principale d'écoulement. Les pics secondaires ne sont pas visibles au puits de pompage P0 (contrairement au traçage fluorescent), probablement du fait de la dilution importante du traceur et du bruit de fond important ($CE_{eau} = 0.6$ mS/cm).

Ce traçage confirme l'aspect multi-chemins des écoulements, avec un écoulement principal au niveau de la zone de drain (P15-P2-P0) et un écoulement secondaire (*via* P13) associé à des vitesses d'écoulement plus lentes (voir tableau 4.5), dans la zone périphérique du drain, probablement au niveau de la discontinuité liée à l'interface stratigraphique, là où la karstification est beaucoup moins développée.

Ce traçage a été réalisé avec l'objectif de vérifier et de visualiser l'aspect multi-chemins et ne sera pas utilisé pour la modélisation. Le traçage précédent réalisé à l'uranine permet d'obtenir une restitution au puits de pompage beaucoup plus fiable avec de faibles concentrations.

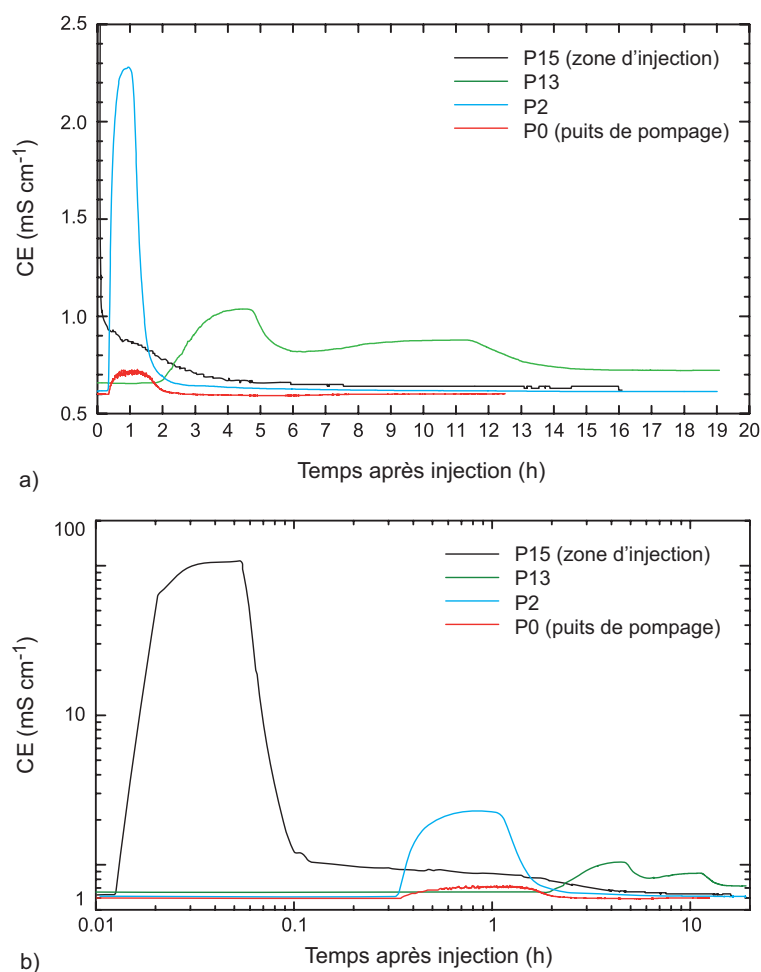


FIGURE 4.15 – Résultats du traçage au sel du drain du forage P15 : représentation linéaire (a) et logarithmique (b) des courbes de conductivité électrique mesurée aux forages P15, P13, P2 et P0.

TABLERAU 4.5 – Analyse des courbes de restitution du traçage au sel réalisé depuis le drain du forage P15 (avec comparaison du traçage à l'uranine réalisé sur le même couple de forage).

	P13	P2	P0 (puits pompage)	P0 (traçage uranine)
Distance avec P15	7.32	11.6	14.97	14.97
$t_{arrivee}$ (min)	108.5	19.5	21	55
V_{max} (m h ⁻¹)	4.05	35.69	42.77	15.7
t_{pic} (min)	255	54	63	82
V_{modale} (m h ⁻¹)	1.72	12.88	14.26	10.5
CE pic (μ S cm ⁻¹)	1.04	2.27	0.71	
Durée restitution (h)	> 17	10.14	2.16	33

4.4.3 Modélisation des essais de traçage

Les modélisations ont été réalisées pour les courbes de restitution mesurées au niveau des sources du Lirou et du Lez (à l'échelle régionale) et au puits de pompage P0 (à l'échelle du site). La restitution mesurée sur le forage P3 lors du traçage depuis le forage P13 n'est pas utilisée ici car il est nécessaire de connaître le débit. Les débits sont supposés constants au cours des restitutions ; une moyenne des débits au cours du temps est donc considérée pour les sources (voir tableau 4.6).

Les modélisations des traçages à l'échelle régionale sont présentées sur la figure 4.16 pour le traçage de l'aven de la Fausse Monnaie et sur la figure 4.17 pour le traçage depuis la perte du Brestalou de Claret. La figure 4.18 regroupe les modélisations des traçages entre forages réalisés à l'échelle du site du Terrieu (injections dans les forages P15 et P13, restitution au puits de pompage P0). Les résultats des interprétations des traçages sont synthétisés dans le tableau 4.6.

Les restitutions du traçage de l'aven de la Fausse Monnaie mesurées à la source du Lirou et à la source du Lez ont été simulées grâce au modèle simple d'advection-dispersion (voir figure 4.16). Le calage de la restitution à la source du Lirou indique une vitesse advective d'environ 12 m.h^{-1} et une dispersivité de 97 m. La restitution à la source du Lez présente deux pics visibles. Le calcul du flux massique montre que la masse de chaque pic correspond à la moitié de la restitution, soit 6.25% de la masse restituée. Ces pics ont été simulés en considérant deux chemins d'écoulement associés à une vitesse advective et une dispersion longitudinale différentes (voir tableau 4.6). Ces deux chemins d'écoulement présentent cependant une dispersivité similaire d'environ 132 m.

Le traçage de la perte de Brestalou de Claret est modélisé par le modèle AD et par le modèle MIM (figure 4.17). La simulation obtenue avec le modèle MIM montre un calage plus satisfaisant puisque la fin de la courbe de restitution est également prise en compte (voir figure 4.17). Ceci illustre l'importance des processus plus complexes impliqués dans les restitutions observées. Les deux modèles indiquent une vitesse advective d'environ 35 m.h^{-1} , ce qui est environ deux fois plus rapide que pour le traçage de l'aven de la Fausse Monnaie. Les dispersivités estimées *via* les deux modèles sont relativement proches, de l'ordre de 200 m (voir tableau 4.6).

A l'échelle du site, les interprétations ont été réalisées à l'aide des modèles AD et MIM pour les deux essais.

La courbe théorique d'AD est bien corrélée avec la partie ascendante de la courbe expérimentale du traçage P15-P0, mais pas sur la queue de restitution où l'on observe un effet de traine (figure 4.18a). Comme cela a été fait pour l'essai de traçage de la Fausse Monnaie à l'échelle régionale, les deux pics visibles peuvent être simulés en considérant deux chemins d'écoulement ayant une vitesse advective et une dispersion longitudinale différentes (voir tableau 4.6). On obtient une dispersivité respective de 0.21 et 0.34 m pour chacun des chemins considérés. La courbe théorique du modèle MIM simule bien la restitution du traçage P15-P0, avec une très bonne corrélation des deux pics en considérant deux chemins d'écoulement (figure 4.18a). Le modèle indique :

- pour le premier pic une dispersivité de 0.21 m, avec une fraction d'eau mobile (β) de 0.8 et un taux d'échange de soluté entre eau mobile et eau immobile (ω) de 0.45 ;
- pour le second pic une dispersivité de 0.2 m, avec une fraction d'eau mobile (β) de 0.62 et un taux d'échange de soluté entre eau mobile et eau immobile (ω) de 0.98.

L'ajustement du modèle d'AD sur les mesures du traçage P13-P0 est plus délicat. Le calage se base sur la partie ascendante de la courbe expérimentale du traçage mais pas sur la queue de restitution où l'on observe un effet de traine encore plus important que lors de l'injection dans le drain du P15 (figure 4.18b). La dispersivité obtenue est de 0.33 m, similaire à la valeur de dispersivité estimée pour le deuxième pic du traçage P15-P0. Le modèle MIM permet de reproduire la partie ascendante de la courbe ainsi que la tendance globale de la queue de restitution du traçage P13-P0 de façon satisfaisante (figure 4.18b). La dispersivité obtenue est de 0.66 m, avec une fraction d'eau mobile (β) de 0.35 et un taux d'échange de soluté entre eau mobile et eau immobile (ω) de 0.9.

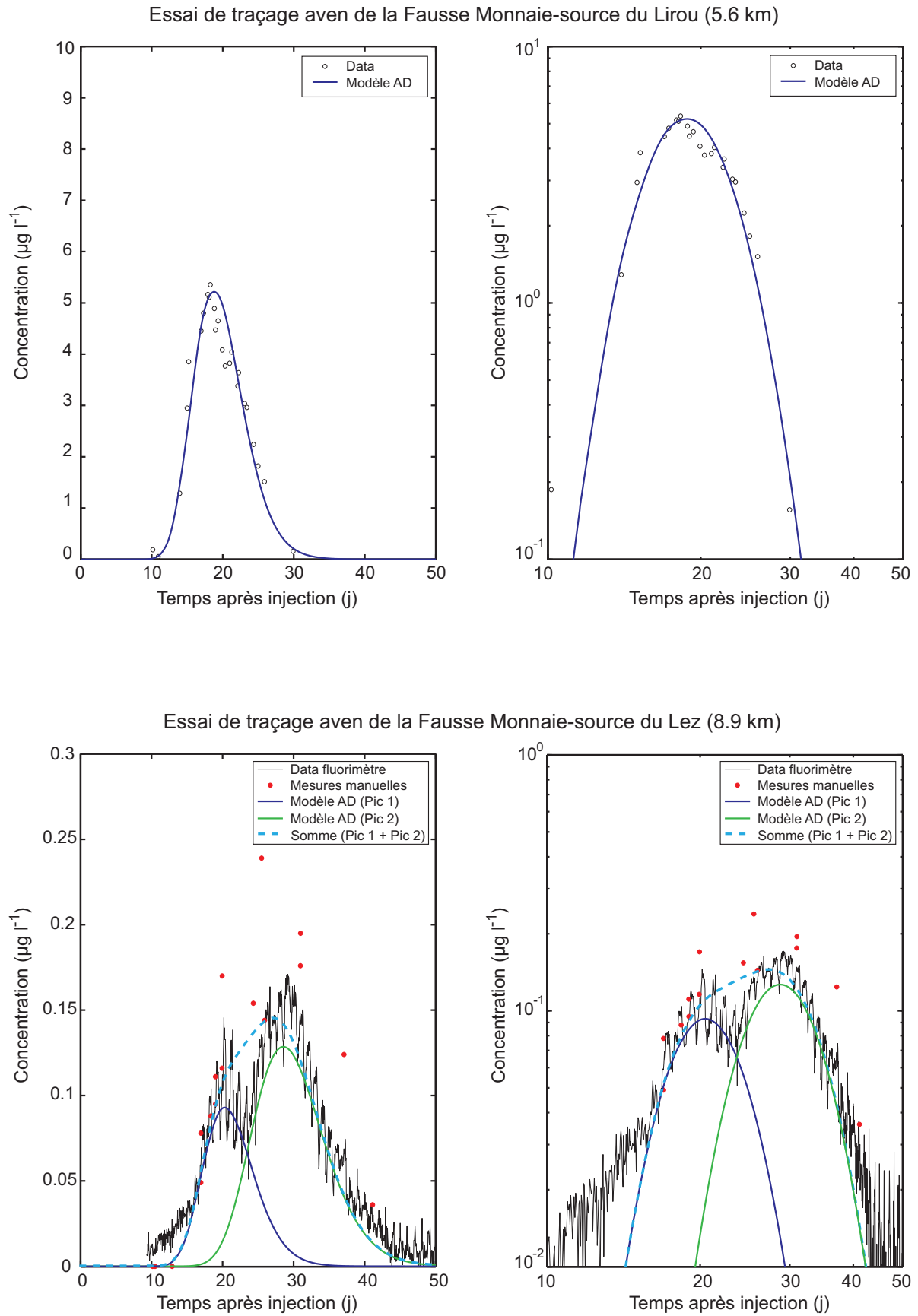


FIGURE 4.16 – Modélisations du traçage de l’aven de la Fausse Monnaie à la source du Lirou et à la source du Lez ; en représentation linéaire et logarithmique.

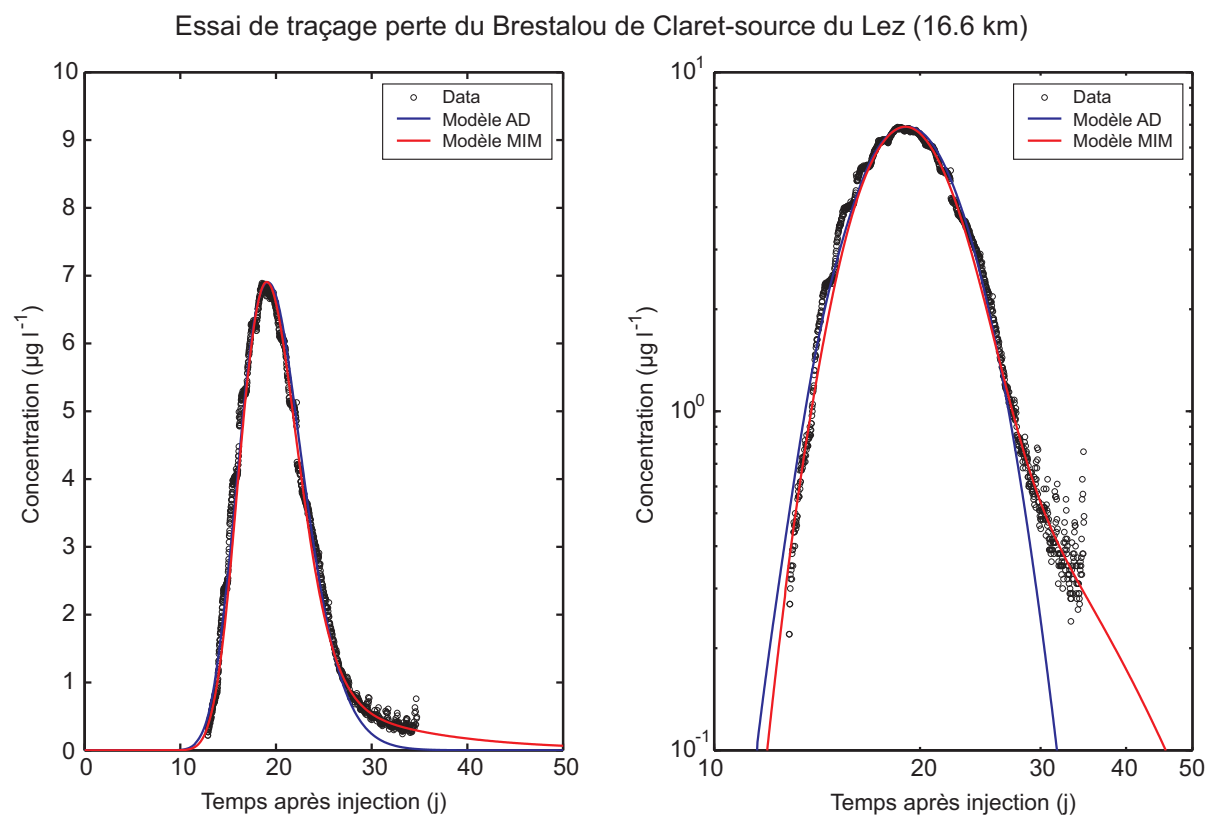


FIGURE 4.17 – Modélisations du traçage de la perte de Brestalou de Claret ; en représentation linéaire et logarithmique.

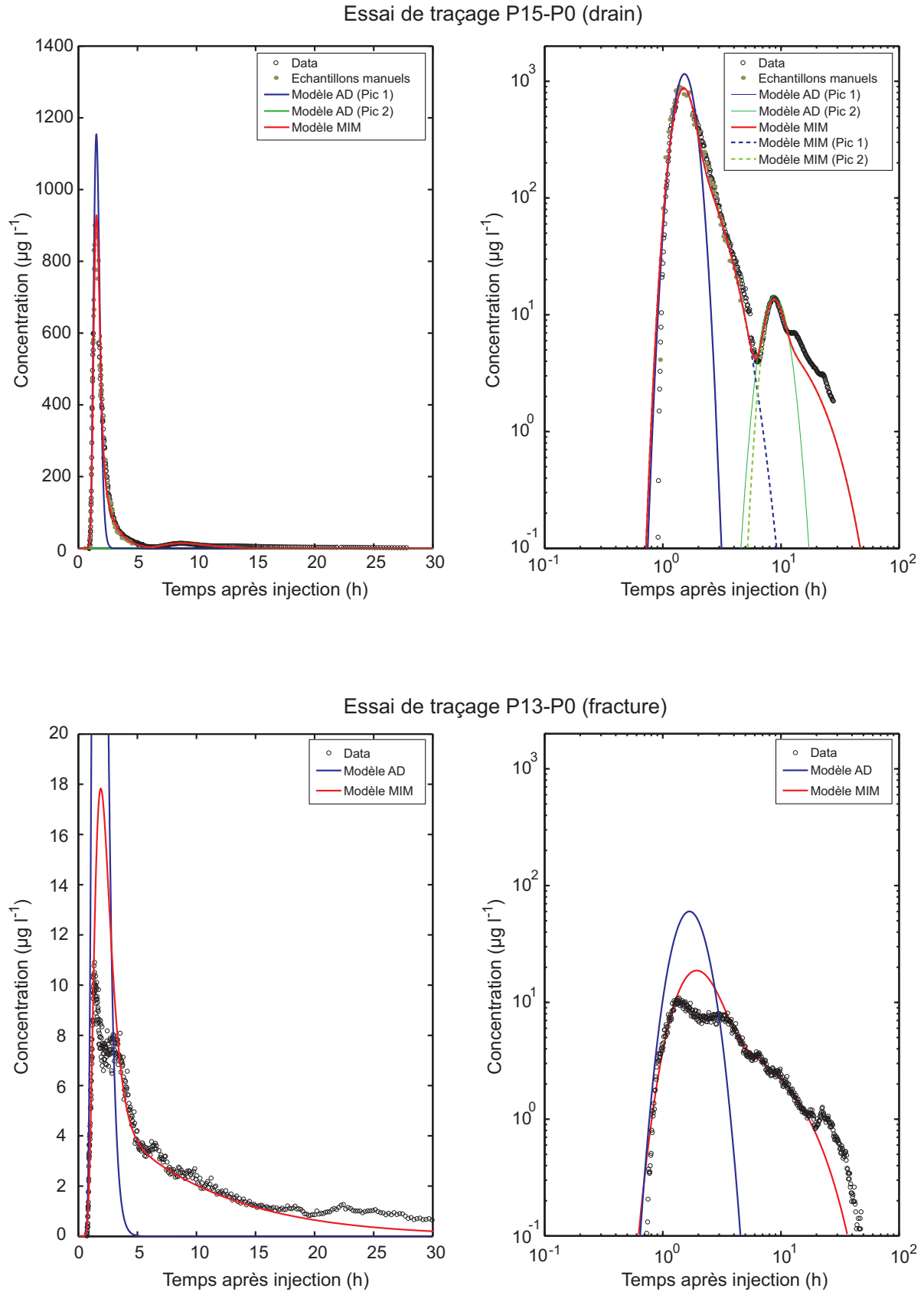


FIGURE 4.18 – Modélisations des traçages à l'échelle du site expérimental du Terrieu, entre le P15-P0 et le P13-P0 ; en représentation linéaire et logarithmique.

TABLEAU 4.6 – Synthèse des paramètres de transport des traçages réalisés et simulés par les modèles AD et MIM.

Échelle	Régionale (bassin hydrogéologique du Lez)				Locale (site expérimental du Terrieu)		
Lieu d'injection	Fausse Monnaie	Fausse Monnaie		Claret Brissac	P15 (drain)	P13 (fracture)	
Lieu de restitution	Source du Lirou	Source du Lez		Source du Lez	P0	P0	
Distance a (m)	5633	8963		16600	14.97	8.2	
Masse traceur injecté (g)	4000	4000		10000	43	4.3	
Q_{moy} ($\text{m}^3 \text{h}^{-1}$)	1260	12600	6480	4680	50	50	
$t_{arrivee}$ (h)	288	336		301	0.9	0.7	
V_{max} (m h^{-1})	19.5	23.8		55.1	16.3	11.2	
		Pic 1	Pic 2		Pic 1	Pic 2	
t_{pic} (h)	438	479	639.5	448	1.4	8.7	1.3
V_{modale} (m h^{-1})	12.8	18.7	12.9	37	10.6	1.7	6.3
Durée de restitution (h)	456		648	711	33		47
R (%)	35		12.5	67	99		93
Modèle AD		Pic 1	Pic 2		Pic 1	Pic 2	
R (%)	35	6.25	6.25	66	86.4	8	93
V_{eff} (m h^{-1})	11.88	17.46	12.42	34.56	9.36	1.6	4.32
D ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)	1152	2304	1656	8784	2.01	0.54	1.44
$\alpha = D/v$ (m)	96.97	131.96	133.33	254.17	0.21	0.34	0.33
$Pe = a/\alpha$	58.09	67.92	67.22	65.31	71.28	44.03	24.85
Modèle MIM					Pic 1	Pic 2	
R (%)				69	88.5	11.5	93
V_{eff} (m h^{-1})				35.1	9.36	1.62	3.24
D ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)				7452	2.12	0.32	2.16
$\alpha = D/v$ (m)				212.31	0.21	0.2	0.66
$Pe = a/\alpha$				78.19	71.28	74.85	12.42
β				0.91	0.82	0.62	0.35
ω				0.21	0.45	0.98	0.9

4.5 Discussion et perspectives

4.5.1 Impact des hétérogénéités sur l'organisation des écoulements

Deux types de structures d'écoulement ont été testés durant nos essais de traçage : des conduits karstiques à l'échelle régionale (injections dans des pertes directes connectées au réseau principal) et à l'échelle du site expérimental (injection dans le drain depuis le forage P15), puis une discontinuité (joint de stratification) à l'échelle du site expérimental (injection depuis le forage P13).

Chenalisation des écoulements

Le traçage de la perte du Brestalou de Claret présente les vitesses de transport (vitesse d'arrivée, vitesse modale et vitesse advective) les plus élevées avec une restitution importante et un seul pic de concentration. Cela peut s'expliquer par un écoulement concentré localisé dans la zone de drainage principal parallèle à la faille de Corconne, directement connecté à la source du Lez.

La présence de plusieurs pics sur les courbes de restitution est classiquement observée lors de traçages réalisés en milieu karstique. Ces restitutions complexes sont généralement expliquées par la géométrie du milieu en considérant soit une restitution multi-chemins, soit un piégeage, puis une restitution du soluté au sein d'un système d'écoulement (Atkinson *et al.*, 1973 ; Field et Leij, 2012 ; Goldscheider *et al.*, 2008 ; Jones, 1984 ; Smart, 1988).

Ces types de courbes à plusieurs pics ont été également observés sur notre site d'étude, à l'échelle régionale comme à l'échelle du site du Terrieu.

A l'échelle régionale, lors du traçage de l'aven de la Fausse Monnaie, la restitution mesurée à la source du Lez présente deux pics de concentration. Le fait qu'il n'y ait pas deux événements pluvieux successifs et que le débit de la source du Lez soit en récession pendant la restitution de ces deux pics, suggère l'existence de deux systèmes de drainage distincts de la perte de la Fausse Monnaie jusqu'à la source du Lez. Plusieurs hypothèses concernant l'organisation de ce drainage sont envisageables : (i) deux chemins d'écoulement différents peu après la zone d'injection, avec un chemin vers la source du Lirou et un autre allant directement à la source du Lez ; (ii) un seul chemin d'écoulement suivant un axe de drainage principal en direction de la source du Lirou (direction majeure

de karstification du Causse de Viols-le-Fort N160-N170, voir figure 2.10, chapitre 2, partie 2.2.2.1) qui se séparerait ensuite en deux chemins d'écoulement au niveau de la zone de la faille de Corconne. Nous ne disposons pas d'assez d'éléments pour trancher entre ces deux hypothèses mais au moins un chemin d'écoulement passe par la source du Lirou (détection du traceur injecté à la Fausse Monnaie). Or, un traçage réalisé en 1956 au niveau du bouldou des Matelles (réseau directement connecté au siphon de la source du Lirou) est ressorti à la source du Lez, ce qui confirme l'existence d'un chemin d'écoulement entre la source du Lirou et la source du Lez (voir figure 2.15, chapitre 2, partie 2.3.1.3).

A l'échelle du site, les traçages mettent en évidence un chemin d'écoulement préférentiel subparallèle à la stratification (voir figure 4.19), soit suivant l'axe de drainage principal (réseau karstique), soit suivant un ou plusieurs chemins d'écoulement secondaire dans le joint de stratification. Ainsi lors du traçage à l'uranine, depuis le drain localisé dans le forage P15, un premier pic correspondant à la quasi-totalité du traceur (masse restituée 88.5%, voir tableau 4.6) est visible au puits de pompage. Ce pic est vraisemblablement lié au transport dans le plan de stratification via le drain recoupé par P15 et connecté au puits de pompage P0. Le second pic et les petites fluctuations sur la fin de la restitution seraient liés des écoulements plus lents suivant des chemins secondaires (interface stratigraphique ou du réseau de fractures). Cette hypothèse est confirmée par les résultats du traçage au sel qui montrent : (i) des vitesses de transfert différentes en fonction des structures (discontinuité de type fracture ou conduit) recoupant les forages suivis ; (ii) le passage concomitant du traceur sur plusieurs forages non alignés sur l'axe d'injection-restitution (voir figure 4.15). Ces traçages illustrent une répartition des écoulements entre le drain principal et le réseau de fracture annexe, induisant une chenalisation marquée à l'échelle du site. Le rôle de l'interface stratigraphique sur la connectivité des écoulements identifiée lors des essais hydrodynamiques (cf chapitre 3) est précisée grâce au traçage. En effet, l'analyse du transfert de masse permet d'apprécier la distribution des écoulements suivant des chemins plus ou moins chenalisés, alors que l'analyse des transferts de pressions, extrêmement rapide à l'échelle du site ne permettaient pas ce type de distinction.

Lors de l'injection au niveau du joint de stratification (discontinuité horizontale) localisée dans le forage P13, il semblerait qu'il y ait plusieurs pics de restitution, beaucoup moins individualisés que pour le traçage depuis le drain du forage P15. Cette restitution, plus étalée, implique une dispersion plus importante que la restitution associée aux écoulements dans le drain. Cette dispersion plus élevée est probablement liée à la structure plus complexe du champ de vitesse dans le joint de stratification et aux échanges zones d'eau mobile et immobile. En effet, les écoulements au travers d'une fracture sont contrôlés par la distribution des ouvertures de la fracture liées à la rugosité des parois, ou

d'éventuels remplissages (Winberg *et al.*, 2000). Cette hétérogénéité géométrique induit une variabilité de transmissivité de fracture (Méheust, 2005 ; Méheust et Schmittbuhl, 2001). Des modèles numériques ont démontré que plus la variance des transmissivités de la fracture est élevée, plus l'effet de chenalisation des écoulements est important (Méheust, 2005 ; Nordqvist *et al.*, 1996). La chenalisation dans la fracture implique alors une distribution hétérogène du champ de vitesse et un plus grand volume d'eau « immobile » (ou à très faible vitesse de déplacement) localisé entre les différents chemins d'écoulement préférentiels (chenaux) au sein du plan de fracture ou du joint de stratification, tel que mis en évidence dans cette étude. Le modèle MIM permet d'expliquer l'étalement de la queue de restitution, en induisant un facteur d'échange important ($\omega = 0.9$) avec une zone d'eau immobile prédominante (65%), alors que le modèle AD n'a pas permis de simuler la restitution du transport en P0 lors de l'injection depuis le joint de stratification localisée dans le forage P13. Une chenalisation des écoulements au sein de la fracture isolant des zones d'eau immobile au niveau de zones moins perméables serait en accord avec les paramètres du modèle MIM qui indiquent un plus grand échange entre les zones d'eau mobile et immobile ($\omega = 0.9$) que celle déterminée ($\omega < 0.2$) lorsque l'écoulement est concentré et chenalisé dans un drain (injection depuis le drain localisé dans P15). Par ailleurs les fractions d'eau immobile déterminées pour chacune des injections (65% pour l'injection depuis le plan de stratification et 18% pour l'injection depuis le drain) sont en accord avec le modèle conceptuel proposé pour les écoulements dans la fracture (joint de stratification où la fraction d'eau immobile est importante (entre chenaux)) et dans le drain (où la fraction d'eau immobile est plus faible du fait d'un écoulement concentré) respectivement.

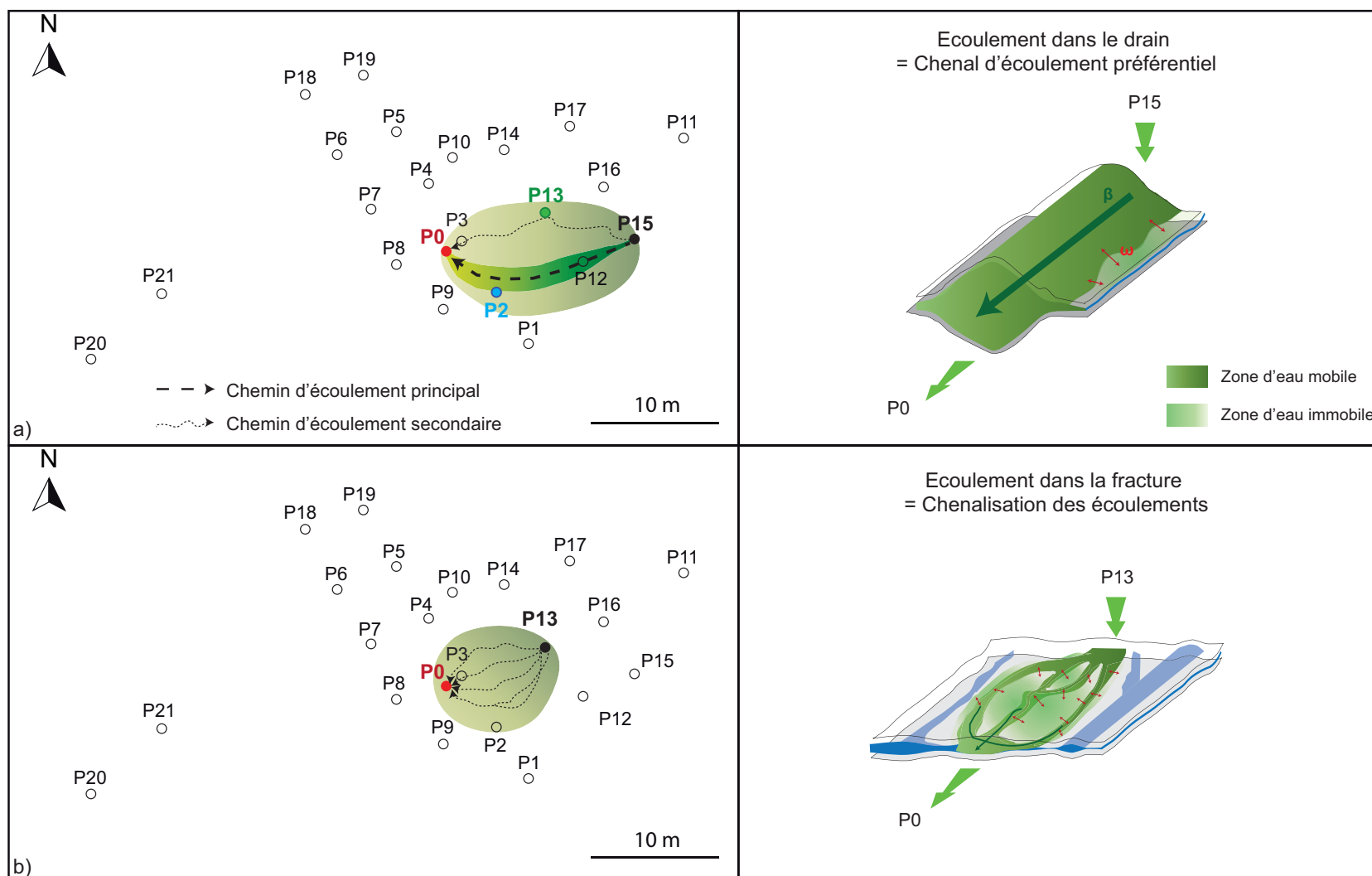


FIGURE 4.19 – Représentation schématique du transport multi-chemins à l'échelle du site. a) Chenal d'écoulement préférentiel au niveau de la zone de drain avec une fraction d'eau mobile (β) importante et un coefficient de transfert de masse eau mobile-eau immobile (ω) réduit ; b) Chenalisation des écoulements dans la fracture induisant des zones d'eau immobile plus importante entre les différents chemins d'écoulement (β plus faible et ω plus fort par rapport à la zone de drain).

Impact des vitesses d'écoulement

A l'échelle régionale, les essais de traçage testent le réseau de drainage principal (drains karstiques de diamètre important au sein desquels l'écoulement est concentré et chenalisé). Les courbes de restitution présentent des effets de traine réduits, ce qui permet de les interpréter avec un modèle AD sans avoir à considérer le modèle MIM, contrairement à ce qui a été fait à l'échelle locale. Néanmoins, l'utilisation du modèle MIM pour l'interprétation des courbes de restitution des essais de traçage à l'échelle régionale est possible et les paramètres obtenus avec ce modèle MIM indiquent une forte proportion de la porosité contribuant au transport advectif (fraction d'eau mobile $\beta=91\%$) pour le traçage de la perte du Brestalou de Claret. A noter que, à l'échelle du site expérimental du Terrieu, l'analyse des courbes de restitution en P0 lors de l'injection dans le drain du forage P15 met en évidence une fraction d'eau mobile élevée ($\beta=82\%$). Les mécanismes impliqués dans les processus de transport au sein des drains karstiques sont par conséquent principalement liés à de l'advection (vitesses advectives comprises entre 35 et 10 m.h⁻¹) et de la dispersion cinématique (fraction d'eau mobile $\beta > 0.8$).

L'étalement de la courbe de restitution est plus marqué à l'échelle du site qu'à l'échelle régionale. L'effet de traine observé est attribué aux échanges plus importants entre les zones d'eau mobile et d'eau immobile correspondant à la matrice fracturée ou à de la macro-rugosité et aux anfractuosités de la roche le long des drains. En effet, la proportion d'échange entre la zone d'eau mobile et immobile (ω) est relativement faible à l'échelle régionale (21%) et moyenne à l'échelle du site (45%).

L'influence des processus de transfert de masse entre des chemins préférentiels et des zones de stagnation semble d'autant plus marquée au niveau d'écoulement dans la fracture (ou l'interface stratigraphique) qui présente des vitesses d'écoulement faibles par rapport au drain. La chenalisation dans la fracture implique donc une répartition hétérogène du champ de vitesse et un plus grand volume d'eau « immobile » réparti entre les différents chemins d'écoulement au sein du plan de fracture. Ainsi le taux d'eau immobile est donc plus élevé dans la fracture (65% contre 18% dans le drain) et les vitesses plus lentes permettent un taux d'échange important entre ces zones.

L'ensemble de ces résultats montre donc que les structures de type drain présenteraient donc une zone d'eau immobile faible et un transfert de masse entre « l'eau mobile - l'eau immobile » probablement dépendant du débit d'écoulement. Ces résultats sont cohérents avec certaines observations réalisées dans le système karstique de Norville en Haute-Normandie (Massei *et al.*, 2006) où l'analyse d'essais de traçage a montré que plus l'écoulement est turbulent, plus l'effet de traine est réduit.

Il serait intéressant de compléter notre étude par la réalisation de traçages pour différents débits (à l'échelle régionale et à l'échelle du site) afin d'étudier l'impact du contrôle hydrodynamique sur les paramètres estimés. Dans cette perspective, deux nouveaux traçages ont été récemment réalisés (en octobre et novembre 2014) au niveau d'une perte du Terrieu, située à 4 km de la source du Lez, lors de conditions hydrodynamiques différentes. L'analyse des restitutions permettra donc de comparer les effets du débit sur les processus de transfert au sein du réseau karstique régional.

Enfin peu de traçages concernent les structures faiblement transmissives telles que les fractures ou la matrice fracturée pour les milieux karstiques. Le site du Terrieu offre l'opportunité de tester de façon précise ces différents éléments. Il serait intéressant par exemple de réaliser d'autres injections localisées entre packer, associées à des expériences de push-pull qui permettraient de dissocier l'effet de l'advection de celui de la diffusion.

4.5.2 Effet d'échelle sur la dispersivité

A l'échelle du site expérimental du Terrieu, les dispersivités estimées sont du même ordre de grandeur pour le traçage au niveau du drain depuis le forage P15 que pour le traçage depuis la fracture localisée dans le forage P13, avec une dispersivité légèrement plus élevée pour la fracture.

La dispersivité augmente en fonction des distances de traçage (voir tableau 4.6 et figure 4.20). Malgré le peu de points disponibles, il semblerait qu'une loi de puissance relie les dispersivités estimées pour le système de drainage karstique et l'échelle de mesure (voir figure 4.20). Pour les écoulements dans les drains, celle-ci s'exprime sur notre site d'étude par : $\alpha = 0.0136 \times d^{1.02}$; avec d la distance en m. Cette relation est quasiment linéaire.

Le nombre de points est limité et il faudrait réaliser d'autres essais sur une échelle intermédiaire (100-1000 m) pour pouvoir confirmer cette relation.

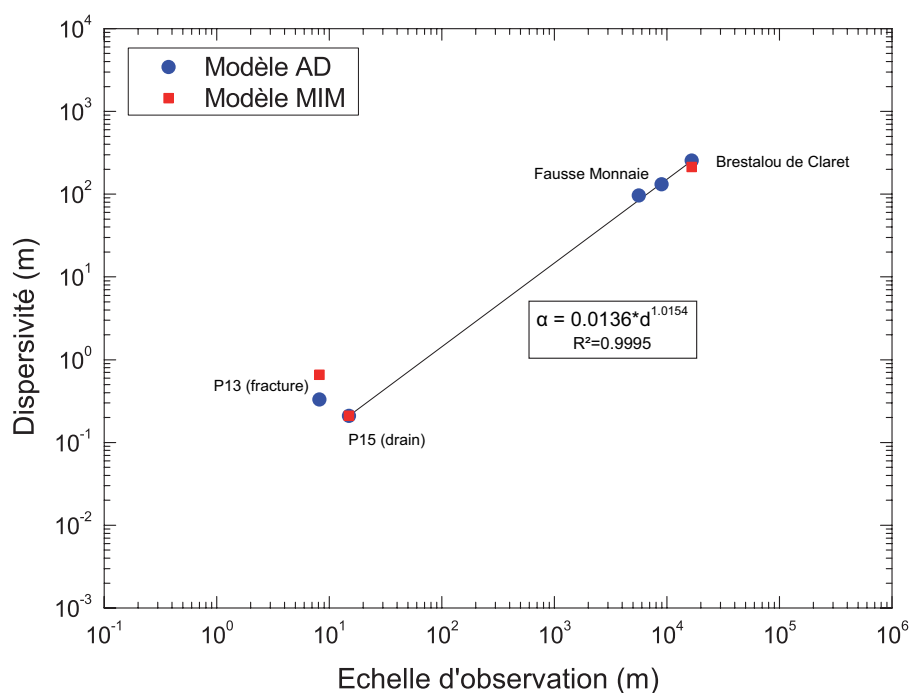


FIGURE 4.20 – Effet d'échelle sur la dispersivité longitudinale mesurée pour l'aquifère du Lez.

L'augmentation de la dispersivité avec l'échelle de mesure a déjà été observée par Neuman (1990), Gelhar *et al.* (1992) et plus récemment Zhou *et al.* (2007). La figure 4.21 compare nos mesures avec différentes estimations de la dispersivité réalisées dans des milieux poreux et fracturés (et/ou karstiques) par Gelhar *et al.* (1992) et Zhou *et al.* (2007). Gelhar *et al.* (1992) ont estimé les dispersivités grâce à un simple modèle AD et Zhou *et al.* (2007) grâce à un modèle qui prend en compte la diffusion dans la matrice. Les dispersivités obtenues pour l'aquifère du Lez varient de 0.21 m à 254 m pour des échelles d'observations comprises entre 8.2 m et 16 600m. L'ensemble des données proposées par Zhou *et al.* (2007), issues de différents types de milieu et de modèles de transport, montre une dépendance de la dispersivité selon l'échelle similaire à celle de notre site d'étude (figure 4.19).

L'augmentation de la dispersivité avec l'échelle est généralement attribuée à l'augmentation de l'hétérogénéité du milieu avec la distance parcourue (Neuman, 1990). Hauns *et al.* (2001) a montré par simulation que l'augmentation de la dispersivité avec l'échelle, pour des écoulements dans des conduits karstiques, est en lien avec la présence de « structures dispersives » (rugosité du conduit, bassin, turbulences).

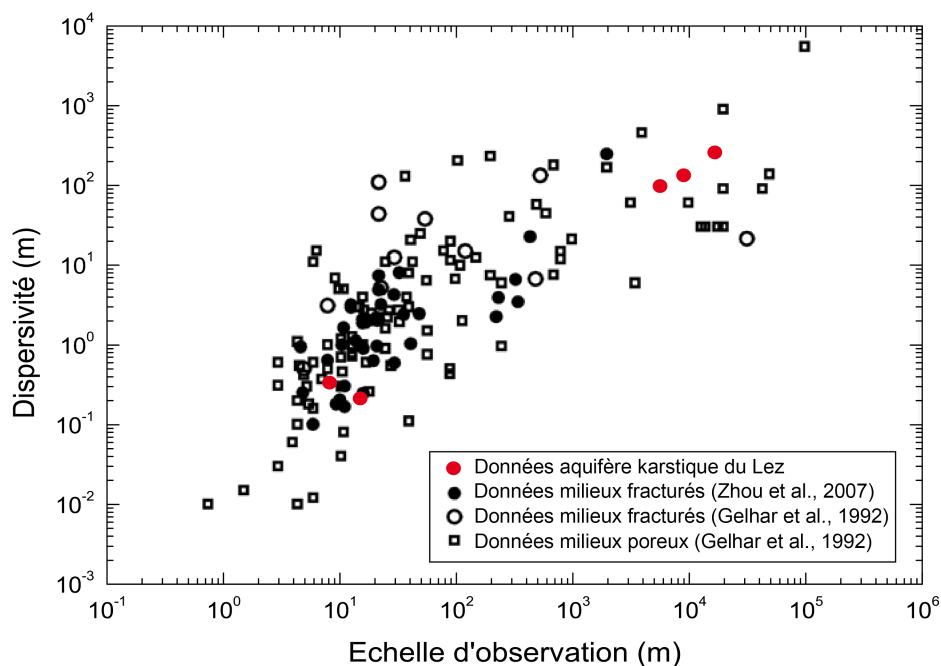


FIGURE 4.21 – Comparaison de l’effet d’échelle sur la dispersivité entre notre étude et différents milieux testés. D’après [Zhou et al. \(2007\)](#).

Alors que dans l’étude de [Zhou et al. \(2007\)](#) les points présentés correspondent chacun à un site différent formant ainsi un nuage de points, nous montrons ici que cette relation peut s’appliquer sur un même aquifère pour différentes échelles. La relation obtenue pour notre site présente un coefficient de détermination $R^2 = 0.99$, nous permettant de supposer qu’une relation dispersivité/distance propre au réseau de drainage karstique pourrait être déterminée. La fiabilité de cette relation reste dépendante du nombre de valeurs disponible sur le site.

Il serait intéressant de réaliser la même démarche pour d’autres systèmes karstiques ayant différents degré de karstification (degré de karstification précoce et degré de karstification à maturité) afin de voir si des lois de puissance spécifiques se dégageraient pour ces systèmes. Si cette loi de puissance est dépendante du système de drainage prépondérant dans chaque aquifère karstique, on pourrait presque envisager une loi générale dont les coefficients ”puissance” serait dépendant du degré de karstification des systèmes de drainage.

4.5.3 Limites et pertinence des modèles utilisés

Les modèles AD et MIM ne permettent pas de prendre en compte les variations de débits tels que ceux existant à la source du Lez. Pour les traçages à l'échelle régionale, nous avons donc considéré un débit moyen pour l'analyse des restitutions ce qui constitue une hypothèse forte. Ces modèles ne permettent pas de simuler l'apparition de pics secondaires car ils ne considèrent qu'un seul chemin d'écoulement. Cependant, les différents chemins d'écoulement peuvent être modélisés de façon indépendante, grâce à l'estimation du taux de restitution au cours du temps.

Le modèle d'AD permet une approche simple des paramètres de transport et s'applique relativement bien pour les écoulements au niveau des drains, lorsque les processus advectifs dominent les écoulements (nombre de Péclet fort, zone d'eau immobile négligeable).

L'introduction d'un processus d'échanges entre des zones d'eau mobile et d'eau immobile (modèle MIM) permet d'améliorer la simulation des restitutions, notamment pour les traçages réalisés à l'échelle du site expérimental du Terrieu qui présentent des queues de restitution beaucoup plus étalées et plus complexes qu'à l'échelle régionale. Le modèle MIM est cependant plus complexe car dépend de davantage de paramètres. Le début de la restitution est calé, comme pour le modèle AD, grâce à la vitesse et la dispersivité. L'étalement de la queue de restitution (effet retard) est ajusté par le choix des paramètres du transport β et ω qui ne peuvent avoir de valeurs physiquement raisonnables qu'entre 0 et 100%.

La figure 4.22 présente les comportements du modèle MIM en fonction des différents paramètres de calage. Cette analyse montre que le modèle répond de façon différente aux changements du nombre de Péclet (Pe), de fraction d'eau mobile (β) et du coefficient d'échange entre les masses d'eau mobile et immobile (ω). Le nombre de Péclet est la distance du traçage divisée par la dispersivité ($Pe = dv/D = d/\alpha$) ; ainsi, pour une distance d donnée, plus la dispersivité est élevée, plus le Péclet est faible. Ce paramètre joue sur le temps d'apparition du pic et sur l'étalement de la courbe : plus le nombre de Pe est grand, plus le pic est resserré et plus le temps de première apparition est élevé (voir figure 4.22a). Ce nombre de Pe sera effectivement grand soit pour des distances importantes (temps d'apparition important) soit pour des diffusivités faibles (pas d'étalement du traceur dans le temps). Les paramètres d'échange entre eau mobile et eau immobile (β et ω) influencent la queue de restitution, et ont des impacts moins facilement dissociables rendant l'unicité de la solution discutable (Becker et Bellin, 2013).

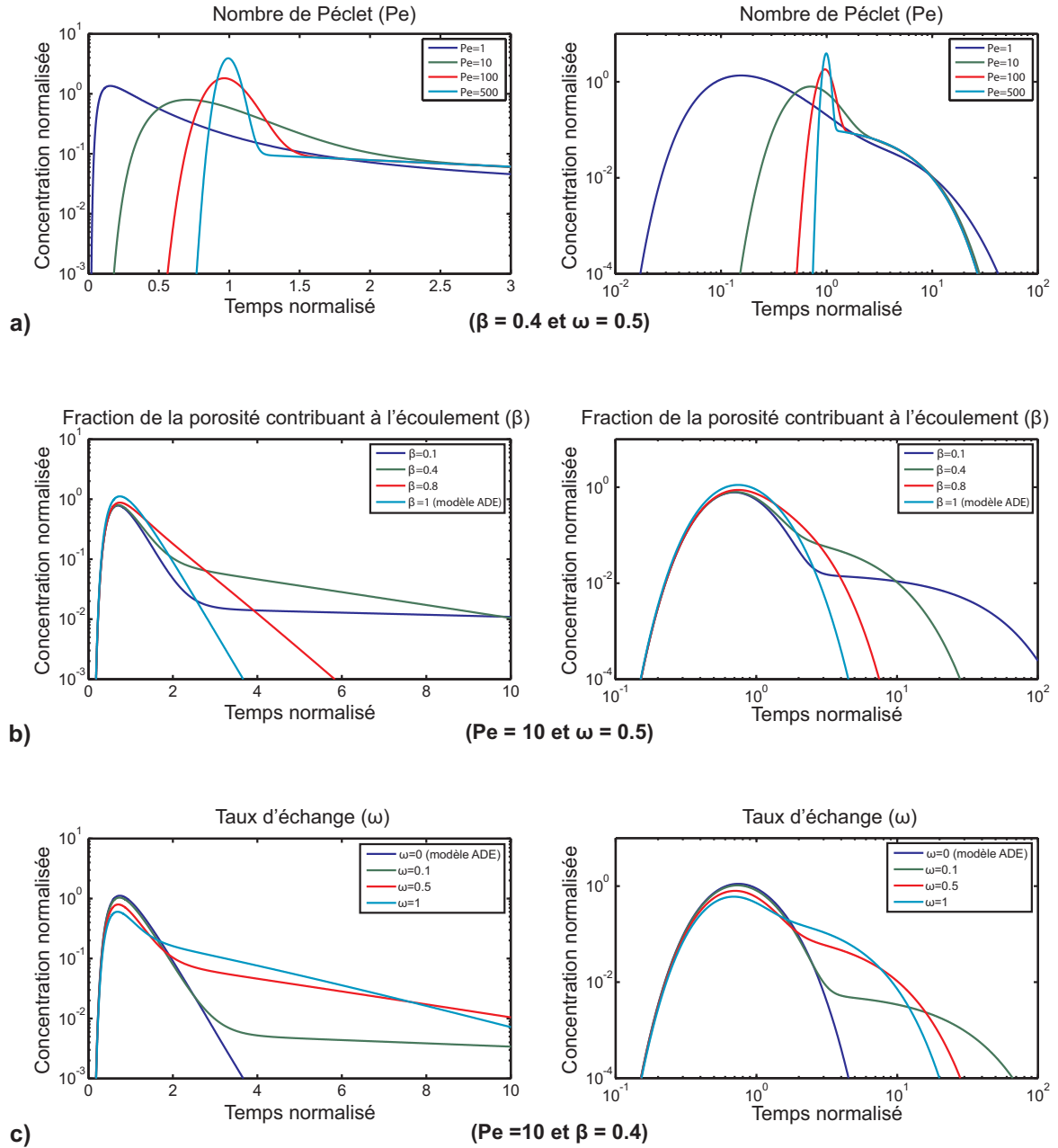


FIGURE 4.22 – Comportement du modèle MIM en fonction des différents paramètres (représentations semi-log et log-log) : a) variation du nombre de Péclet (en fixant $\beta = 0.4$ et $\omega = 0.5$); b) variation de la fraction d'eau mobile β (en fixant $Pe = 10$ et $\omega = 0.5$); c) variation du taux d'échange entre les masses d'eau mobile et immobile ω (en fixant $Pe = 10$ et $\beta = 0.4$).

Les deux modèles fournissent des valeurs de dispersivité relativement similaires. Aussi l'utilisation d'un modèle simple d'AD peut s'avérer suffisante pour obtenir les valeurs des propriétés principales du transport (vitesse et dispersivité). Le modèle MIM permet une représentation plus réaliste des restitutions en milieu hétérogène en prenant en compte les effets de traine liés aux échanges entre les masses d'eau mobile et immobile.

4.6 Conclusion

L'analyse des essais de traçage permet indirectement de mieux comprendre l'organisation des écoulements au sein des différentes composantes du karst. Nos essais de traçages mettent en évidence une chenalisation multi-échelles des écoulements. A l'échelle du bassin, on observe la présence de chemins d'écoulement préférentiels suivant le réseau de drainage. A l'échelle du site expérimental du Terrieu, nous avons constaté un chemin d'écoulement principal au niveau du drain et des cheminements secondaires suivant le plan de stratification. Cette chenalisation est liée au contraste de transmissivité et à la connectivité hydraulique des différentes échelles.

La géométrie du milieu induit une hétérogénéité des écoulements se marquant par des contrastes importants de transmissivité, impactant sur les processus de transport. Ces effets sont variables en fonction de l'échelle investiguée et de l'élément pris en compte. Ainsi l'advection hétérogène est le processus dominant pour les écoulements dans le réseau karstique alors que l'impact des zones d'eau immobile semble plus important pour les écoulements dans les fractures. Néanmoins, l'effet retard observé à l'échelle de la fracture est potentiellement accentué par une chenalisation plus importante des écoulements qui induit de fait des vitesses très variables et donc une dispersion plus importante du traceur. Il serait donc intéressant d'approfondir ce point par d'autres tests et d'autres simulations.

La dispersivité est dépendant de la distance d'investigation. Une loi d'échelle est proposée pour les conduits karstiques à partir des résultats des traçages. Néanmoins, il est nécessaire de réaliser d'autres traçages à des échelles intermédiaires pour vérifier ce comportement. Il serait ensuite intéressant de vérifier si cette loi est applicable à d'autres aquifères karstiques ou si ces derniers présentent chacun une loi qui leur est propre : leur degré de karstification ou encore de connectivité pourrait impliquer une variabilité dans cette loi.

Conclusion générale

Les aquifères karstiques sont des milieux complexes à caractériser de par leur différentes hétérogénéités (matrice, fracture, drain), leur forte vulnérabilité et leur forte réactivité aux précipitations (crues). Dans un but de gestion et de protection de la ressource en eau souterraine, il est donc important de mieux caractériser le fonctionnement de ces aquifères, et donc leurs propriétés hydrodynamiques et de transport. Les objectifs principaux de cette thèse visaient à affiner la compréhension de ces milieux du point de vue des principales structures hydrogéologiques et de leur rôle respectif dans les écoulements et le transport de contaminants. Pour cela, nous avons réalisé et interprété de nombreux essais hydrodynamiques à différentes échelles. Des essais de traçage à l'échelle locale et régionale ont ensuite complétés cette caractérisation hydrodynamique. Quatre conclusions majeures ressortent de cette étude.

- **Effet d'échelle sur les propriétés hydrauliques**

La première partie de cette thèse montre que les effets d'échelle classiquement observés dans ces milieux discontinus semblent dépendre davantage des structures investiguées que des méthodes utilisées. A l'échelle du puits, la variabilité de transmissivité est la plus importante du fait de la variabilité des éléments testés. La réalisation de diagraphies (température, conductivité, débitmétrie) permet de localiser et tester spécifiquement les éléments les plus transmissifs (fractures, drains). En complément, les essais d'injection entre obturateurs permettent d'obtenir des valeurs de structures moins perméables (matrice fracturée, fractures faiblement transmissives). Nous constatons néanmoins des difficultés de mesures pour les structures les plus transmissives que sont les drains karstiques à partir de ces méthodes en puits seul. A l'échelle du site et à l'échelle régionale, la méthode de mesure utilisée est l'essai de pompage et concerne principalement le réseau de drainage principal. Même si, à l'échelle du site, quelques essais de pompage ont pu être réalisés dans des forages moins transmissifs ([Jazayeri Noushabadi, 2009](#)), les pompages de longue durée s'effectuent quasiment toujours dans des forages recoupant les drains karstiques (P0 ou P8 où des pompes fixes sont installées). En particulier, à l'échelle

régionale, les propriétés estimées sont directement liées aux grandes structures et à la connectivité globale du système (augmentation de la connectivité du réseau karstique en période de hautes eaux).

• Rôle de l'interface stratigraphique Berriasien-Kimméridgien

Le rôle important de l'interface stratigraphique Berriasien-Kimméridgien dans les écoulements est mis en évidence pour les différentes échelles d'observation. Les essais hydrodynamiques (en puits seul et les essais de pompages) ainsi que les traçages réalisés sur le site expérimental du Terrieu ont montré l'importance de cette interface sur l'organisation des écoulements. Ainsi, la connectivité globale à l'échelle du site est en partie assurée par cette interface karstifiée où les écoulements sont hiérarchisés suivant les directions principales de fracturation. L'ouverture hydraulique de cette interface augmente en effet localement le long d'intersections avec des fractures verticales où la karstification se développe préférentiellement et génère des drains. De plus, l'observation de rabattements variables en fonction des niveaux piézométriques à l'échelle du site expérimental du Terrieu (selon que l'interface est ennoyée ou non) et l'utilisation d'obturateurs hydrauliques permettant d'isoler cette interface ont permis de confirmer l'implication majeure de cette structure dans l'organisation des écoulements. Cette interface constitue donc le lien structural et hydrodynamique principal entre le réseau karstique à l'échelle locale (le site du Terrieu) et le réseau karstique à l'échelle régionale au sein duquel ce premier réseau s'imbrique. La connectivité de cette discontinuité géologique avec les autres hétérogénéités est à priori plus élevée de par un nombre supposé d'intersection de fractures plus important le long de cette interface. Ce rôle majeur sur les écoulements se confirme par l'existence de drains qui se sont développés principalement au niveau de cette discontinuité et qui correspondent aux chemins d'écoulement préférentiel.

• Propriétés de transport des zones d'écoulements

Le caractère discontinu des milieux karstiques est mis en évidence par les traçages qui illustrent la chenalisation et la hiérarchisation des écoulements suivant les différentes structures hydrogéologiques (drains, interface fracturée). L'analyse des essais de traçage montre que les paramètres hydrodispersifs obtenus sont fonction des structures hydrogéologiques testées. Le transport de soluté dans les drains est dominé par l'advection (avec des nombres de Peclet proche de 100), malgré des échanges possibles avec les zones immobiles. En revanche, le transport au niveau de structures de « type fracture » (ici test de l'interface stratigraphique faiblement ouverte à l'échelle du site) présente un nombre de Peclet plus faible et d'importants échanges de masse entre des zones d'eau mobile et immobile (coefficient d'échange de 90 %). Ces différences sont probablement

liées aux propriétés géométriques des structures testées. Dans les drains, le volume d'eau mobile est majoritaire du fait d'une géométrie de type « conduit » (1D), correspondant finalement à un chemin d'écoulement préférentiel avec une masse d'eau « immobile » plus réduit. En revanche, la variabilité d'ouverture hydraulique au sein d'une fracture, ou de l'interface stratigraphique, génèrerait une chenalisation plus importante au sein de la structure, isolant donc un plus grand volume d'eau immobile entre les différents chemins. Comme pour les paramètres hydrodynamiques, le transport est donc déterminé par la nature des structures testées.

• Effet d'échelle sur la dispersivité

Les mesures effectuées indiquent que la dispersivité augmente avec l'échelle d'investigation. Nous montrons que cet effet d'échelle sur la dispersivité du réseau karstique pourrait être caractérisé par une loi de puissance. Il reste toutefois nécessaire de réaliser d'autres essais de traçage, notamment pour des échelles intermédiaires, afin d'affirmer ou d'infirmer cette loi de puissance. Cependant, ce comportement est observé à travers l'utilisation d'une même méthode (technique de traçage et modèle d'interprétation) appliqué sur le même type de structure, en l'occurrence les drains, développés dans un même système. Il serait donc intéressant de confronter ce comportement à d'autres systèmes karstiques afin de voir si d'autres lois de puissance peuvent être illustrées pour *in fine*, relier ce comportement au degré de karstification par exemple.

Les nouvelles données, acquises dans le cadre de ce travail, contribuent à l'amélioration des connaissances hydrogéologiques de l'aquifère karstique du Lez en permettant de mieux définir l'organisation des écoulements et du transfert de soluté au sein des différentes composantes des systèmes karstiques. Un jeu de données dense et pertinent est apporté ici grâce à la réalisation de nombreux tests *in situ*, permettant d'enrichir les informations déjà disponibles sur l'aquifère karstique du Lez.

Perspectives générales

A l'échelle du site, l'estimation des propriétés hydrodynamiques pourrait être approfondie grâce aux méthodes de tomographie hydraulique, en particulier en réalisant des tests de débrimétrie en puits seul et en interférences (Paillet, 1998). Par ailleurs, il serait intéressant d'affiner la localisation de l'interface en profondeur *via* des méthodes géophysiques de forage et de surface afin d'obtenir sa géométrie en 3D, par exemple grâce à la résistivité électrique de surface et de forage.

Imager cette interface permettrait d'améliorer les connaissances concernant son rôle sur les réponses hydrodynamiques obtenus à l'échelle locale et régionale. Une étude plus poussée sur la connectivité, au travers de la modélisation, pourrait ainsi être menée dans le but d'obtenir des informations détaillées sur l'organisation des écoulements pour différentes échelles d'observation. Des informations sur les propriétés géométriques et hydrauliques des failles majeures du système du Lez seraient également complémentaires, notamment dans le but d'évaluer leur rôle sur la compartimentation hydraulique selon les conditions hydrologiques.

Concernant les propriétés de transport, il est évident que des traçages complémentaires seraient les bienvenus, en particulier aux échelles intermédiaires. Plus particulièrement, des traçages selon différentes conditions hydrologiques, soit différents débits à la source, permettraient de mieux appréhender la question de processus de transport à différentes échelles. L'ensemble de ces résultats pourraient être utilisés pour construire, calibrer et valider, un modèle hydrogéologique du Lez, couplant les écoulements et le transport de contaminants, ayant pour but, par exemple, d'aider à la gestion quantitative et qualitative de l'aquifère du Lez.

Bibliographie

- Acuna, J., Ershaghi, I., Yortsos, Y., 1995. Practical Application of Fractal Pressure Transient Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers* 10(3), 173–179.
- Adams, A., Ramey, H.J., J., Burgess, R., 1968. Gas Well testing in a Fractured Carbonate Reservoir. *Journal of Petroleum Technology*, 1187–1194.
- Agarwal, R., 1980. A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. En : Presented at the Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition, Sept.21-24, Dallas. SPE paper 9289. SPE Paper 9289, presented at the 55th SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, TX, Sept. 21-24.
- Arfib, B., Lamarque, T., Maurel, P., Fournillon, A., 2011. Artificial tracer test through the regional aquifer mixed carbonate-siliciclastic of the Beausset unit (SE France). En : proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon, France.
- Atkinson, T., Smith, D., Lavis, J., Witaker, R., 1973. Experiments in tracing underground waters in limestones. *Journal of Hydrology* 19 (4), 323–349.
- Audouin, O., Bodin, J., Porel, G., Bourbiaux, B., 2008. Flowpath structure in a limestone aquifer : multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France. *Hydrogeology Journal* 16, 939–950.
- Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, G., Bigot, J. Y., 2004. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta* 17 (6), 389–400.
- Auzet, J., Gringarten, A., 1976. Interprétation de pompages d'essai dans un massif calcaire fissuré. Etude de la nappe karstique du Lez (Hérault) - Note 1 : Pompage d'essai réalisé au cours de la période juin-décembre 1974. Rapport BRGM/76SGN276GTH, 22p.
- Avias, J., 1995. Gestion active de l'exsurgence karstique de la Source du Lez (Hérault, France) 1957-1994. *Hydrogéologie* 1, 113–127.
- Bailly, D., 2009. Vers une modélisation des écoulements dans les massifs très fissurés de type karst : étude morphologique, hydraulique et changement d'échelle. Thèse de l'Université de Toulouse, 307 pp.
- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Pistre, S., 2009. Conceptualization and classification of groundwater-surface water hydrodynamic interactions in karst watersheds : Case of the karst watershed of the Coulazou River (Southern France). *Journal of Hydrology* 376 (3-4), 456–462.

- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater : a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13 (1), 148–160.
- Banton, O., Bangoy, L., 1999. *Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux Souterraines*.
- Barker, J., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* 24, 1796–1804.
- Barlett, S., Hatcher, R., Hilf, J., 1987. Design of small dams, 3rd Édition. United States Department of the Interior Bureau of reclamation, chapter 5, p.177.
- Batiot-Guilhe, C., Seidel, J., Maréchal, J., Ladouche, B., Prié, V., Cernesson, F., N., D., Blanc, M., Leonardi, V., Vion, P., 2014. Projet de gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Caractérisation hydrochimique ; qualité chimique, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème associé. Rapport BRGM/RP-61013-FR.
- Batiot-Guilhe, C. and Seidel, J., Ladouche, B., Prié, V. and Cernesson, F., Dörfliger N. and Blanc, M., Maréchal, Leonardi, V., Vion, P., 2012. Projet de gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Caractérisation hydrochimique ; qualité chimique, vulnérabilité de l'hydrosystème et de l'écosystème associé. Rapport BRGM/RP-61013-FR, 291p.
- Bear, J., 1979. *Hydraulic of Groundwater*. McGraw-Hill, New York, 569p.
- Becker, M., Bellin, A., 2013. A reservoir model of tracer transport for karstic flow systems. *Hydrogeology Journal* 21, 1011–1019.
- Becker, M., Charbeneau, R., 2000. First-passage-time transfer functions for groundwater tracer tests conducted in radially convergent flow. *Journal of Contaminant Hydrology* 40, 299–310.
- Becker, M., Shapiro, A., 2003. Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock. *Water Resources Research* 39, 1024.
- Bérard, P., 1983. Etude des relations entre la source et son réservoir aquifère - Définition des unités hydrogéologiques. Montpellier, BRGM, 22p.
- Bérard, P., Bakalowicz, M., Marchal, J., 1999. Avis sur le suivi piézométrique de l'aquifère karstique du Lez. Eléments de réflexion en vue d'une optimisation du réseau de surveillance. Rapport BRGM/R40610, 20p.
- Berkowitz, B., 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media : A review. *Advances in Water Resources* 25, 861–884.
- Bertin-Sans, H., Rodet, A., 1905. L'eau d'alimentation de Montpellier : Etude sur la Source du Lez. En : Congrès d'Hygiène Sociale de Montpellier.
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology – The case of phphysical-based models. *Journal of Hydrology* 105, 157–172.
- Bicalho, C., 2010. Hydrochemical characterization of transfers in karst aquifers by natural and anthropogenic tracers. Example of a Mediterranean karst system, the Lez karst aquifer (Southern France). Thèse de doctorat, AgroParisTech.

- Bicalho, C., Batiot-Guilhe, C., Seidel, J., Van Exter, S., Jourde, H., 2012. Hydrodynamical changes and their consequences on groundwater hydrochemistry induced by three decades of intense exploitation in a mediterranean karst system. *Environmental Earth Sciences* 65 (8), 2311–2319.
- Billiaux, D., 1990. Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Black, J., 1994. Hydrogeology of fractured rocks—a question of uncertainty about geometry. *Applied hydrogeology* 2(3), 56–70.
- Bodin, J., Ackerer, P., Boisson, A., Bourbiaux, B., Bruel, D., de Dreuz, J.-R., Delay, F., Porel, G., Pourpak, H., 2012. Predictive modelling of hydraulic head responses to dipole flow experiments in a fractured/karstified limestone aquifer : Insights from a comparison of five modelling approaches to real-field experiments. *Journal of Hydrology* 454-455 (0), 82–100.
- Boinet, N., 2002. Inventaire spéléologique du Causse de l'Hortus. Numéro Livre II. EXPLO-KARST.
- Botton, R., 1984. Etude de certaines modalités du fonctionnement de l'aquifère karstique (zone d'infiltration et zone saturée) sur deux champs de forages nord-montpellierains. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Bouquain, J., Meheust, Y., Davy, P., 2011. Horizontal pre-asymptotic Solute transport in a plane fracture with significant density contrasts. *Journal of Contaminant Hydrology* 120-21, 184–197.
- Bour, O., 1997. Transferts de fluides dans les milieux fracturés - Effets d'échelle. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France Géosciences Rennes, p. 288.
- Bour, O., Davy, P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research* 33, 1567–1583.
- Bourdarot, G., 1996. Essais de puits : méthodes d'interprétation. Institut français du pétrole.
- Bourdet, D., Ayoub, J., Pirard, Y., 1989. Use of pressure derivative in well-test interpretation. *SPE Formation Evaluation* 4(2), 293–302.
- Bourdet, D., Whittle, T. M., Douglas, A. A., Pirard, Y. M., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196, 95–101.
- Bouwer, H., 1989. The Bouwer and Rice slug test—An Update. *Ground Water* 27 (3), 304–307.
- Bouwer, H., Rice, R. C., 1976. Slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research* 12, 423–428.
- Brace, W., 1980. Permeability of crystalline and argillaceous rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 17 (5), 241 – 251.
- Bulter, J. J. J., Liu, W. Z., 1991. Pumping tests in non-uniform aquifers – the linear strip case. *Journal of Hydrology* 128, 69–99.
- Butler, J., 1988. Pumping tests in nonuniform aquifers - The radially symmetric case. *Journal of Hydrology* 101, 15–30.

- Butler, J. J., Healey, J. M., 1998. Relationship Between Pumping-Test and Slug-Test Parameters : Scale Effect or Artifact ? *Groundwater* 36, 305–312.
- Cacas, M., Ledoux, E., de Marsily, G., Barbreau, A., Calmels, P., Gaillard, B., Margritta, R., 1990a. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network - Calibration and Validation 2. The transport model. *Water Resources Research* 26, 491–500.
- Cacas, M., Ledoux, E., de Marsily, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B., Peaudecerf, P., 1990b. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network - Calibration and Validation 1. The flow model. *Water Resources Research* 26, 479–489.
- Caine, J., Evans, J., Forster, C., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24 (11), 1025–1028.
- Campbell, M., Starrett, M., Fowler, J., Klein, J., 1990. Slug tests and Hydraulic Conductivity. pages 85–99.
- Camus, H., 2003. Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole : relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux III.
- Castany, G., Margat, J., 1974. Dictionnaire français d'hydrogéologie.
- Chang, J., Yortsos, Y. C., 1990. Pressure Transient Analysis of Fractal Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers* 5(1), 31–38.
- Charlier, J.-B., Bertrand, C., Mudry, J., 2012. Conceptual hydrogeological model of flow and transport of dissolved organic carbon in a small jura karst system. *Journal of Hydrology* 16, 52 – 64.
- Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. *Journal of Hydrology* 400, 377–386.
- Chemin, J., 1974. Essai d'application d'un modèle mathématique conceptuel au calcul du bilan hydrique de l'aquifère karstique de la source du Lez (Région Nord de Montpellier). Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Cinco-Ley, H., Samaniego, F. V., 1981. Transient pressure analysis for fractured wells. *Journal of petroleum technology* 33(9), 1749–1766.
- Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 73 (21), 233–240.
- Coats, K. H., Smith, B. D., 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Society of petroleum engineers journal* 4 (01), 73–84.
- Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau. Rapport technique, Dalmont, Paris.
- Darey, J., 2014. Modélisation de la karstogenèse de l'aquifère karstique du Lez. Mémoire de Master, Université Montpellier II.

- Day-Lewis, F. D., Hsieh, P. A., Gorelick, S. M., 2000. Identifying fracture-zone geometry using simulated annealing and hydraulic-connection data. *Water Resources Research* 36, 1707–1721.
- Day-Lewis, F. D., J. C. D. P. F. L., Halford, K. J., 2011. A Computer Program for Flow-Log Analysis of Single Holes (FLASH). *Groundwater* 49, 926–931.
- de Dreuzy, J., 1999. Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, 116 p.
- de Dreuzy, J.-R., 2008. Modélisation des écoulements et du transport dans les milieux fortement hétérogènes et fracturés. Thèse de doctorat, HDR de l'Université de Rennes 1.
- de Dreuzy, J.-R., Méheust, Y., Pichot, G., 2012. Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research* 117, B11207.
- de Hoog, F., Knight, J., Stokes, A., 1982. An improved method for numerical inversion of Laplace transforms. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing* 3, 357–366.
- Dewandel, B., Aunay, B., Maréchal, J.-C., Roques, C., Bour, O., Mougin, B., Aquilina, L., 2014. Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers. *Journal of Hydrology* 509, 115–131.
- Doe, T., 2002. Generalized dimension analysis of build-up and pressure interference tests. Rapport technique, Äspö Hard Rock Laboratory.
- Dörfliger, N., 2010. Guide méthodologique les outils de l'hydrogéologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerin, N. Jozja, B. Marsaud, P-H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes. Rapport technique, Rapport BRGM/RP-58237-FR.
- Dörfliger, N., Jeannin, P.-Y., Zwahlen, F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments : a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology* 39 (2), 165–176.
- Dörfliger, N., Jourde, H., Ladouche, B., Fleury, P., Lassagne, P., Couroux, Y., Pistre, S., Vestier, A., 2008. Active water management resources of karstic water catchment : the example of Le Lez spring (Montpellier, South France). En : World Water Congress.
- Drogue, C., 1964. Contribution à l'étude géologique et hydrométrique des principales résurgences de la région nord-montpelliéraine : sources du Lez, du Lirou et de Sauve. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Drogue, C., 1969. Contribution à la connaissance hydrogéologique de quelques karsts du Midi-méditerranéen français. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Drogue, C., 1971. De l'eau dans le calcaire. Découverte, Dunot édit. 3433, 39–46.
- Drogue, C., 1974. Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages. *C.R. Acad. Sc. Paris* 278, 2621–2624.
- Drogue, C., 1977. Propagation d'une solution vers un forage dans un aquifère fissuré et karstique. Rôle de la structure du milieu. En : Colloque national - Protection des eaux souterraines captées pour l'alimentation humaine - BRGM Orléans-la-Source.

- Drogue, C., 1980. Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés, fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. Mém. h. sér. Soc. géol. France 11, 101–108.
- Drogue, C., 1985. Geothermal gradient and ground water circulation in fissured and karstic rocks : the role played by the structure of permeable network. *Journal of Geodynamics* 4, 219–231.
- Drogue, C., 1992. Velocities of piezometric waves cause by pumping in karstic aquifers. En : proceeding of the Third Conference on Hydrogeology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes. Nashville, Tennessee.
- Drogue, C., Delaunay, A., 1992. Effets piezométriques de pompages séquentiels sur une source karstique : passage d'un écoulement à charge pseudo-constante à un écoulement à charge variable. *Theoretical and Applied Karstology* 5, 93–100.
- Drogue, C., Grillot, J., 1976. Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique de Terrieu (périmètre expérimental). En : Actes du 2ème Congrès d'hydrogéologie en pays calcaire. pages 195–210.
- Dubois, P., 1962. Deux expériences de colorations à la bordure méridionale des Cévennes. I- Coloration du réseau souterrain du Lez (Hérault). II- Coloration du ruisseau souterrain de Rogues (Gard). En : Actes du 4ème Congrès National de Spéléologie (Belfort-Malvaux). pages 41–50.
- Dubois, P., 1964. Colorations du SCAL en 1964. 1) Perte de la Tourquille. BSCAL, rapport d'activités 1964, 51–54.
- Durepaire, P., 1985. Inventaire et étude géologique, hydrogéologique et géomorphologique détaillés des cavités naturelles du bassin d'alimentation de la source du Lez (Hérault). Mémoires de CERGA. USTL Montpellier TomeX, fascicules 4 et 5.
- Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Király, L., Rossier, Y., 1997. Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology* 202, 244 – 262.
- Eraso, A., 1986. Metodo de prediccion de las direcciones principales de drenaje en el karst. (method for predicting the main directions of drainage in karst). En : KOBIE, Serie Ciencias Naturales. Volume 15. pages 15–122.
- Fabris, H., 1970. Contribution à l'étude de la nappe karstique de la Source du Lez. Thèse de doctorat, Université de Montpellier.
- Field, M. S., Leij, F., 2012. Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. *Journal of Hydrology* 440, 26–35.
- Field, M. S., Pinsky, P. F., 2000. A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology* 44, 329–351.
- Filipponi, M., 2009. Spatial Analysis of Karst Conduit Networks and Determination of Parameters Controlling the Speleogenesis along Preferential Lithostratigraphic Horizons. Thèse de doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Filipponi, M., Jeannin, P.-Y., Tacher, L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology* 106, 86–99.

- Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., H., J., N., D., 2009. Modelling the hydrologic function of a karst aquifer under active water management – the Lez spring. *Journal of Hydrology* 365, 235–243.
- Ford, D., Williams, P. D., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Ford, D. C., Williams, P. W., 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London.
- Foucault, A., Raoult, J., 2005. *Dictionnaire de géologie*.
- Fripiat, C., Illangasekare, T., ZYVOLOski, G., 2009. Anisotropic effective medium solutions of head and velocity variance to quantify flow connectivity. *Advances in Water Resources* 32, 239–249.
- Gelhar, L., Welty, C., Rehfeldt, K., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research* 28 (7), 1955–1974.
- Geyer, T., 2008. Process-based characterisation of flow and transport in karst aquifers at catchment scale. Thèse de doctorat, University of Gottingen.
- Geyer, T., Birk, S., Licha, T., Liedl, R., Sauter, M., 2007. Multitracer Test Approach to Characterize Reactive Transport in Karst Aquifers. *Ground Water* 45 (1), 36–45.
- Gill, W., Naughton, O., Johnston, P., Basu, B., Ghosh, B., 2013. Characterisation of hydrogeological connections in a lowland karst network using time series analysis of water levels in ephemeral groundwater-fed lakes (turloughs). *Journal of Hydrology* 499, 289–302.
- Girona, J., 1978. Introduction à l'étude de la zone non saturée d'un milieu carbonate fissuré : forme des écoulements, thermométrie. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Goldscheider, N. and Golds, J., Pronk, M., Smart, C., 2008. Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology* 37 (1), 27–40.
- Goldscheider, N., 2008. A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeology Journal* 16, 1311–1317.
- Goldscheider, N., Drew, D. E., 2007. *Methods in Karst Hydrogeology : IAH : International Contributions to Hydrogeology*, 26. CRC Press.
- Göppert, N., Golscheider, N., 2008. Solute and Colloid Transport in Karst Conduits under Low- and High-Flow Conditions. *Ground Water* 46, 61–68.
- Gouze, P., Le Borgne, T., Leprovost, R., Lods, G., Poidras, T., Pezard, P., 2008. Non-Fickian dispersion in porous media : 1. Multiscale measurements using single-well injection withdrawal tracer tests. *Water Resources Research* 44, W06426.
- Grillot, J., Drogue, C., 1977. Sur le rôle de la fracturation dans l'organisation de certains phénomènes karstiques souterrains. *Noröis. Karstologie* 95 bis, 11–22.
- Gringarten, A., Ramey, H., 1974. Unsteady-State Pressure Distributions Created by a Well With a Single Horizontal Fracture Partial Penetration or Restricted Entry. *Society of Petroleum Engineers Journal* 14(4), 413–426.

- Gringarten, A., Ramey, H.J., J., Raghavan, R., 1974. Unsteady-State Pressure Distributions Created by a Well With a Single Infinite-Conductivity Vertical Fracture . Society of Petroleum Engineers Journal 14(4), 347–360.
- Gringarten, A., Witherspoon, P., 1972. A method of analyzing pump test data from fractured aquifers. En : Int. Soc. Rock Mechanics and Int. Assoc. Eng. Geol., Proc. Symp. Rock Mechanics, Stuttgart. Volume 3-B. pages 1–9.
- Gringarten, A. C., 2008. From straight lines to deconvolution : The evolution of the state of the art in well test analysis. SPE Reservoir Evaluation & Engineering 11, 41–62.
- Guihéneuf, N., 2014. Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppall (Inde du Sud). Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J., 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rocks : Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. Journal of Hydrology 511, 320–334.
- Gylling, B., Moreno, L., Neretnieks, I., 1999. The Channel Network Model – A Tool for Transport Simulations in Fractured Media. Ground Water 37, 367–375.
- Hadermann, J., Heer, W., 1996. The Grimsel (Switzerland) migration experiment : Integrating field experiments, laboratory investigations and modelling. Journal of Contaminant Hydrology 21, 87–100.
- Haggerty, R., Fleming, S., Meigs, L., McKenna, S., 2001. Tracer tests in a fractured dolomite. 2. Analysis of mass transfer in single-well injection-withdrawal tests. Water Resources Research 37 (5), 1129–1142.
- Haggerty, R., McKenna, S., Meigs, L., 2000. On the late-time behavior of tracer test breakthrough curves. Water Resources Research 36, 3467–3479.
- Hakami, E., Larsson, E., 1996. Aperture measurements and flow experiments on a single natural fracture. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts 33, 395–404.
- Hakoun, V., 2013. Développement d’une sonde aquatique autonome pour la cartographie des drains karstiques noyés. Simulation des écoulements par une approche couplée drains ddiscret - double porosité. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Hamm, S.-Y., 1994. Nouveaux modèles fractals d’écoulement dans les milieux fissurés : application aux données de pompages en Corée du Sud. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Hantush, M., 1961a. Aquifer tests on partially penetrating wells. Jour. of the Hyd. Div., Proc. of the Am. Soc. of Civil Eng. 87(HY5), 171–194.
- Hantush, M., 1961b. Drawdown around a partially penetrating well. Jour. of the Hyd. Div., Proc. of the Am. Soc. of Civil Eng. 87(HY4), 83–98.
- Hauns, M., Jeannin, P.-Y., Atteia, O., 2001. Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. Journal of Hydrology 241, 177–193.

- Healy, R., Cook, P., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 91–109.
- Herold, T., Jordan, P., Zwahlen, F., 2000. The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 93, 349–362.
- Hollenbeck, K. J., 1999. INVLAP.M : A matlab function for numerical inversion of Laplace transforms by the de Hoog algorithm.
URL http://www.mathworks.com/matlabcentral/answers/uploaded_files/1034/invlap.m
- Horoi, V., 2001. L'influence de la géologie sur la karstification. Etude comparative entre le Massif d'Obarsia Closani – Piatra Mare (Roumanie) et le Massif d'Arbas (France). Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Husson, E., 2013. Interaction géodynamique-karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Illman, W. A., 2006. Strong field evidence of directional permeability scale effect in fractured rock. *Journal of Hydrology* 319, 227–236.
- Jazayeri Noushabadi, M., 2009. Characterisation of Relationships between Fracture Network and Flow-path Network in Fractured and Karstic Reservoir. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Jazayeri Noushabadi, M., Jourde, H., Massonnat, G., 2011. Influence of the observation scale on permeability estimation at local and regional scales through well tests in a fractured and karstic aquifer (Lez aquifer, southern France). *Journal of Hydrology* 403, 321–336.
- Jeannin, P.-Y., 1996. Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- Jeannin, P.-Y., Sauter, M., 1998. Analysis of karst hydrodynamic behaviour using global approaches : a review. *Bulletin d'Hydrogéologie, Neuchâtel* 16, 31–48.
- Jiménez-Martínez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., Bour, O., 2013. Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers : Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research* 49, 1–17.
- Jones, W. K., 1984. Analysis and interpretation of data from tracer tests in karst areas. *National Speleological Society Bulletin* 46(2), 41–47.
- Josnin, J., H., J., Fénart, P., Bidaux, P., 2002. A three-dimensional model to simulate joint network in layered rocks. *Can. J. Earth Sci.* 39, 1443–1455.
- Jourde, H., 1999. Simulation d'essai de puits en milieu fracturé à partir d'un modèle discret basé sur les lois mécaniques de fracturation. Validation sur sites expérimentaux. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Jourde, H., Dörfliger, N., Maréchal, J., Batiot-Guilhe, C., Bouvier, C., Courrioux, G., Desprats, J., Fullgraf, T., Ladouche, B., Leonardi, V., Malaterre, P., Prié, V., Seidel, J., 2011. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez – Synthèse des connaissances récentes et passées. Rapport BRGM/RP-60041-FR.

- Jourde, H., Pistre, S., Perrochet, P., Drogue, C., 2002. Origin of fractional flow dimension to a partially penetrating well in stratified fractured reservoirs. New results based on the study of synthetic fracture networks. *Advances in Water Resources* 25 (4), 371–387.
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170802000106>
- Jozja, N., Défarge, C., Dufour, A., 2011. Etude expérimentale de la dégradation des traceurs fluorescents sous l'influence des variations de paramètres environnementaux. En : proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon, France.
- Kamal, M., Brigham, W. E., 1975. Pulse-Testing Response for Unequal Pulse and Shut-In Periods. *Society of Petroleum Engineers* 15 (05), 399–410.
- Karam, Y., 1989. Essais de modélisation des écoulements dans un aquifère karstique. Exemple de la Source du Lez (Hérault–France). Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Karasaki, K., 1987. Well test analysis in fractured media. Thèse de doctorat, Lawrence Berkeley Lab., CA (USA).
- Király, L., 1968. Éléments Structuraux et Alignement de Phénomènes Karstiques (Région du Gouffre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura Vaudois. *Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles* 91, 127–146.
- Király, L., 1971. Groundwater flow in heterogeneous, anisotropic fractured media : a simple two-dimensional electrical analog. *Journal of Hydrology* 12, 255–261.
- Király, L., 1973. Notice explicative de la carte Hydrogéologique du canton de Neuchâtel. *Bull. Soc. neuchâteloise Sc. Nat.* 96, 16p.
- Király, L., 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. in *Hydrogeology of karstic terrains I* edited by A. Burger and L. Dubertret, International Association of Hydrogeologists, ser. B, 3, 53–67.
- Király, L., 1978. La notion d'unité hydrogéologique - essai de définition. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- Király, L., 1985. FEM301 – A Three Dimensional Model for Groundwater Flow Simulation.
- Király, L., 1988. Large scale 3D groundwater flow modelling in highly heterogeneous geologic medium. *Groundwater Flow and Quality Modelling*, 761–775.
- Király, L., 2003. Karstification and Groundwater Flow. *Speleogenesis and Evolution of karst aquifers* 1 (3), 26.
- Király, L., Morel, G., 1976. Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. *Bulletin d'Hydrogéologie, Neuchatel*, 19–36.
- Knudby, C., Carrera, J., 2005. On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources* 28, 405–421.
- Knudby, C., Carrera, J., 2006. On the use of apparent hydraulic diffusivity as an indicator of connectivity. *Journal of Hydrology* 392 (3), 377–389.
- Kong-A-Siou, L., Cros, K., Johannet, A., Borrell-Estupina, V. and Pistre, S., 2013. Knox method, or knowledge extraction from neural network model. case study on the lez karst aquifer (southern france). *Journal of Hydrology* 507 (0), 19 – 32.

- Kong-A-Siou, L., Johannet, A., Borrell, V., Pistre, S., 2011. Complexity selection of a neural network model for karst flood forecasting : The case of the lez basin (southern france). *Journal of Hydrology* 403, 367 – 380.
- Kovács, A., 2003. Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers : A hydrodynamic modeling approach. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- Kovács, A., Sauter, M., 2007. Methods in Karst Hydrogeology : IAH : International Contributions to Hydrogeology, 26. CRC Press, Chapitre Modelling karst hydrodynamics, pages 201–220.
- Kreft, A., Zuber, A., 1978. On the physical meamean of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chemical Engineering Science* 33, 1471–1480.
- Kresic, N., 2007. Hydrogeology and Groundwater Modeling, Second Edition. Boca Raton/London/New York : CRC Press.
- Kurtulus, B., Razack, M., 2010. Modeling daily discharge responses of a large karstic aquifer using soft computing methods : Artificial neural network and neuro-fuzzy. *Journal of Hydrology* 381, 101 – 111.
- Lacas, J., 1976. Introduction à la méthodologie d'étude et d'utilisation des champs hydrothermiques des aquifères karstiques : d'après l'exemple du site de l'exurgence de la source du Lez (Hérault, France). Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (charente, france). *Journal of Hydrology* 205, 217 – 231.
- Larsson, I., 1984. Ground water in hard rocks : project 8.6 of the International Hydrological Programme. Volume 33 de Studies and reports in hydrology. UNESCO publication.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., Caudal, J. P., 2006. Assessment of preferential flow path connectivity, and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology* 328, 347–359.
- Le Borgne, T., Bour, O., Riley, M., Gouze, P., Pezard, P., Belghoul, A., Lods, G., Le Provost, R., Greswell, R., Ellis, P., Isakov, E., B.J., L., 2007. Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers. *Journal of Hydrology* 345, 134–148.
- Le Goc, R., 2009. Caractérisation et modélisation des écoulements dans les milieux fracturés. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, p. 237.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C., 2009. Tracers in Hydrology. Wiley-Blackwell.
- Lenda, A., Zuber, A., 1970. Tracer dispersion in groundwater experiments. En : *Isotope Hydrology, 1970*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Leonardi, V., Jourde, H., Dausse, A., Dörfliger, N., Brunet, P., Maréchal, J., 2013. Apport de nouveaux traçages et forages à la connaissance hydrogéologique de l'aquifère karstique du Lez. *Karstologia* 62, 7–14.
- Leonardi, V., Jourde, H., Maréchal, J., 2012. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Résultats complémentaires apportés par les forages et les traçages. Rapport BRGM/RP-61612-FR.

- Leonardi, V., Tissier, G., H., J., 2011. Eléments de Genèse des karsts péri-méditerranéens : Impact de la tectonique sur l'évolution des drains karstiques (Karsts Nord-Montpelliérains). En : proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon, France.
- Li, Y., Gregory, S., 1974. Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 703–714.
- Lods, G., 2000. Essais de Puits avec Diagraphies de débits en aquifère discontinu hétérogène. Application en milieu carbonaté. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Long, C., Billaux, D., 1987. From Field data to fracture network modelling : an example incorporating spatial structure. *Water Resources Research* 23 (7), 1201–1216.
- Lowe, D., 1992. The origin of limestone caverns : in inception horizon hypothesis. Thèse de doctorat, Manchester Polytechnic, United Kingdom.
- Lunati, I., Kinzelbach, W., Sorensen, I., 2003. Effects of pore volume-transmissivity correlation on transport phenomena. *Journal of Contaminant Hydrology* 67, 195–217.
- Mahler, B. J., Personné, J. C., Lods, G. F., Drogue, C., 2000. Transport of free and particulate-associated bacteria in karst. *Journal of Hydrology* 238(3), 179–193.
- Malard, F., Chapuis, R., 1995. Temperature logging to describe the movement of sewage-polluted surface water infiltrating into a fractured rock aquifer. *Journal of Hydrology* 173 (1), 191–217.
- Maloszewski, P., Benischke, R., Harum, T., Zojer, H., 1998. Estimation of solute transport parameters in a karstic aquifer using artificial tracer experiments. *International Contributions to Hydrogeology* 18, 177–190.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Université de Dijon.
- Mangin, A., 1981. Utilisation des analyses corrélatrice et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série III*, 401–404.
- Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. *Journal of Hydrology* 67, 25–43.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Subrahmanyam, K., 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research* 40, W11508.
- Maréchal, J.-C., Ladouche, B., Dörfliger, N., Lachassagne, P., 2008. Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system. *Water Resources Research* 44, W05401.
- Margat, J., 2004. L'eau des Méditerranéens : situation et perspectives. Rapport technique 158, PNUE-PAM. Plan Bleu, Athens, Greece.
- Marjolet, G., 1977. Contribution à l'étude de la vulnérabilité à la pollution de l'aquifère karstique de la source du Lez. Agence de bassin Rhone-Méditerranée-Corse.
- Marjolet, G., Salado, J., 1975. Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault), III-Etude des écoulements d'eau dans les calcaires fissurés et karstifiés du site du futur captage des eaux de la source du Lez. Mémoire du CERGH, Tome IX, Fasc. III, Université de Montpellier.

- Martinez-Landa, L., Carrera, J., 2005. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment (FEBEX), Grimsel, Switzerland). *Water Resources Research* 41, W03006.
- Massei, N., Wand, H., Field, M. S. and Dupont, J., Bakalowicz, M., Rodet, J., 2006. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal* 14, 849–858.
- Matonti, C., Lamarche, J., Y., G., Marié, L., 2012. Structural and petrophysical characterization of mixed conduit/seal fault zones in carbonates : Example from the Castellás fault (SE France). *Journal of Structural Geology* 39 (0), 103–121.
- Mazzilli, N., 2011. Sensibilité et incertitude de modélisation sur les bassins versant à forte composante karstique. Thèse de doctorat, Université Montpellier II.
- Mazzilli, N., Guinot, V., Jourde, H., 2012. Sensitivity analysis of conceptual model calibration to initialisation bias. Application to karst spring discharge models. *Advances in Water Resources* 42, 1–16.
- Mazzilli, N., Jourde, H., Guinot, V., Bailly-Comte, V., Fleury, P., 2011. Hydrological modelling of a karst aquifer under active groundwater management using a parsimonious conceptual model. En : proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology, Besançon, France.
- Méheust, Y., 2005. Écoulements dans les Fractures Ouvertes. Thèse de doctorat, Université Paris Sud (XI).
- Méheust, Y., Schmittbuhl, J., 2001. Geometrical heterogeneities and permeability anisotropy of rough fractures. *Journal of Geophysical Research* 106 (B2), 2089–2102.
- Meier, P., Carrera, J., Sanchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research* 34, 1011–1025.
- Meus, P., 1993. Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthisnes, Belgique). Apport des traçages à la connaissances des milieux fissurés et karstiques. Thèse de doctorat, Université de Liège.
- Mijatovic, B., 1970. Method of studying the hydrodynamic regime of karst aquifers by analysis of the discharge curve and level fluctuations during recession. *Bull. Inst. Geol. and Geophys. Research* 8, 41–74.
- Moench, A., 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* 21, 1121–1131.
- Moench, A. F., 1989. Convergent radial dispersion : A Laplace transform solution for aquifer tracer testing. *Water Resources Research* 25, 439–447.
- Moon, J.-S., 2011. Representativeness of jointed rock mass hydraulic conductivity obtained from packer tests for tunnel inflow rate estimate. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 48 (5), 836–844.
- Morales, T., de Velderrama, I., Uriarte, J. A., Antiguada, I., Olazar, M., 2007. Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing tracer-breakthrough curves. *Journal of Hydrology* 334, 183–198.

- Morales, T., Uriarte, J. A., Olazar, M., Antigüedad, I., Angulo, B., 2010. Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology* 390, 182–189.
- Motyka, J., 1998. A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeology Journal* 6, 469–482.
- Nastev, M., Savard, M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., Martel, R., 2004. Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western quebec, canada. *Hydrogeology Journal* 12 (3), 257–269.
- Neuman, S., 1988. Stochastic Continuum Representation of Fractured Rock Permeability as an Alternative to the REV and Fracture Network Concepts. En : Custodio, E., Gurgui, A., Ferreira, J. (Éditeurs), *Groundwater Flow and Quality Modelling*. Volume 224 de NATO ASI Series. Springer Netherlands, pages 331–362.
- Neuman, S. P., 1990. Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. *Water Resour. Res.* 26(8), 1749–1758.
- Neuman, S. P., 1995. On advective transport in fractal permeability and velocity fields,. *Water Resour. Res.* 31(6), 1455–1460.
- Neuman, S. P., Di Federico, V., 2003. Multifaceted nature of hydrogeologic scaling and its interpretation. *Reviews of Geophysics* 41 (3).
- Nooruddin, H. A., Hossain, M. E., Al-Yousef, H., Okasha, T., 2014. Comparison of permeability models using mercury injection capillary pressure data on carbonate rock samples. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 121 (0), 9–22.
- Nordqvist, A., Tsang, Y., Tsang, C.-F., B., D., Andersson, J., 1996. Effects of high variance of fracture transmissivity on transport and sorption at different scales in a discrete model for fractured rocks. *Journal of Contaminant Hydrology* 22, 39–66.
- Oliver, D. S., 1993. The influence of nonuniform transmissivity and storativity on drawdown. *Water Resources Research* 29(1), 169–178.
- Olsson, O., Falk, L., Forslund, O., Lundmark, L., Sandberg, E., 1992. Borehole radar applied to the characterization of hydraulically conductive fracture-zones in crystalline rock. *Geophysical prospecting* 40, 109–142.
- Paillet, F. L., 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resources Research* 34, 997–1010.
- Paillet, F. L., 2001. Hydraulic Head Applications of Flow Logs in the Study of Heterogeneous Aquifers. *Groundwater* 39, 667–675.
- Palmer, A., 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1–21.
- Palmer, A., 2000. Hydrogeologic control of cave patterns. En : Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., Dreybrodt, W. (Éditeurs), *Speleogenesis : Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Huntsville, AL, United States (USA) Édition.
- Paloc, H., 1964. Caractéristiques hydrogéologiques des dolomies de la région languedoc. *Mémoires du Centre d'Etudes et de Recherches Hydrogéologiques, Montpellier* 1, 123–127.

- Paloc, H., 1966. Carte hydrogéologique de la France. Région karstique nord-montpelliéraine. Inventaire des cavités naturelles et notice explicative. Mémoires du BRGM (50).
- Paloc, H., 1979. Alimentation en eau de la ville de Montpellier. Captage de la Source du Lez commune de St Clément (Hérault). Etude documentaire préalable à l'établissement des périmètres de protection. Note de Synthèse. Rapport BRGM/79SGN319LRO.
- Paloc, H., 1986. Inventaire des circulations d'eau souterraine démontrées par traçages dans les aquifères calcaires des départements de l'Hérault et du Gard. Essai de Recensement du 31 octobre 1986. Rapport BRGM/86 LRO 672 PR.
- Pitard, J., 1976. Contribution à l'interprétation des essais par pompages dans les roches fissurées. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Powers, J., Shevenell, L., 2000. Transmissivity Estimates from Well Hydrographs in Karst Fractured Aquifers. *Ground Water* 38 (3), 361–369.
- Prié, V., 2008. Les escargots souterrains, nouveaux marqueurs des hydrosystèmes karstiques. *Karstologia* 52, 7–16.
- Pyrak-Nolte, L., Myer, L., Cook, N., Witherspoon, P., 1987. Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. in 6th international congress on rock mechanics, edited by G. Herget, and S. Vongpaisal Balkema, Rotterdam (The Netherlands), pp. 224–231.
- Qian, J., Zhan, H., Luo, S., Zhao, W., 2007. Experimental evidence of scale-dependent hydraulic conductivity for fully developed turbulent flow in a single fracture. *Journal of Hydrology* 339, 206 – 215.
- Rasmuson, A., Neretnieks, I., 1986. Radionuclide transport in fast channels in crystalline rock. *Water Resources Research* 22, 1247–1256.
- Reimann, T., 2012. Adaptation of Numerical Modeling Approaches for Karst Aquifer Characterization. Mémoire de Master, Technische Universität Dresden.
- Renard, P., Allard, D., 2013. Connectivity metrics for subsurface flow and transport. *Advances in Water Resources* 51, 168–196.
- Ronayne, M. J., 2013. Influence of conduit network geometry on solute transport in karst aquifers with a permeable matrix. *Advances in Water Resources* 56, 27 – 34.
- Ros, V., 1907. Les eaux d'alimentation de la ville de Montpellier, étude de la source du Lez. Thèse de doctorat, Ecole supérieure de pharmacie de Montpellier.
- Rosberg, J.-E., 2010. Pneumatic slug testing in large-diameter wells. *Hydrogeology Journal* 18 (5), 1291–1300.
- Rovey II, C. W., 1994. Assessing flow systems in carbonate aquifers using scale effects in hydraulic conductivity. *Environmental geology* 24 (4), 244–253.
- Rovey II, C. W., Cherkauer, D. S., 1995. Scale Dependency of Hydraulic Conductivity Measurements. *Groundwater* 33, 769–780.
- Sánchez-Vila, X., Carrera, J., Girardi, J., 1996. Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology* 183, 1–22.

- Sánchez-Vila, X., Meier, P., M., Carrera, J., 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers : An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *Water Resources Research* 35 (4), 943–952.
- Sauter, M., 1991. Assessment of hydraulic conductivity in a karst aquifer at local and regional scale. En : *Proceedings of 3rd Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Groundwater in Karst Terrains*, Nashville, USA. pages 39–56.
- Sauty, J., 1978. Identification des paramètres du transport hydrodispersif dans les aquifères par Interprétation de traçages en écoulement cylindre convergent ou divergent. *Journal of Hydrology* 39, 69–103.
- Schoeller, H., 1962. *Les Eaux Souterraines. Hydrologie dynamique et chimique, Recherche, Exploitation et Evaluation des Ressources.* . NF 105.
- Schoen, R., Bakalowicz, M., Ladouche, B., Aquilina, L., 1999. Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques nord-montpelliérains. Rapport BRGM/R40939 volume III.
- Schudel, B., Biaggi, D., Dervev, T., Kozel, R., Müller, I., Ross, J., Schindler, U., 2002. Utilisation des traceur artificiels en hydrogéologie. Guide pratique. Rapport OFEG, Sér. Géol. 3, 77p.
- Schulze-Makuch, D., Carlson, D., Cherkauer, D. S., Malik, P., 1999. Scale Dependency of Hydraulic Conductivity in Heterogeneous Media. *Ground Water* 37 (6), 904–919.
- Schulze-Makuch, D., Cherkauer, D. S., 1998. Variations in hydraulic conductivity with scale of measurement during aquifer tests in heterogeneous, porous carbonate rocks. *Hydrogeology Journal* 6 (2), 204–215.
- Shapiro, A., Hsieh, P., 1998. How good are estimates of transmissivity from slug tests in fractured rock ? *Groundwater* 36, 37–48.
- Smart, C. C., 1988. Artificial tracer techniques for the determination of the structure of conduit aquifers. *Ground Water* 26, 445–453.
- Snow, D., 1965. A parallel plate model of fractured permeable media. Ph.D. thesis, University of California, Berkeley.
- Tenchine, S., Gouze, P., 2005. Density contrast effects on tracer dispersion in variable aperture fractures. *Advances in Water Resources* 28, 273–289.
- Teutsch, G., Sauter, M., 1991. Groundwater modeling in karst terrains : Scale effects, data acquisition and field validation. En : *Proceedings of 3rd Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Groundwater in Karst Terrains*, Nashville, USA.
- Theis, C., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions of the American Geophysical Union Part 2*, 519–524.
- Thiem, G., 1906. *Hydrologische Methoden* : Leipzig, Germany. J.M. Gebhardt, 56p.
- Thiery, D., Bérard, P., 1983. Etude des relations entre la source et son réservoir aquifère - Recueil des données et établissement d'un modèle de cohérence. Rapport BRGM/83SGN167LRO, 85 p.

- Tidwell, V., Gutjahr, A., Wilson, J., 1999. What does an instrument measure? Empirical spatial weighting functions calculated from permeability data sets measured on multiple sample supports. *Water Resources Research* 35 (1), 43–54.
- Tidwell, V., Wilson, J., 1997. Laboratory method for investigating permeability upscaling. *Water Resources Research* 33 (7), 1607–1616.
- Tirla, L., Vijulie, I., 2013. Structural-tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges : Southern carpathians, romania. *Geomorphology* 197 (0), 123 – 136.
- Tissier, G., 2009. Hiérarchisation des écoulements souterrains dans le bassin du Lez. Mémoire de Master, Université Montpellier II.
- Toride, N., Leij, F., van Genuchten, M., 1993. A Comprehensive Set of Analytical Solutions for Nonequilibrium Solute Transport With First-Order Decay and Zero-Order Production. *Water Resources Research* 29 (7), 2167–2182.
- Tóth, J., 1963. A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research* 68 (6), 4795–4812.
- Trinchero, P., Sanchez-Vila, X., Fernandez-Garcia, D., 2008. Point-to-point connectivity, an abstract concept or a key issue for risk assessment studies? *Advances in Water Resources* 31, 1742–1753.
- Tritz, S., Guinot, V., H., J., 2011. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non-linear hysteretic conceptual model. *Journal of Hydrology* 397, 250–262.
- Tsang, C., Neretnieks, I., 1998. Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics* 36, 275–298.
- Tsang, Y. W., 1995. Study of alternative tracer tests in characterizing transport in fractured rocks. *Geophysical Research Letters* 22, 1421–1424.
- Tsang, Y. W., Tsang, C. F., 1987. Channel Model of Flow Through Fractured Media. *Water Resources Research* 23 (3), 467–479.
- Turner, G., 1958. The flow-structure in packed beds. A theoretical investigation utilizing frequency response. *Chemical Engineering Science* 7, 156–165.
- Uil, H., 1978. Application du carottage thermique et de l’hydrochimie à l’étude des circulations d’eau souterraine en milieu karstique. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Wang, X., Dausse, A., Cosgrove, J., Jourde, H., Gosselin, O., Lonergan, L., Leonardi, V., Massonnat, G., 2014. Integrating outcrop fracture data and pressure transient data for constructing local scale flow models in a karst aquifer. En : *Proceedings, Karst Without Boundaries*.
- Warren, J., Root, P., 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal* 3, 245–255.
- Welty, C., Gelhar, L., 1994. Evaluation of longitudinal dispersivity from nonuniform flow tracer tests. *Journal of Hydrology* 153, 71–102.

- Whitaker, F. F., Smart, P. L., 2000. Characterising scale-dependence of hydraulic conductivity in carbonates : Evidence from the Bahamas. *Journal of Geochemical Exploration* 69, 133–137.
- White, A., 2005. Natural weathering rates of silicate minerals. In : Drever JI (ed) *Surface and Ground Water, Weathering, and Soils Treatise on Geochemistry* 5, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp 133–168.
- Winberg, A., Andersson, P., Hermanson, J., Byegård, J., Cvetkovic, V., Birgersson, L., 2000. Äspö Hard Rock Laboratory. Final report of the first stage of the Tracer Retention Understanding Experiments. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management SKB TR-00-07, p. 233.
- Zhou, Q., Liu, H.-H., Molz, F. J., Zhang, Y., Bodvarsson, G. S., 2007. Field-scale effective matrix diffusion coefficient for fractured rock : Results from literature survey. *Journal of Contaminant Hydrology* 93, 161–187.