



HAL
open science

Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez -Modèles numériques de fonctionnement de l'hydrosystème - Rapport final L4.1.

Valérie Borell-Estupina, J. C. Marechal, M Coustau, Perrine Fleury, Herve Jourde, L. Kong a Siou, Bernard Ladouche, Pierre-Olivier Malaterre, N. Mazzili, S Ricci, et al.

► To cite this version:

Valérie Borell-Estupina, J. C. Marechal, M Coustau, Perrine Fleury, Herve Jourde, et al.. Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez -Modèles numériques de fonctionnement de l'hydrosystème - Rapport final L4.1.. [Rapport de recherche] BRGM (Bureau de recherches géologiques et minières) (Bureau de recherches géologiques et minières). 2012. hal-03143801

HAL Id: hal-03143801

<https://brgm.hal.science/hal-03143801v1>

Submitted on 17 Feb 2021

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.



Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Modèles numériques de fonctionnement de l'hydrosystème

Rapport final L4.1.

BRGM/RP-60222-FR

Janvier 2012



Montpellier Agglomération



établissement public du ministère chargé du développement durable



Département Hérault
Conseil Général



HydroSciences Montpellier



Gestion de l'Eau, Acteurs, Usages



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Document public

Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Modèles numériques de fonctionnement de l'hydrosystème

Rapport final L4.1.

BRGM/RP-60222-FR

Janvier 2012



V. Borrell Estupina, J.-C. Maréchal, M. Coustau, P. Fleury, H. Jourde, L. Kong A
Siou, B. Ladouche, P.-O. Malaterre, N. Mazzilli, S. Ricci

Avec la collaboration de

N. Dörfliger, JP. Baume, G. Belaud, C. Bouvier, Y. Caballero, F.
Cernesson, A. Crespy, C. Dejean, J. Grévellec, D. Dorchies, S. Guillo, V.
Guinot, E. Harader, A. Johannet, G. Jonville, A. Marchandise, F. Mauris,
N. Monnier, T. Morel, , A. Piacentini, S. Pistre, Y. Rossier O. Thual, M.
Vinches



Vérificateur :

Nom : C. Lamotte

Date : 23/03/2012

Approbateur :

Nom : M. Audibert

Date : 24/04/2012

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.



Mots clés : karst, modélisation numérique, hydrogéologie, crue, pompage, modèle réservoir, modèle distribué, hydrodynamique

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Borrell Estupina V., Maréchal J.-C., Coustau M., Fleury P., Jourde H., Kong A Siou L., Ladouche B., Malaterre P.-O., Mazzilli N., Ricci S. (2012) Projet gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez - Modèles numériques de fonctionnement de l'hydrosystème, Rapport RP-60222-FR, 253 pp., 113 fig., 32 tab., 2 ann..

© BRGM, 2012, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Le projet de recherche « Gestion multi-usages des aquifères karstiques méditerranéens – Le Lez, son bassin versant et son bassin d'alimentation » (Lez-GMU) constitue un projet d'étude pluridisciplinaire (géologie, hydrogéologie, hydrologie, hydraulique, biologie et économie) dont l'objectif est d'évaluer l'influence et les possibilités d'évolution de la gestion multi-usages de l'hydrosystème karstique du Lez.

Les questions d'intérêt qui se posent dans ce cadre concernent essentiellement le fonctionnement de l'aquifère karstique du Lez et de son bassin versant, la vulnérabilité de l'aquifère, la ressource en eau en quantité, en qualité et en biodiversité, les risques naturels, l'influence de changements anthropiques, environnementaux ou climatiques sur la ressource et la gestion concertée de la ressource.

L'objectif final étant d'apporter des éléments de réponse aux financeurs en vue de l'établissement futur d'un plan de concertation de la gestion multi-usages de la ressource en eau sur le Lez.

La mise en place des différents modèles hydrogéologiques, hydrologiques et hydrauliques reproduisant le fonctionnement de l'hydrosystème karstique du Lez et permettant d'apporter des éléments de réponse à ces questions font l'objet de l'atelier de travail AT4.

Le présent rapport constitue le livrable L4.1. du cahier des charges du projet Lez-GMU. Il fait état des modèles numériques développés pour reproduire le fonctionnement de l'hydrosystème karstique du Lez. Les résultats des scénarios et mise en cascade des modèles feront l'objet d'un prochain rapport (livrable L4.2.).

L'ensemble des modèles de fonctionnement conçus et développés dans le cadre du projet Lez-Gestion Multi-Usages (Lez-GMU) y sont présentés et classés selon le type de modélisation mise en œuvre :

- modèles globaux hydrogéologiques,
- modèle hydrogéologique semi-global à réservoir,
- modèle spatialisé,
- modèle hydrologique distribué,
- modèle hydraulique 1D distribué,
- assimilation de données hydrologiques,

Le tableau ci-dessous synthétise l'ensemble des modèles développés.

Le modèle Tempo (BRGM), développé au pas de temps journalier, est un modèle de traitement du signal à fonction de transfert. Il permet de simuler l'évolution de la piézométrie du drain karstique et de la matrice et de calculer les débits de

débordement de la source en condition d'exploitation. Ce modèle sera utilisé pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et tester le comportement de l'hydrosystème pour des scénarios de pompage alternatifs à ceux actuellement en vigueur.

Le modèle VENSIM (BRGM) a été développé à l'aide du logiciel Vensim, logiciel de simulation permettant de générer des modèles à réservoirs. Le modèle est un modèle dit global, prenant en compte le bassin d'alimentation dans sa globalité sans chercher à reproduire le fonctionnement du bassin maille par maille comme cela serait le cas pour un modèle distribué. Il a été développé au pas de temps journalier sur le système du Lez. Ce modèle est basé sur l'établissement d'un bilan hydrologique équilibré. Il permet de simuler à la fois le débit à la source et la piézométrie dans le drain principal au niveau des pompes immergées. Il est utilisé pour la prévention des crues.

Le modèle POKA (BRGM), développé à un pas de temps horaire, est adapté à la simulation de cycles de pompages au sein de l'aquifère du Lez en période sèche. Il est calibré et validé avec une erreur relative de 10% sur le rabattement dans une gamme de niveaux d'eau comprise entre 40 et 65 m NGF. Les résultats des simulations en-dehors de cette gamme devront être considérés avec prudence. Ce modèle ne peut être utilisé sur le long terme et prendre en compte des épisodes de pluie par exemple. Il sera utilisé pour simuler l'impact sur le niveau d'eau dans le conduit karstique de scénarios de pompages sur la source du Lez.

Le modèle FeFlow (HydroSciences Montpellier) proposé est une représentation simplifiée et distribuée de l'hydrosystème karstique délimité par les Cévennes au Nord, l'Hérault à l'ouest, le Vidourle à l'est et le pli de Montpellier au sud. Cet hydrosystème, constitué de différentes unités hydrogéologiques, comprend différents bassins d'alimentation associés à diverses sources karstiques, tel que l'aquifère du Lez que draine l'exutoire le plus important de cet hydrosystème. La calibration en régime permanent donne une première estimation de la conductivité hydraulique des différentes unités hydrogéologiques, de la section transversale des conduits karstiques et des flux sortants au niveau de la condition à la limite constituée par le pli de Montpellier.

Le modèle par réseaux de neurones (RN - initialement développé en dehors du cadre de ce projet par l'Ecole des Mines d'Alès et HydroSciences Montpellier), permet de simuler les débits journaliers à la source du Lez à partir d'observations de pluies sur le bassin d'alimentation du karst. La structuration du modèle proposée a été conçue de façon à capter une partie du fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique du Lez. Il en ressort la possibilité de simuler d'autres grandeurs que les débits de la source, comme la piézométrie du drain principal par exemple. Les performances de ce modèle sont particulièrement bonnes et son application pour la prévision des crues à la source sont satisfaisantes comme en témoignent les valeurs du critère de persistance. Dans le cadre de ce projet, une collaboration supplémentaire a été menée avec l'EMA afin de comparer cette approche avec celle adoptée par TEMPO-VENSIM, l'analyse menée montre une bonne complémentarité des deux modèles.

Le modèle hydrologique distribué (ATHYS SCS LR - HydroSciences Montpellier et CERFACS) permet, à partir d'un formalisme parcimonieux et robuste, de simuler les crues de surface rapides et importantes survenant sur le bassin du Lez en amont de Montpellier. En effet, les performances, en termes de modélisation, sont particulièrement bonnes avec des critères de Nash assez élevés et une bonne anticipation du pic de crue. L'unicité du jeu de paramètres de calage, quel que soit la crue considérée, et la bonne corrélation entre l'état hydrique initial du système observé (par la piézométrie ou l'humidité des sols) avec la condition initiale du modèle rendent possible son utilisation en mode opérationnel pour la prévision des crues. En contrepartie de quoi, les simplifications opérées sur le fonctionnement de ce bassin sont à l'origine d'incertitudes sur les gammes de crues absentes de l'échantillon de calage. Afin de palier à ces difficultés, une procédure d'assimilation des données de débits observés au début de la crue a été mise en place pour corriger les défauts du modèle hydrologique. Une interprétation au cas par cas de la correction proposée par l'assimilation a été menée afin d'optimiser le mode d'utilisation de cette chaîne d'assimilation en mode opérationnel. Elle permet une amélioration des performances du système de prévision des crues.

Le modèle hydraulique du Lez (SIC - G-EAU) permet de reproduire les écoulements à surface libre dans le cours d'eau. La présence de nombreux ouvrages hydrauliques (seuils, déversoirs, digues...) au fil de l'écoulement rend complexe le calage de ce modèle. Une étude particulièrement fine a été menée dans le cadre de ce projet afin de permettre une calibration optimale de la ligne d'eau autour de chaque singularité. Les mesures effectuées dans le cadre de l'AT1 ont ainsi été exploitées. Au final, ce modèle reproduit bien les écoulements du Lez. Il pourra par la suite être complété, tout comme le modèle hydrologique l'a été, par le développement d'une chaîne d'assimilation de données des débits ou hauteurs mesurés. Celle-ci pourrait d'une part corriger les manques d'observations locales mais aussi les apports latéraux inconnus de certains affluents principaux du Lez.

Nom	Type	Opérateur	Pas de temps	Caractéristiques
Tempo	Hydrog.	Ladouche B. (brgm)	1 jour	Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique à l'aide de fonction de transfert (recharge, pompage) Simule l'évolution du débit naturel et de débordement de la source du Lez, simule l'évolution de la piézométrie dans le drain karstique et dans la matrice en condition d'exploitation
VENSIM	Hydrog.	Fleury P. (brgm)	1 jour	C'est un modèle à réservoir global, basé sur l'établissement d'un bilan hydrologique équilibré. Il simule le débit à la source et la piézométrie dans le drain principal. La parcimonie du modèle en fait un bon candidat pour la gestion des crues et des étiages.

Nom	Type	Opérateur	Pas de temps	Caractéristiques
POKA	Hydrog.	Maréchal JC. (brgm)	horaire	Prise en compte physiquement basée des échanges entre matrice et drains au sein de l'aquifère karstique Simule l'impact des pompages sur le niveau dans le drain karstique
Réseau de Neurones (RN)	Hydrog.	Johannet A. (EMA)	1 jour	Simule le débit de débordement de la source du Lez à partir des précipitations sur l'aquifère karstique. Possibilité d'extraire d'autres variables du RN, comme la piézométrie par exemple.
Distribué Feflow	Hydrog.	Jourde H. (HSM)	0,01 jour	Représentation du principal réseau de drainage karstique et des blocs fracturés par des éléments discrets 1D couplés à une matrice 3D. Caractérisation de conductivités hydrauliques et de propriétés d'emmagasinement
ATHYS - SCS LR	Hydrol.	Borrell V. (HSM)	1 heure	Modèle de type Pluie-Débit distribué simulant les crues rapides de surface à Lavalette. La parcimonie et la robustesse du modèle hydrologique lui permettent d'être appliqué en prévision opérationnelle des crues.
SIC	Hydraul.	Malaterre PO (G-EAU)	1 minute	Modèle hydraulique 1D Saint Venant simulant la propagation des crues sur le Lez. Prise en compte de chaque ouvrage et caractérisation de son influence sur la ligne d'eau.
Assimilation de données hydrologiques	Assim.	Ricci S. (CERFACS)	1 heure	Chaîne d'assimilation des débits à Lavalette pour corriger les paramètres (condition initiale) du modèle hydrologique.

(Hydrol : modèle hydrologique ; Hydrog. : modèle hydrogéologique ; Hydraul. : modèle hydraulique)

Les hypothèses de fonctionnement, principe de conceptualisation, calage et validation de chaque modèle sont présentés. Ce travail est le fruit d'une collaboration entre plusieurs organismes de recherche : BRGM, HydroSciences Montpellier, G-EAU, CERFACS, TETIS, EMA. Ces modèles seront utilisés par la suite pour simuler des scénarios qui seront présentés dans le cadre du prochain rapport (livrable L4.2).

Sommaire

1. Introduction	21
1.1. OBJECTIFS DE L'AT4	22
1.2. COMPARTIMENTS MODELISES	22
1.3. ORGANISATION DES MODELES	23
1.4. TACHES DE L'AT4	24
2. Modèle Hydrogéologique : Démarche de modélisation inverse du débit et de la piézométrie observée à la source du Lez à l'aide du logiciel Tempo	27
2.1. CADRE CONCEPTUEL DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE	27
2.1.1. Hypothèses issues du schéma conceptuel	28
2.1.2. Description qualitative du fonctionnement d'un système karstique soumis à un pompage	30
2.1.3. Description qualitative du modèle hydrogéologique	31
2.2. DONNEES UTILISEES	32
2.2.1. Données climatiques	32
2.2.2. Données piézométriques	32
2.2.3. Données de débits	33
2.3. MODELES DE TRANSFERTS	38
2.3.1. Modèle de transfert « débit naturel » du Lez (sous module)	39
2.3.2. Modèle de transfert « Piézométrie Suquet » (sous module)	43
2.3.3. Modèle de transfert « Piézométrie Laudou » (sous module)	46
2.3.4. Modèle de transfert « Piézométrie du Lez » (drain karstique à la source)	49
2.4. DISCUSSION	52
2.5. PERSPECTIVES	54
3. Modélisation hydrogéologique : Modèle réservoir – logiciel VENSIM	55
3.1. RESUME	55
3.2. PRESENTATION DU MODELE	55
3.2.1. Alimentation	56
3.2.2. Prélèvements	57

3.2.3. Restitution des débits	57
3.2.4. Vidange et simulation des débits	57
3.2.5. Simulation de la piézométrie.....	58
3.2.6. Récapitulatif des paramètres de calage.....	58
3.3. MISE EN PLACE DE LA MODELISATION	58
3.3.1. Première simulation : utilisation de l'ETP sinusoïdale	59
3.3.2. Deuxième simulation : utilisation de l'ETP Météo France.....	63
3.3.3. Troisième simulation : suppression du réservoir sol et utilisation de l'ETP sinusoïdale	67
3.4. CONCLUSION.....	71
4. Modélisation hydrogéologique : Modèle POKA	73
4.1. INTRODUCTION	73
4.2. DESCRIPTION DU MODELE	73
4.2.1. Réservoir « drain karstique »	75
4.2.2. Hydraulique du réservoir « blocs »	77
4.2.3. Echanges entre les deux réservoirs.....	79
4.3. RESULTATS DES MODELISATIONS	81
4.3.1. Phase de calibration (2006-2007).....	81
4.3.2. Phase de validation (2001-2002-1998).....	89
4.4. SYNTHESE	94
5. Modèle hydrogéologique distribué : mise en place et calibration	95
5.1. CONFIGURATION DU MODELE.....	95
5.1.1. Géométrie du Modèle	95
5.1.2. Equations des écoulements.....	96
5.1.3. Réseau de conduits karstiques.....	97
5.1.4. Recharge et conditions aux limites	97
5.1.5. Modèle numérique.....	99
5.2. CALIBRATION EN REGIME PERMANENT	100
5.2.1. Objectif de la calibration en régime permanent.....	100
5.2.2. Recharge et conditions aux limites en régime permanent.....	101
5.2.3. Résultats de la calibration en régime permanent.....	101
5.3. SIMULATION EN REGIME TRANSITOIRE	103
5.3.1. Estimation de la recharge	103

5.3.2. Les conditions initiales	104
5.3.3. Propriétés d'emmagasinement.....	105
5.3.4. Résultats des simulations en régime transitoire.....	105
5.4. CONCLUSION	108
6. Modèle Hydrogéologique : Approche par Réseau de Neurones - Comparaison de deux approches pour la simulation du débit et de la piézométrie à la source du Lez	111
6.1. RESUME.....	111
6.2. MODELISATION PAR RESEAUX DE NEURONES	111
6.2.1. Présentation des réseaux de neurones	112
6.2.2. Modèle utilisé pour la simulation des débits et piézométrie du Lez.....	113
6.3. VARIABLES D'ENTREES ET DEMARCHE POUR LA COMPARAISON.....	114
6.3.1. Description des variables d'entrées.....	114
6.3.2. Démarche pour la comparaison.....	115
6.4. SIMULATION DU DEBIT	115
6.4.1. Variable pluie brute pondérée	115
6.4.2. Variable pluie efficace	117
6.4.3. Variable pluie brute pondérée et « évapotranspiration artificielle »	119
6.5. CONCLUSION SUR LA MODELISATION PLUIE-DEBIT	121
6.6. SIMULATION DE LA PIEZOMETRIE	122
6.6.1. Variable pluie pondérée (P_{pond}).....	123
6.6.2. Variable pluie efficace (P_{eff})	125
6.6.3. Variables pluie pondérée et évapotranspiration «artificielle »	126
6.6.4. Conclusion sur la simulation de la piézométrie	127
6.7. CONCLUSION SUR LA MODELISATION DE L'HYDROSYSTEME DU LEZ PAR RESEAUX DE NEURONES	128
7. Modèle Hydrologique.....	129
7.1. RESUME.....	129
7.2. MODELE GR4J.....	129
7.2.1. Principe	129
7.2.2. Calage et résultats	131
7.2.3. Conclusion	134

7.3. MODELE PLUIE-DEBIT EVENEMENTIEL 'ATHYS'	135
7.3.1. Données de crue	135
7.3.2. Concept.....	136
7.3.3. Equations	136
7.3.4. Choix de la fonction de production.....	143
7.3.5. Sensibilité	149
7.3.6. Calage.....	156
7.3.7. Initialisation	158
7.3.8. Validation	160
7.4. DISCUSSIONS / INTERPRETATIONS.....	161
7.4.1. Niveau dans le réservoir de production.....	161
7.4.2. Injection des débits observés à la source du Lez.....	163
7.5. CONCLUSION.....	167
8. Modélisation hydraulique	169
8.1. RESUME	169
8.2. INTRODUCTION.....	169
8.3. LES DONNEES HYDRAULIQUES	174
8.4. LE LOGICIEL SIC : LA GEOMETRIE ET LES SEUILS.....	176
8.4.1. Présentation du modèle hydraulique 1D et des modèles d'ouvrage.....	176
8.4.2. Données géométriques	180
8.4.3. Les ouvrages en travers	180
8.4.4. Les Paramètres du modèle.....	196
8.5. ETUDE D'UN OUVRAGE PARTICULIER : LE PONT DE L'EVEQUE	196
8.6. LES SIMULATIONS DE CRUE.....	198
8.6.1. La Modélisation	198
8.6.2. Quelques résultats.....	198
8.6.3. Critique des résultats.....	202
8.7. CONCLUSION.....	203
9. Assimilation de données autour du modèle hydrologique	205
9.1. RESUME	205
9.2. INTRODUCTION.....	205

9.3. PRESENTATION DE L'APPROCHE D'ASSIMILATION DE DONNEES ET IMPLEMENTATION	206
9.3.1. L'assimilation de données en hydrologie	206
9.3.2. L'algorithme d'assimilation de données	207
9.3.3. Etude de sensibilité	209
9.3.4. Application au modèle MERCEDES : Implémentation	209
9.3.5. Illustration sur un événement représentatif	210
9.4. RESULTATS SUR L'APPLICATION DU LEZ	213
9.4.1. Observations disponibles	213
9.4.2. Critères d'évaluation	214
9.4.3. Résultats	215
9.4.4. Discussion : limite de l'application	216
9.5. CONCLUSION	220
10. Conclusion.....	221
11. Bibliographie	225

Liste des illustrations

Figure 1 : Organisation des modèles dans l'AT4	24
Figure 2 : Evolution de la piézométrie (en m NGF) du drain karstique à la source du Lez (suivi véolia), au piézomètre de Claret (suivi véolia) et au forage de secours du Suquet (suivi CG34)	28
Figure 3 : Schéma de principe du modèle de transfert « piézométrie » du Lez	29
Figure 4 : Synoptique présentant les variables influençant la piézométrie du drain karstique du Lez	30
Figure 5 : Evolution des débits naturels estimés depuis 1975	34
Figure 6 : Evolution de la piézométrie à la source du Lez depuis 1970 et des débits naturels estimés depuis 1975. Les débits de pompage ainsi que les débits de sollicitation des réserves sont également reportés (depuis 1974)	36
Figure 7 : Réponses impulsionnelles de Ω (seuil de pluie efficace) à la pluie et à l'ETP et réponse impulsionnelle de α (contribution au transfert rapide) à la pluie efficace au pas journalier	40
Figure 8 : Calcul des hydrogrammes unitaires normalisés (réponses impulsionnelles) de la composante lente et rapide de la source du Lez	41
Figure 9 : Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie (Méthode de transfert du débit naturel estimé du Lez)	42

Figure 10 : Calage. Comparaison du débit modélisé au débit naturel estimé de la source du Lez	42
Figure 11 : Validation. Comparaison du débit modélisé au débit naturel estimé de la source du Lez	43
Figure 12 : Réponse impulsionnelle de la recharge par les pluies efficaces (Méthode de transfert du forage « Suquet »).....	45
Figure 13 : Méthode de transfert du forage « Suquet » : Comparaison de la piézométrie simulée et observée.....	46
Figure 14 : Simulation de la piézométrie du karst jurassique situé à l'Ouest de la faille de Corcone et comparaison à la piézométrie observée (Méthode de transfert du forage « Suquet »)	46
Figure 15 : Réponse impulsionnelle de la recharge par les pluies efficaces et réponse impulsionnelle au débit de sollicitation du karst (méthode de transfert du piézomètre « Laudou »).....	48
Figure 16 : Méthode de transfert du piézomètre «Laudou» : comparaison de la piézométrie simulée et observée. Les données observées depuis 2008 sont celles de la sonde automne Diver installée par Université de Gottingen dans le cadre du programme Pumpink	48
Figure 17 : Simulation de la piézométrie du karst et comparaison à la piézométrie observée (méthode de transfert du piézomètre «Laudou »)	49
Figure 18 : Modèle de transfert «Piézométrie du Lez (source) » : comparaison de la piézométrie simulée et observée.....	50
Figure 19 : Modèle de transfert «Piézométrie du Lez (source) » : évolution des contributions relatives des composantes du modèle exprimée par rapport au niveau de référence $H_0 = 59.9$ m, NGF	51
Figure 20 : Simulation de la piézométrie du drain karstique au niveau de la source du Lez et comparaison à la piézométrie observée (Méthode de transfert du « piézométrie du Lez »).....	52
Figure 21 : Simulation de la piézométrie du drain karstique au niveau de la source du Lez et comparaison à la piézométrie observée, période 1975-1991 et 1992-2010.	53
Figure 22 : Tests de sensibilité : simulation de la piézométrie du drain karstique au niveau de la source du Lez en supposant que les débits du Lez estimés sont connus à $\pm 10\%$ près.....	54
Figure 23 : Structure du modèle réservoir	56
Figure 24 : ETP sinusoïdale	59
Figure 25 : Piézométrie simulée et mesurée sur la période septembre 1996 – mai 2010 (ETP sinusoïdale)	61
Figure 26 : Débit simulé et mesuré sur la période septembre 1996 – mai 2010 (ETP sinusoïdale)	62
Figure 27 : Comparaison de l'ETP Météo France et de l'ETP sinusoïdale	63
Figure 28 : Piézométrie simulée et mesurée sur la période septembre 1996 – mai 2010.....	65
Figure 29 : Débit simulé et mesuré sur la période septembre 1996 – mai 2010 (ETP Météo France)	66

Modèles numériques du Lez

Figure 30 : Structure du modèle sans réservoir sol	67
Figure 31 : Piézométrie simulée et mesurée sur la période septembre 1996 – mai 2010 – modèle sans réservoir sol	69
Figure 32 : Débit simulé et mesuré sur la période septembre 1996 – mai 2010 – modèle sans réservoir sol	70
Figure 33 : Schéma de fonctionnement du système karstique du Lez au cours d'une période de pompage	74
Figure 34 : Schématisation du modèle mathématique (* échanges blocs-drains que ce soit avant le pompage ou en pompage). H_b : charge hydraulique dans les blocs ; H_d : charge hydraulique dans le drain	75
Figure 35 : Schéma d'un écoulement transitoire vers un puits de rayon r_0 , dont le potentiel, initialement à H_0 , est instantanément imposé à h_0 (le niveau piézométrique dans l'aquifère évolue au cours du temps t_1 , t_2 , t_3)	80
Figure 36 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.	83
Figure 37 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.	84
Figure 38 : Comparaison de trois simulations avec la surface dénoyée de drain variable	86
Figure 39 : Modèle conceptuel de l'aquifère karstique du Lez et paramètres utilisés pour le calage du modèle	87
Figure 40 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.	90
Figure 41 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.	91
Figure 42 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 1998. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.	93
Figure 43 : Géométrie du modèle: a) vue en plan, b-c) vue en coupe des unités hydrogéologiques.	96
Figure 44 : Configuration du Modèle, étendue du modèle, conditions aux limites (voir aussi Tableau 9) et réseau de conduits karstiques modélisés.	97
Figure 45 : Géométrie du modèle: aire de recharge (jaune) et frontières imperméables (en gris).	98
Figure 46 : Raffinement de maillage autour du réseau de conduits. Les éléments ont une taille comprise entre 30 mètres au voisinage du conduit karstique jusqu'à une taille moyenne de l'ordre de 300 mètres.	100

Figure 47 : Résultats de la calibration en régime permanent. Charge hydraulique au sein des formations du Jurassique.	102
Figure 48 : Comblement des lacunes dans les données de précipitations. Précipitations mesurées en fonction des précipitations calculées par régression multi-linéaire pour les stations: a) de Saint-Hippolyte-du-Fort, et b) de Montpellier.	104
Figure 49 : Evapotranspiration de référence (bleu) et réelle (violet) d'après la formule de Hargreaves [Hargreaves,1994]. L'évapotranspiration réelle est considérée comme étant égale à $\alpha = 57\%$ de l'évapotranspiration de référence.	104
<i>Figure 50 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Charge hydraulique et débits aux principaux exutoires du système.</i>	<i>107</i>
<i>Figure 51 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Flux sortant au niveau du pli de Montpellier.</i>	<i>107</i>
Figure 52 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Charge hydraulique et débits à la source du Lez.	107
Figure 53 : Représentation schématique d'un neurone formel	112
Figure 54 : Représentation schématique d'un réseau de neurones formel	113
Figure 55 : Perceptron multicouche non dirigé et comprenant le débit pompé en entrée.	114
Figure 56 : Hydrogrammes simulés à partir de la pluie pondérée calculée par TEMPO sur l'ensemble du test. La courbe noire correspond au débit de débordement mesuré à la source du Lez, la courbe verte en tirets est l'hydrogramme simulé par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est l'hydrogramme simulé par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).	116
Figure 57 : Hydrogrammes simulés à partir de la pluie efficace calculée par TEMPO sur l'ensemble de test. La courbe noire correspond au débit de débordement mesuré à la source du Lez, la courbe verte en tirets est l'hydrogramme simulé par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est l'hydrogramme simulé par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie efficace).	118
Figure 58 : Hydrogrammes simulés à partir de la pluie pondérée et de l'évapotranspiration artificielle sur l'ensemble de test. La courbe noire correspond au débit de débordement mesuré à la source du Lez, la courbe verte en tirets est l'hydrogramme simulé par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est l'hydrogramme simulé par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).	120
Figure 59 : Débit pompé et piézométrie à la source du Lez pour l'année civile 2003. La courbe verte correspond à la piézométrie dans le drain principal et la courbe bleue correspond au débit journalier pompé.	123
Figure 60 : Piézométrie simulée à partir de la pluie pondérée sur l'année test 2003. La courbe noire correspond à la piézométrie mesurée dans le drain principal de la source du Lez, la courbe verte en tirets est la piézométrie simulée par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est celle simulée par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).	124
Figure 61 : Piézométrie simulée à partir de la pluie efficace sur l'année test 2003. La courbe noire correspond à la piézométrie mesurée dans le drain principal de la source du Lez, la courbe verte en tirets est la piézométrie simulée par le réseau de neurones,	

Modèles numériques du Lez

et la courbe orange en pointillés est celle simulée par le modèle VENSIM . Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie efficace)	125
Figure 62 : Piézométrie simulée à partir de la pluie pondérée et de l'évapotranspiration a priori sur l'année test 2003. La courbe noire correspond à la piézométrie mesurée dans le drain principal de la source du Lez, la courbe verte en tirets est la piézométrie simulée par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est celle simulée par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée)	126
Figure 63 : Schéma de fonctionnement du GR4J , Perrin (2002).....	130
Figure 64 : Tableau de calage du GR4J	131
Figure 65 : Résultats des simulations du débit du Lez à Lavalette avec le GR4J (Observations en bleu, simulation en rouge)	132
Figure 66 : Débit simulé par le GR4J calé en fonction du débit observé à Lavalette	133
Figure 67 : Débit simulé par le GR4J calé (rouge) et débit observé à Lavalette (bleu) au cours de l'automne - hiver 2002.....	134
Figure 68 : Schématisation de la prise en compte de l'état de remplissage du souterrain	137
Figure 69 : Schéma de fonctionnement du modèle SMA-SCS.....	138
Figure 70 : Schéma représentant la fonction de production SCS aménagée pour le bassin du Lez	140
Figure 71 : schéma de la fonction de transfert « Lag and Route Simple »	142
Figure 72 : Hydrogrammes simulés et observés pour la crue de décembre 2002. La zone entourée repère une production inappropriée de ruissellement direct alors que ce dernier n'a pas commencé en réalité. (en bleu, les débits observés; en gris les débits simulés avec SMA SCS)	144
Figure 73 : Exemple de l'épisode de décembre 2002 illustrant le problème lié à la vidange du réservoir de production pour le modèle SMA. Le graphique du haut compare les hydrogrammes observé (tirets bleus) et simulés avec une vidange de $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les cercles) ou de $ds = 0.01 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les croix). Le graphique du bas compare le niveau piézométrique normalisé à Gour Noir (tirets bleus) aux niveaux normalisés dans le réservoir « sol » pour une vidange de $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les cercles) ou $ds = 0.01 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les croix).	146
Figure 74 : Hydrogrammes observé (en tirets bleus) et simulé avec la fonction de production SMA (en trait continu gris) ou SCS aménagée (en trait continu noir) pour une des crues testées. La zone entourée repère les périodes en début d'épisode où le SMA-SCS produisait du ruissellement direct alors que ce dernier n'a pas commencé en réalité.....	148
Figure 75 : Graphiques permettant de comparer, pour chacun des 6 épisodes de crue, l'évolution de la piézométrie à Gour Noir avec celle du niveau dans le réservoir « sol » des fonctions de production SMA-SCS (en gris) et SCS aménagée (en noir).	148
Figure 76 : Comparaison de l'hydrogramme observé (en tirets bleu) avec celui de la simulation « de référence » (en noir) pour l'épisode d'octobre 2001.....	149
Figure 77 : Distribution de l'occupation des sols du bassin versant du Lez. Le karst est en rose et la couverture en bordeaux.	151
Figure 78 : Evolution des critères de Nash obtenus en fonction de la distribution de S	153

Figure 79 : Piézométrie initiale en fonction des valeurs de S distribués calés.....	154
Figure 80 : Représentation des meilleures corrélations obtenues entre la piézométrie à la source et la valeur de la condition initiale du modèle	156
Figure 81 : régression linéaire établie entre la valeur calibrée de la condition initiale du modèle S et la valeur de l'indice Hu2 pris en début d'épisode.....	158
Figure 82 : régression linéaire établie entre la valeur calibrée de la condition initiale du modèle S et la piézométrie à Claret prise en début d'épisode.....	159
Figure 83 : Graphiques permettant de comparer le niveau dans le réservoir « sol » du modèle (en noir) et la piézométrie (en tirets bleus) pour les épisodes de septembre 2002 (graphique du haut) et décembre 2002 (graphique du bas).....	162
Figure 84 : Exemple de septembre 2002 présentant l'hydrogramme observé à Lavalette(bleu) et celui de la source du Lez transféré à Lavalette (rouge)	165
Figure 85 : Interface de SIC pour les données topologiques du Lez de Lavalette à la 3ème écluse	170
Figure 86 : Courbe de tarage à la station de Lavalette	175
Figure 87 : Courbe de tarage à la station de Garigliano	175
Figure 88 : Courbe de tarage à la station de la 3ème écluse.....	176
Figure 89 : Seuil de Garigliano	181
Figure 90 : Croquis de la structure (Seuil de Garigliano)	182
Figure 91 : Résultats du calage avec T=1 sur données Q(Z)	183
Figure 92 : Résultats du calage de $m_2=0.405$ et $m_3=9.29$ sur données 12 crues.....	185
Figure 93 : Résultats du calage de $m_2=0.318$ et $m_3=12.21$ sur données 12 crues limitées entre $Z_{min}=13.54$ et $Z_{max}=15.04$ et vérification de la loi ainsi obtenue sur tous les points.....	186
Figure 94 : Photo aérienne du seuil de Garigliano	187
Figure 95 : Seuil de la station Hydro de Lavalette, dit seuil de Gasconnet.....	188
Figure 96 : Résultats du calage de $m_1=0.659$ sur les données de 12 crues limitées entre $Z_{min}=34,76$ et $Z_{max}=34,96$	189
Figure 97 : Résultats du calage de $m_2=m_5=0,1871$, $m_4=0,7059$, sur les données de 12 crues limitées entre $Z_{min}=34,76$ et $Z_{max}=36,75$	190
Figure 98 : Résultats du calage de $m_2=m_5=0,1871$, $m_4=0,7059$, sur données 12 crues limitées entre $Z_{min}=34,76$ et $Z_{max}=36,75$ et vérification de la loi ainsi obtenue sur tous les points.....	191
Figure 99 : 3ème écluse	192
Figure 100 : Résultats du calage de $m_1=0,3475$ et $h_r=2,804$, sur données limitées entre $Z_{min}=2,70$ et $Z_{max}=2,99$	194
Figure 101 : Comparaison loi "calée" de SIC par rapport à la Q(Z) DREAL	195
Figure 102 : Pont de l'Evêque	196
Figure 103 : Schéma du Pont de l'Evêque	197
Figure 104 : Résultats de simulations	202

Modèles numériques du Lez

Figure 105 : Hydrogrammes observé (courbe bleue), simulé à partir de l'ébauche $S^b = 160$ mm (courbe noire) et simulé à partir de l'analyse $S^a = 131$ mm (courbe rouge) après assimilation d'une donnée (croix bleue) pour l'épisode d'octobre 2001. Le trait vertical noir sépare la période d'assimilation de la période de prévision.....	211
Figure 106 : Graphiques représentant la fonction coût $J(\mathbf{x})$ (courbe rouge) et son minimum (rond rouge) ainsi que l'évolution de la fonction coût incrémentale $J(\mathbf{x}_i; \delta\mathbf{x})$ (courbe bleue), de son minimum \mathbf{x}^a (rond bleu) et de sa tangente (droite noire) au point de linéarisation \mathbf{x}_i (croix noire) pour les 2 premières itérations de la boucle externe pour l'épisode d'octobre 2001	212
Figure 107 : Résultats de l'assimilation de données pour l'épisode de décembre 1997. La courbe bleue correspond aux observations ; la courbe noire est l'hydrogramme simulé à partir de l'ébauche (avant assimilation) et la courbe rouge est l'hydrogramme simulé à partir de l'analyse (après assimilation). Les croix bleues sont les données assimilées.....	217
Figure 108 : Hydrogrammes issus du cas fictif réalisé en « assimilation groupée » (a) et en « assimilation séparée » (b). La courbe rouge représente l'hydrogramme obtenu à partir de l'analyse, la courbe bleue représente l'état vrai, les croix bleues correspondent aux observations, les ronds bleus sont les observations assimilées. Le trait noir vertical représente l'instant de prévision.	219
Figure 109 : Evolution des charges hydrauliques mesurées par le réseau de suivi du Lez. Les évolutions piézométriques de Fontbonne (données CAM) et de la source des Fontanilles (Onema-Brgm) sont également reportées.....	235
Figure 110 : Courbe de tarage théorique du déversoir de la source du lez	237
Figure 111 : Réponses impulsionnelles des composantes lentes des modèles de transferts (ModHE_Ginger Intermédiaire_128j ; ModHE_Ginger Intermédiaire _256j ; ModHE_Ginger Intermédiaire _366j) utilisés pour reconstituer les débits naturels de Lez en période de basses eaux	238
Figure 112 : Réponses impulsionnelles des composantes rapides des modèles de transferts (ModHE_Ginger Intermédiaire_128j ; ModHE_Ginger Intermédiaire _256j ; ModHE_Ginger Intermédiaire _366j) utilisés pour reconstituer les débits naturels de Lez en période de basses eaux	238
Figure 113 : Exemples de reconstitutions de débit naturels obtenus à l'aide des modèles de transfert qualifiés par différents temps de régulation (compris entre 128 j et 366j).	239
<i>Figure 114 : Cartes de localisation des postes pluviométriques utilisés pour le modèle hydrologique ATHYS.....</i>	249
<i>Figure 115 : Carte de localisation des postes pluviométriques utilisés pour les modèles hydrogéologiques TEMPO, VENSIM et Réseau de Neurones.....</i>	251

Liste des tableaux

Tableau 1 : Débits moyens annuels du débit naturel estimés de la source du Lez.....	34
Tableau 2 : Statistiques descriptives des débits naturalisés de la source du Lez (valeurs en l/s, période 1976-2009)	35
Tableau 3 : Statistiques descriptives des débits prélevés à la source du Lez [1976-1982] et dans les forages [1983-2010], (valeurs en l/s, période 1976-2010)	37

Tableau 4 : Statistiques descriptives des débits de sollicitations des réserves du karst (valeurs en l/s, période 1976-2009).....	38
Tableau 5 : Paramètres du réservoir « drain karstique »	77
Tableau 6 : Paramètres du réservoir « blocs »	79
Tableau 7 : Paramètres du modèle 3 (en gris, paramètres d'ajustement).....	85
Tableau 8 : Conditions aux limites et contraintes de flux associées aux exutoires karstiques. La charge imposée est liée au niveau de débordement de la source. La contrainte sur le flux dépend des pompages effectués à l'exutoire ou du débit moyen interannuel.	99
Tableau 9 : Résultats de la calibration en régime permanent. Paramètres pour les conditions aux limites associées au pli de Montpellier.	101
Tableau 10 : Résultats de la calibration en régime permanent: flux sortant moyen annuel	101
Tableau 11 : Résultats de la calibration en régime permanent - propriétés hydrodynamiques	102
Tableau 12 : Résultats de la calibration en régime permanent : sections des conduits karstiques. Voir la Figure 43 pour le numéro de référence des conduits karstiques	103
Tableau 13 : Simulation en régime stationnaire. Propriétés d'emmagasinement.	105
Tableau 14 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Charge hydraulique et débits aux exutoires principaux de l'hydrosystème karstique. Débits moyens simulés à l'exutoire des principaux sous-systèmes et ratio entre ce flux et l'ensemble des flux sortant du domaine modélisé pour la période allant d'Août 1999 à août 2000. Durant cette période le flux moyen sortant à la source du Lez est de $1.7\text{m}^3/\text{s}$	106
Tableau 15 : Coefficients de Nash obtenus pour la simulation du débit journalier à la source du Lez par le modèle VENSIM et par le modèle par réseaux de neurones, en fonction de la chronique de pluie utilisée.....	121
Tableau 16 : Pourcentage du pic principal de débit obtenu pour la crue de décembre 2003 à la source du Lez par le modèle VENSIM et par le modèle par réseaux de neurones, en fonction de la chronique de pluie utilisée.	121
Tableau 17 : Coefficients de Nash obtenus par les deux modèles pour la simulation de la piézométrie en fonction de la chronique de pluie utilisée.	127
Tableau 18 : Dimensionnement des réseaux de neurones pour la simulation de la pluie et de la piézométrie	128
Tableau 19 : Caractéristiques des événements de crue étudiées : avec QHp: le débit du pic de crue, tr le temps de réponse du bassin, P la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin, Vr le volume ruisselé et Cr le coefficient de ruissellement.	135
<i>Tableau 20 : Valeurs de la condition initiale V_0 et du paramètre w pour les 6 épisodes testés. S est fixé à 300 mm (donc le seuil de ruissellement $S_a = S/3 = 100$ mm) et $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$.</i>	<i>143</i>
Tableau 21 : Valeurs de la condition initiale V_0 et du paramètres w pour les 6 épisodes testés. S est fixé à 300 mm (donc le seuil de ruissellement $S_a = S/3 = 100$ mm) et $ds = 0.01 \text{ j}^{-1}$	145

Modèles numériques du Lez

Tableau 22 : Valeurs du critère de Nash pour une participation β de la vidange du réservoir « sol » fixe ou variable selon les épisodes en fonction de la condition initiale S. Lorsque b est variable w est fixé à 101mm	147
Tableau 23 : Résultats des calage avec S distribué	152
Tableau 24 : Valeurs de la condition initiale et du critère de Nash obtenues avec les données de pluie au sol et de pluie radar (traitement HYDRAM ou CALAMAR) pour le jeu de paramètres suivant : $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$; $w = 101 \text{ mm}$; $V = 1.3 \text{ m/s}$; $K0 = 0.3$	157
Tableau 25 : Présentation de quelques caractéristiques des hydrogrammes de Lavalette (débits observés) et de la source du Lez (débits observés ou transférés à Lavalette). $VécS$ est le volume écoulé à la source du Lez, $VécL$ est le volume écoulé à Lavalette, $QHpS$ et $QHptS$ sont respectivement les débits de pointe à la source avant et après transfert à Lavalette, $tQHpS$ et $tQHptS$ sont respectivement les temps d'arrivée du débit de pointe à la source avant et après transfert à Lavalette, $QHpL$ est le débit de pointe observé à Lavalette.	164
Tableau 26 : Valeurs et temps d'arrivée des débits de pointe de chaque pic de crue. $tQHXL$ et $QHXL$ sont respectivement le temps d'arrivée et la magnitude du pic de crue à Lavalette ; $tQHxtS$ est le temps d'arrivée du pic de crue de la source du Lez transféré à Lavalette ; $\Delta t(QHX)$ est la différence entre le temps d'arrivée du pic de crue de la source du Lez (transféré à Lavalette) et celui du pic de crue à Lavalette.	166
Tableau 27 : Ouvrages le long du Lez	171
Tableau 28 : Dates et stations disponibles des crues retenues	172
Tableau 29 : Amplitudes des crues retenues (débits en m^3/s et cotes en m NGF)	173
Tableau 30 : Zéro-échelle retenus pour les 3 stations	174
Tableau 31 : Présentation des épisodes de crue. QH_p , débit de pointe horaire (m^3/s) ; t_r , temps de réponse (temps entre le pic de pluie et le pic de débit) (h); P , cumul de pluie moyen (mm) calculé selon la méthode de Thiessen	213
Tableau 32 : Résultats de la correction de S ; S^b , valeur d'ébauche ; S^a , valeur de l'analyse ; $PDIFF_b$ et $PDIFF_a$, écarts relatifs au débit de pointe observé respectivement avant et après assimilation ; $\Delta(PDIFF)$ gain apporté par l'assimilation de données sur l'estimation du débit de pointe ; Δt_p_b et Δt_p_a décalage en temps entre les débits de pointe simulé et observé respectivement avant et après assimilation ; $\Delta(\Delta t_p)$ gain apporté par l'assimilation sur l'estimation du temps d'arrivée du pic de crue	215
Tableau 33 : Tableau récapitulatif des données pluviométriques utilisées pour les modèles TEMPO, VENSIM, Réseau de Neurones, ATHYS	248

Liste des annexes

Annexe 1 Eléments complémentaires de l'approche de modélisation Tempo	233
Annexe 2 Données pluviométriques utilisées par les modèles	245

1. Introduction

L'hydrosystème du Lez, fleuve côtier dont la source d'origine karstique est exploitée par une gestion active depuis 1981 par la ville de Montpellier puis l'Agglomération de Montpellier, constitue un site de référence pour étudier, dans le cadre d'un projet d'étude pluridisciplinaire (géologie, hydrogéologie, hydrologie, hydraulique, biologie et économie), les possibilités d'une gestion multi-usages.

Le projet de recherche « Gestion multi-usages des aquifères karstiques méditerranéens – Le Lez, son bassin versant et son bassin d'alimentation » regroupe un partenariat scientifique et technique constitué par le BRGM, les UMR Hydrosociétés, G-EAU, TETIS, le CERFACS et BIOTOPE, ainsi qu'une collaboration supplémentaire avec l'École des Mines d'Alès (EMA). Les questions d'intérêt qui se posent dans ce cadre concernent :

- l'amélioration de la connaissance de l'aquifère karstique du Lez,
- l'évaluation de la vulnérabilité de l'aquifère karstique et les contraintes associées en termes d'aménagement du territoire,
- l'évaluation de la ressource en eau exploitable au sein de l'aquifère,
- la caractérisation des impacts éventuels de nouveaux scénarios d'exploitation,
- la mitigation des risques d'inondation,
- la caractérisation des interactions du pompage de la source du Lez sur d'autres systèmes connexes,
- la connaissance de la biodiversité souterraine et la définition de bio-indicateurs des eaux,
- la gestion concertée de la ressource.

La mise en place des différents modèles hydrogéologiques, hydrologiques et hydrauliques reproduisant le fonctionnement de l'hydrosystème karstique du Lez et permettant d'apporter des éléments de réponse à ces questions font l'objet de l'atelier AT4.

Les résultats attendus pour cet atelier sont :

- i) reproduire et expliquer les fonctionnements et évolutions observés concernant la gestion de la ressource en eau souterraine et les crues de surface ;
- ii) évaluer et proposer des scénarios de gestion alternatifs des eaux souterraines et de surface, en contexte ou non de changement climatique.

Dans le présent rapport L4.1 sont présentés : une description de ces modèles, leurs hypothèses, leur sensibilité, leur validation et les résultats d'application obtenus sur une période rétrospective.

Les résultats des scénarios prospectifs et les mises en cascade des modèles feront l'objet d'un prochain rapport (L4.2).

1.1. OBJECTIFS DE L'AT4

L'objectif de l'AT4 est de développer des outils de modélisation qui permettront, à terme, d'apporter des réponses à des questions telles que :

- i) une exploitation du système karstique sous le niveau d'autorisation actuel est-elle possible, en considérant des hypothèses sur le développement de la karstification en profondeur ?
- ii) des scénarios de gestion active du système karstique en période de fin d'étiage permettent-ils de mitiger les crues d'automne ?
- iii) comment prendre en compte les débordements du karst dans la modélisation du bassin ?
- iv) comment améliorer les modèles de prévisions des crues en intégrant le rôle du karst et le ruissellement sur les terrains de couverture du karst ?

1.2. COMPARTIMENTS MODELISES

Pour répondre à ces interrogations, il est nécessaire de concevoir et de développer un modèle de fonctionnement de l'hydrosystème karstique du Lez. Toutefois, au sein de cet hydrosystème, de nombreux processus hydrogéologiques, météorologiques, hydrauliques, hydrologiques (...) opèrent et interagissent dans le temps et l'espace rendant illusoire toute tentative de modélisation intégrée de cet hydrosystème depuis les échelles spatio-temporelles fines (de l'ordre de l'heure au maximum pour les crues) aux échelles plus longues (de l'ordre de la journée). L'hydrosystème du Lez est alors perçu comme un ensemble de compartiments qui ont une vie propre, mais qui peuvent aussi interagir les uns avec les autres. Ces compartiments sont :

- la basse atmosphère ;
- l'aquifère karstique ;
- le bassin versant topographique et sa couverture ;
- le réseau hydrographique.

Le fonctionnement de chaque compartiment est représenté par un modèle répondant à des hypothèses et simulant un nombre limité de processus.

- la basse atmosphère ne fait pas à proprement parler partie des compartiments étudiés pour le présent projet. Elle n'est perçue qu'à travers le forçage climatique observé (précipitations, Température, ETP) ou simulé par des modèles atmosphériques de changement climatique ;
- l'aquifère karstique fait l'objet de plusieurs modèles aux hypothèses de fonctionnement complémentaires et répondant à des questions différentes telles que la réponse de l'aquifère karstique aux forçages atmosphériques (approche Tempo), la contribution de l'aquifère karstique aux crues (approche Vensim) et la réponse de l'aquifère karstique aux pompages au sein du conduit karstique (approche POKA) ;

- le bassin versant et sa couverture sont schématisés par un modèle, appelé « modèle hydrologique », ayant pour objectif de reproduire la genèse et la propagation des crues de surface. Les crues du Lez pouvant être de caractère très rapide (temps de montée moyen de 5 heures environ, mais pouvant descendre à 2 heures¹ à peine) et très intense (débits de crue plus de 200 fois supérieurs au module annuel²), les processus d'évapotranspiration et d'exfiltration lente peuvent être négligés, alors que les processus d'infiltration et d'exfiltration rapides, de ruissellement et d'écoulement sont dominants ;
- une fois générée, la crue se propage dans le réseau hydrographique. Elle y est transférée vers l'aval, amplifiée par les apports latéraux, accélérée ou ralentie par les ouvrages. Le « modèle hydraulique » représente la dynamique de cette propagation dans le Lez et de certains de ses affluents.

1.3. ORGANISATION DES MODELES

L'organisation des modèles hydrogéologiques, hydrologique et hydraulique, d'assimilation de données ainsi que la mise en cascade de ces modèles peuvent être schématisées comme suit :

¹ Temps de réponse du bassin versant estimé à 2 heures pour les crues des 17/12/1996 et 9/12/2002 par exemple

² Module annuel sur la période 1975 - 2011 de 2.14 m³/s source : banquehydro et Débit maximum de crue de 467 m³/s pour la crue de septembre 2005

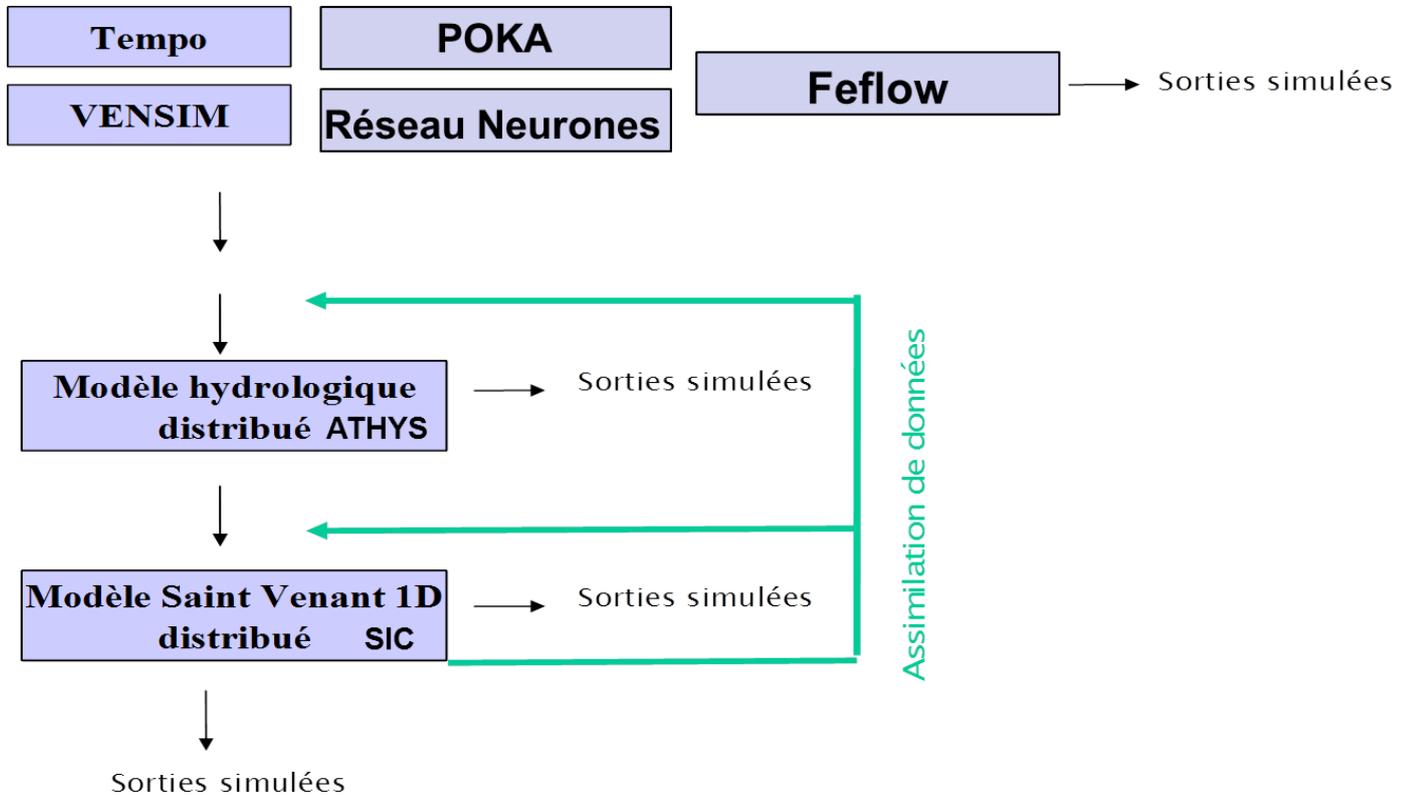


Figure 1 : Organisation des modèles dans l'AT4

Les boucles de retour d'assimilation de données seront utilisées pour compenser ou corriger le manque d'observations, les incertitudes sur les grandeurs mesurées et les simplifications opérées par les modèles de processus.

1.4. TACHES DE L'AT4

Les tâches de modélisation de l'AT4 sont :

Tâche 1 : Interprétation et analyse des données collectées ;

Tâche 2 : Modélisation hydrogéologique du système karstique du Lez ;

Tâche 3 : Modélisation hydrologique de l'hydrosystème du Lez ;

Tâche 4 : Modélisation hydraulique du Lez ;

Tâche 5 : Mise en cascade des modèles hydraulique, hydrologique et hydrogéologique ;

Modèles numériques du Lez

Tâche 6 : Sensibilité, calage, simulations et interprétation ;

Tâche 7 : Assimilation de données et interprétation des résultats ;

Tâche 8 : Mise en œuvre de modèles pour différents scénarios de gestion et conséquences.

Les tâches 2, 3, 4, 6 et 7 font l'objet du présent rapport. Les résultats de la tâche 1 ont été présentés dans le livrable de l'AT1 (Rapport BRGM/RP-60041-FR). Les chroniques de pluie utilisées sont décrites dans l'annexe 2 du présent rapport.

2. Modèle Hydrogéologique : Démarche de modélisation inverse du débit et de la piézométrie observée à la source du Lez à l'aide du logiciel Tempo

2.1. CADRE CONCEPTUEL DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE

L'approche méthodologique élaborée dans cette étude pour étudier le fonctionnement du karst s'appuie sur le schéma conceptuel de fonctionnement déduit entre autre des résultats obtenus par les approches géochimiques (Jourde et al., 2001) et de l'analyse des données piézométriques du réseau d'observation.

La synthèse et la critique des données piézométriques disponibles à la source du Lez sont présentées dans le rapport BRGM/RP-60041-FR (Jourde et al., 2011). Des données journalières d'évolution piézométrique sont disponibles pour la période 1951-2010.

Outre le suivi du drain karstique au niveau de la source et des forages de pompage (depuis 1983), le réseau d'observation de la ressource en eau du système karstique s'appuie sur 11 piézomètres bien distribués spatialement au sein du bassin d'alimentation (suivis mensuels, puis horaires depuis 2000, tableau en annexe 1). Ces ouvrages permettent de suivre la charge hydraulique du Jurassique et/ou la charge hydraulique du Crétacé et du Jurassique suivant la position des crépines (cf rapport Yann Courroux 2007). Pour les besoins de l'étude, les données des réseaux de suivis du CG34 et de l'ONEMA-BRGM sur les points d'eau des systèmes karstiques situés dans l'environnement proche du système karstique du Lez ont été également considérées (systèmes karstiques des Fontanilles, de Sauve (Conqueyrac), de Fontbonne et de la Crouzette). Ces données ont été utilisées pour replacer les informations du Lez dans le contexte d'évolution hydrodynamique observée sur les autres ressources proches de la zone d'étude. Un exemple d'évolution piézométrique sur la période 1996-2009 est présenté en annexe 1 (*Figure 109*).

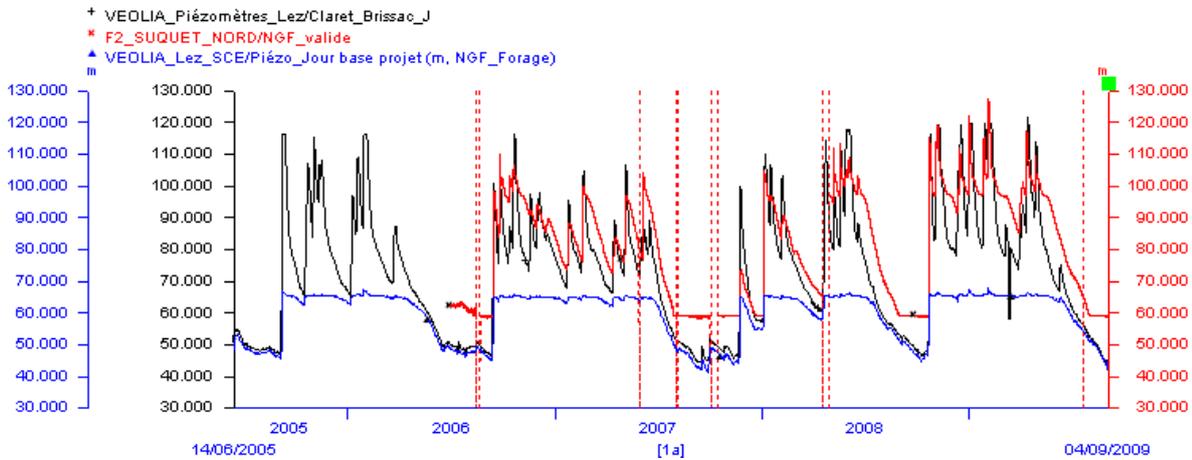


Figure 2 : Evolution de la piézométrie (en m NGF) du drain karstique à la source du Lez (suivi véolia), au piézomètre de Claret (suivi véolia) et au forage de secours du Suquet (suivi CG34)

Situé dans le compartiment jurassique situé à l'ouest de la faille de Corconne à proximité de la source du Lirou, le piézomètre Suquet (n° BSS : 09903X0111/F) permet de qualifier la charge piézométrique de ce compartiment. Les suivis permettent de mettre en évidence l'existence d'une « déconnexion piézométrique » en période de basses eaux (observée à partir de la cote 60 m NGF, Figure 2), la charge mesurée n'apparaissant plus être influencée par les rabattements du réseau de drainage karstique du Lez développé dans le Jurassique situé sous couverture Crétacée (Est de la faille de Corconne). En période de hautes eaux, la réponse piézométrique à la recharge par les pluies efficaces est très comparable à celle enregistrée au piézomètre de Claret (ouvrage situé sur un drain à proximité immédiate de la faille de Corconne). Le comportement enregistré au Suquet peut s'expliquer si l'on considère qu'une déconnexion de type « cascade » se produit lorsque la charge atteint une certaine cote piézométrique. Les données disponibles suggèrent que le phénomène se produit lorsque la charge piézométrique du drain karstique à Claret est de 53.5 m NGF ou 52 m NGF au forage du Lez (compartiment jurassique situé à l'Est de la faille de Corconne). La connexion hydraulique du type « cascade » n'exclue pas qu'un flux d'eau en provenance du compartiment ouest continue à alimenter le jurassique situé sous couverture, mais les deux charges hydrauliques mesurées de part et d'autre de la faille de Corconne sont déconnectées.

2.1.1. Hypothèses issues du schéma conceptuel

Nous supposons dans l'approche de modélisation par fonction de transfert (Tempo) que le compartiment jurassique situé à l'ouest de la Faille Corconne n'est pas influencé par les pompages effectués à la source du Lez. Ce compartiment peut être décrit par la chronique de l'ouvrage Suquet (suivi CG34). La méthode de transfert « Suquet » sera utilisée pour décrire le fonctionnement du karst jurassique situé à l'ouest de la faille de Corconne et permettra de qualifier la contribution de ce compartiment au fonctionnement hydrogéologique de la source du Lez (Figure 3).

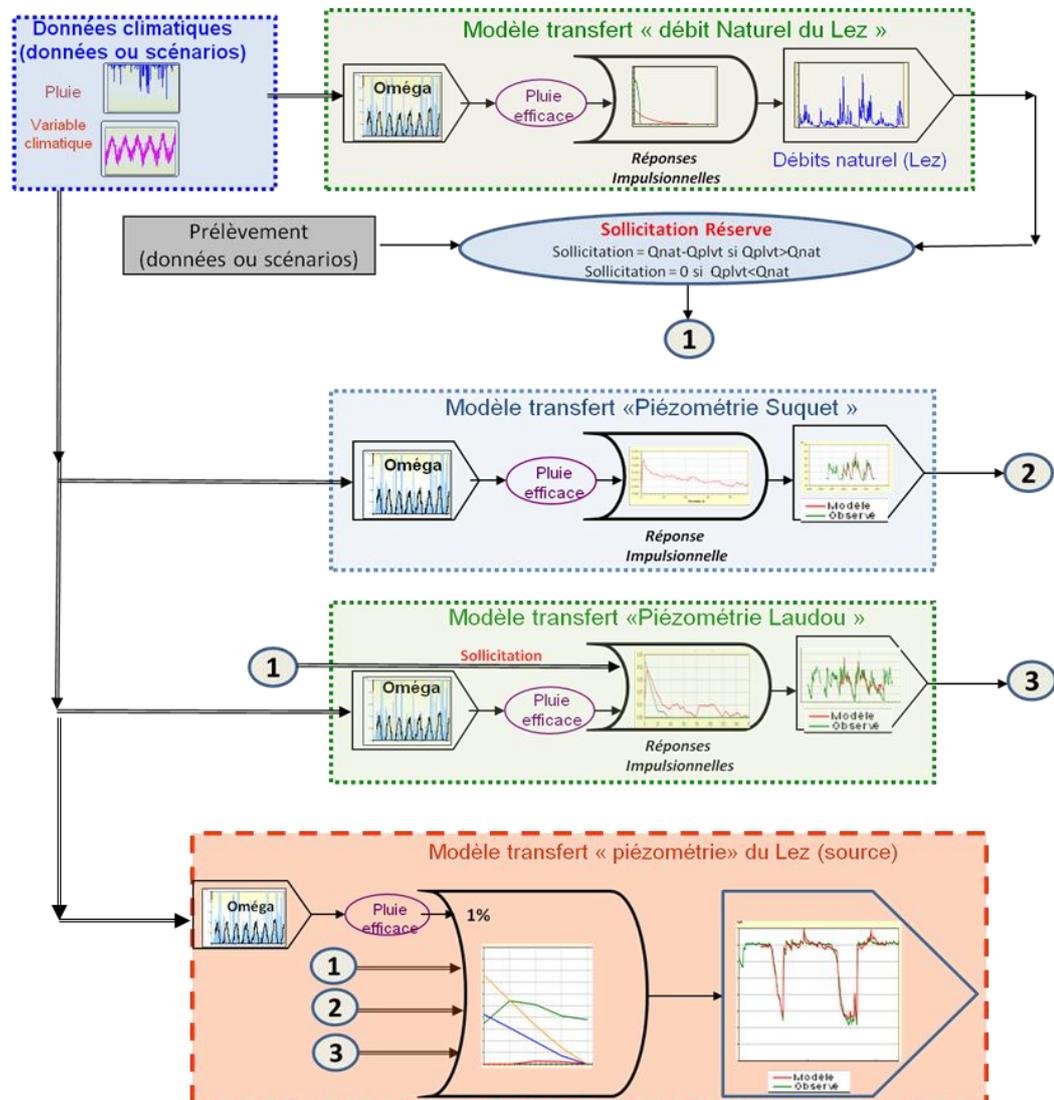


Figure 3 : Schéma de principe du modèle de transfert « piézométrie » du Lez

Les caractérisations géochimiques réalisées sur les eaux échantillonnées au piézomètre Laudou indiquent, sur la base des données isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), que les eaux ont une signature très comparable aux eaux échantillonnées dans le Crétacé (BRGM/RP-60041-FR et rapport chimie AT2). Nous supposons que la chronique piézométrique mesurée à l'ouvrage Laudou permet de rendre compte de l'effet lié à la recharge en provenance du Crétacé. La piézométrie mesurée apparaît également influencée par l'effet lié aux pompages (Jourde et al. 2011, BRGM/RP-60041-FR). La méthode de transfert Laudou (Figure 3) permet donc de prendre en compte la recharge issue du Crétacé et l'effet lié à la sollicitation du karst par pompage. **La méthode de transfert « Laudou » sera utilisée pour décrire la contribution du Crétacé et permettra de qualifier la contribution de ce compartiment au fonctionnement hydrogéologique de la source du Lez (Figure 3).**

2.1.2. Description qualitative du fonctionnement d'un système karstique soumis à un pompage

L'évolution de la charge hydraulique au sein d'un réseau de drains karstiques est fonction d'une part, du débit de pompage et d'autre part, de l'état hydrologique de l'hydrosystème (Figure 4):

- le débit susceptible d'être prélevé par pompage ne dépend pas uniquement de la demande en eau pour l'alimentation en eau potable ; il est également contraint par le débit réservé à restituer au fleuve Lez (Figure 4) ;
- l'état hydrologique du système karstique est à relier directement à l'importance de la recharge par les pluies efficaces et par les pertes des cours d'eau temporaires des périodes pluvieuses (pertes du Terrieu, pertes du Brestalou ...). L'état hydrologique du karst peut être caractérisé par la valeur du débit qu'aurait présenté la source en absence de pompage. **Dans cette étude, le débit naturel du Lez en absence de pompage est inconnu et a donc été estimé suivant l'approche méthodologique décrite dans le rapport BRGM/RP-60041-FR (Jourde et al., 2011).**

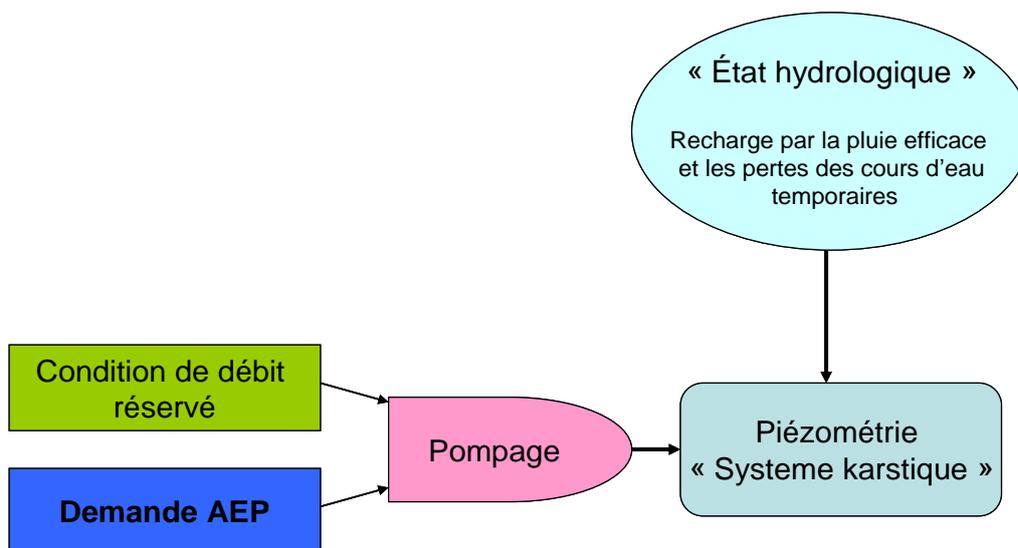


Figure 4 : Synoptique présentant les variables influençant la piézométrie du drain karstique du Lez

En étiage, lorsque la source est tarie, le débit de pompage est supérieur au débit qui se serait naturellement écoulé en absence de pompage. Le débit pompé lors des périodes de tarissement de la source peut s'interpréter comme la somme du débit qui se serait naturellement écoulé en absence de pompage et du débit d'eau issue des réserves (déstockage des drains karstiques et mobilisation de la matrice carbonatée dans laquelle s'est développé le réseau de drainage karstique). Les pompages en été mobilisent les réserves en eau du système naturellement inaccessibles en étiage, ce qui se traduit, par une diminution de la charge piézométrique dans le drain karstique.

La sollicitation des réserves du karst intervient lorsque le débit total de pompage devient supérieur au débit naturel qu'aurait présenté la source en l'absence de pompage. La fonction de sollicitation peut être définie de la manière suivante :

$$\text{Sollicitation} = Q_{\text{naturel}} - Q_{\text{pompage}}$$

La fonction de sollicitation est négative (par convention) ou nulle lorsqu'il se produit un débordement à la vasque (hautes eaux) car le débit qui se serait naturellement écoulé est supérieur au débit de prélèvement. En période de hautes eaux, les pompages ne mobilisent donc pas les réserves du karst, les prélèvements représentent une fraction du débit qui se serait naturellement écoulé en l'absence de pompage.

L'approche méthodologique de modélisation élaborée dans cette étude pour étudier le fonctionnement du karst repose sur ce concept de sollicitation des réserves, concept initialement développé par Ladouche et al, 2005. Les modèles développés permettront, ultérieurement, de tester différents scénarios de gestion de la ressource et d'évaluer l'impact sur l'évolution piézométrique de la charge hydraulique du drain karstique. Ils seront également utilisés pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau.

2.1.3. Description qualitative du modèle hydrogéologique

Le schéma de principe de l'approche de modélisation est présenté sur la Figure 3.

La première étape de la simulation consiste à calculer les débits naturels de la source du Lez (non influencés par les pompages), à partir des données climatiques (Pluie et ETP ou température de l'air). Ceci est réalisé par le premier module de transfert « débit naturel du Lez » du modèle hydrologique. Le débit de débordement à la source du lez ($Q_{\text{modèle}} - Q_{\text{pompage}}$) peut être également déduit de cette méthode.

Une fois le débit naturel calculé, un deuxième modèle de transfert est utilisé : « piézométrie du Lez ». Ce modèle comporte 4 entrées :

- la pluie efficace. Dans le modèle piézométrique du Lez, la contribution de la pluie efficace a été fixée à 1% (contribution négligeable) car l'information recharge par les pluies efficaces est déjà portée par les chroniques piézométriques utilisées en entrée pour décrire le fonctionnement du drain karstique ;
- la fonction de sollicitation des réserves du karst calculée à l'aide des débits naturels modélisés et des pompages (qui engendre une diminution du niveau piézométrique lorsque le débit de pompage devient supérieur au débit naturel de la source) ;
- la contribution en provenance du compartiment Jurassique situé à l'Ouest de la faille de Corconne. Cette contribution est estimée à l'aide de la variable piézométrique Suquet qui est générée par la méthode de transfert « piézométrie Suquet » (sous module de transfert) ;
- la contribution en provenance du compartiment Crétacé à l'aide de la variable piézométrique Laudou qui est générée par la méthode de transfert « Piézométrie

Laudou » (sous module de transfert). Cette entrée prend en compte les effets liés au pompage par l'intermédiaire de prise en compte de la fonction de sollicitation.

Les calculs sont réalisés au pas de temps journalier.

2.2. DONNEES UTILISEES

2.2.1. Données climatiques

Les variables hydro-climatiques utilisées dans les simulations sont les suivantes :

- variable climatique : température moyenne mensuelle de la station de St-Martin de Londres (1960-2008). L'éloignement du site considéré n'est pas préjudiciable dans l'approche de modélisation utilisée car seules les variations relatives sont prises en compte dans les calculs (les variables d'entrées sont dites « centrées»);
- variable pluie : pluie à St-Martin-de-Londres (données Météo France, 1962-2008), Montpellier Fréjorgues (données Météo France, 1962-2008); Valfaunes plaine (données Météo France, 1960-2008). La fonction de pondération utilisée (cf. §4.3.2. rapport BRGM/RP-60041-FR, Jourde et al., 2011) est la suivante : $Pluie_{BV} = 0.32 * St\text{-}Martin\text{-}de\text{-}Londres + 0.56 * Valfaunes + 0.13 * Montpellier$

2.2.2. Données piézométriques

La synthèse et la critique des données piézométriques disponibles à la source du Lez sont présentées dans le rapport BRGM/RP-60041-FR (Jourde et al., 2011). Des données journalières d'évolution piézométrique sont disponibles pour la période 1951-2010.

Des données journalières de piézométrie à l'ouvrage Suquet Nord (09903X0111/F) sont disponibles depuis le 06/06/2006 (données ONEMA-BRGM).

Des données journalières de piézométrie à l'ouvrage Laudou sont disponibles pour la période du 13/06/2000 au 02/03/2006 (données de l'Agglomération de Montpellier). Depuis le 30/08/2008, l'ouvrage est également suivi par l'Université de Gotingen (Tobias Geyer) dans le cadre du projet de recherche Pumpink³ project.

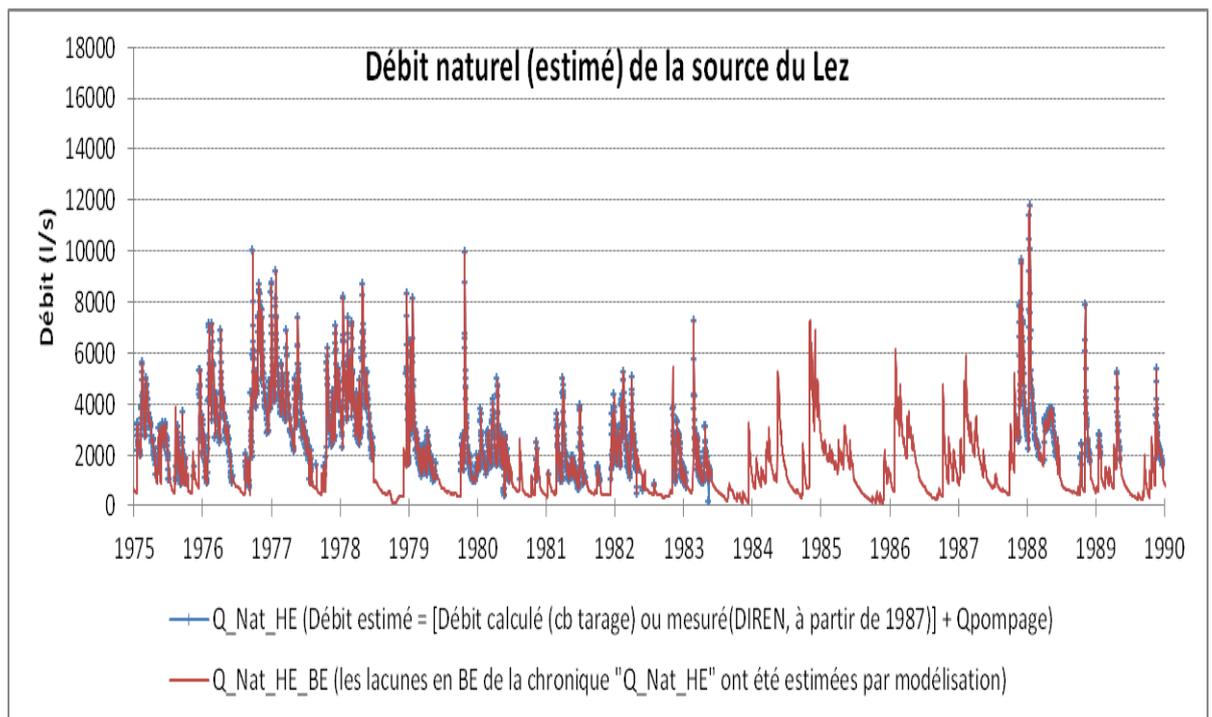
³ This work was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation) under grants no. LI 727/11-1 and SA 501/24-1.

2.2.3. Données de débits

a) Débit naturel de la source du Lez

La méthodologie utilisée pour estimer les débits naturels est présentée en détail dans le rapport BRGM/RP-60041-FR (Jourde et al., 2011). Une nouvelle courbe de tarage du seuil du Lez a récemment été produite par Ginger Environnement. Cette courbe de tarage dite intermédiaire (tableau en annexe) a été établie en considérant des variations progressives du coefficient de débit (K_v) compris entre 0.34 et 0.42 entre les basses et hautes hauteurs d'eau à la vasque. Cette courbe de tarage a été jugée plus adaptée à la quantification des débits de débordement à la vasque.

En préalable au travail de modélisation, nous avons donc déroulé de nouveau l'ensemble de la méthodologie décrite dans le rapport BRGM/RP-60041-FR pour estimer la nouvelle chronique de débit naturel du Lez. L'évolution des débits naturels estimés sur la période 1976-2010 est présentée dans la Figure 5. Les débits moyens annuels sur la période sont présentés dans le Tableau 1. Des éléments de statistiques descriptives pour les valeurs mensuelles sont également présentés dans le Tableau 2.



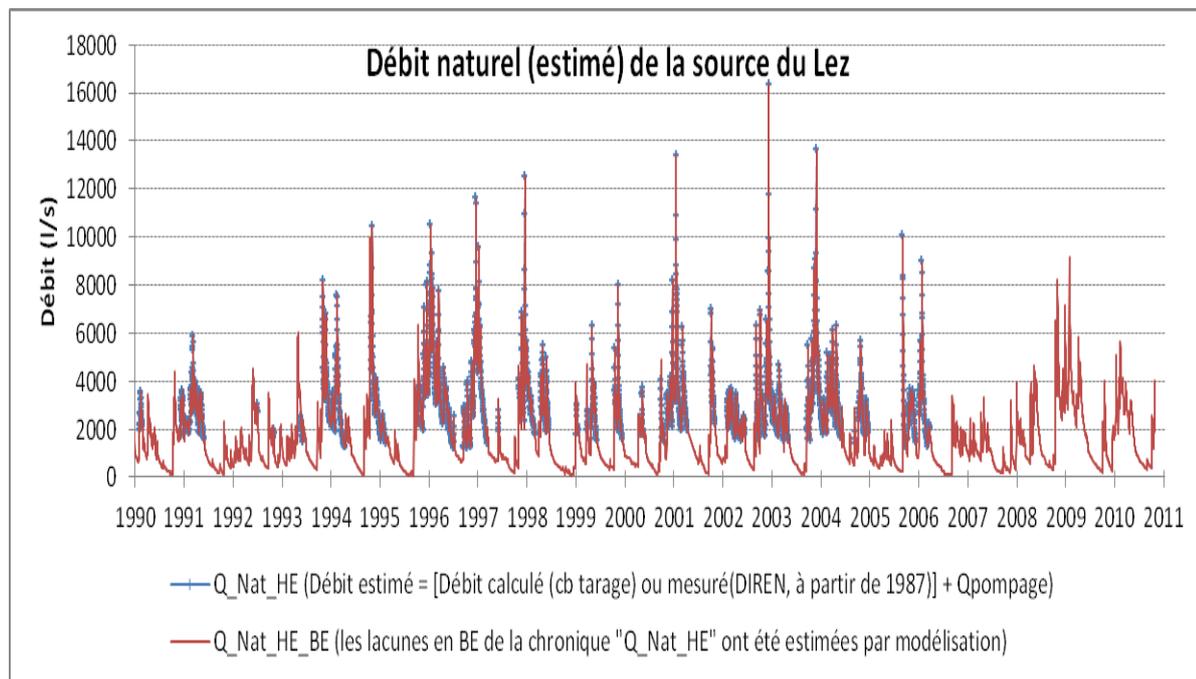


Figure 5 : Evolution des débits naturels estimés depuis 1975.

Année	Qmoy (l/s)	Année	Qmoy (l/s)	Année	Qmoy (l/s)
1976	3225	1987	2176	1999	1653
1977	3302	1988	2134	2000	1356
1978	2540	1989	1228	2001	2065
1979	1688	1990	1364	2002	2317
1980	1440	1991	1520	2003	2272
1981	1197	1992	1335	2004	2285
1982	1518	1993	1909	2005	1309
1983	960	1994	2334	2006	1424
1984	1836	1995	1704	2007	957
1985	1257	1996	3154	2008	2020
1986	1670	1997	1942	2009	2066
1987	2176	1998	1534		

Tableau 1 : Débits moyens annuels du débit naturel estimés de la source du Lez

Modèles numériques du Lez

Qnat_HE_BE (ct Ginger_intermédiaire)= Débit naturel estimé						
(les lacunes en BE de la chronique "Q_Nat_HE" ont été estimées par modélisation)						
Mois	1	2	3	4	5	6
Nb valeurs journalières	1085	989	1085	1050	1085	1050
minimum	335	425	348	450	393	279
Décile 0.1	712	746	838	804	883	643
Décile 0.2	856	1084	1080	1073	1229	782
1er Quartile	948	1365	1247	1314	1332	838
Médiane	2170	2298	1969	2062	1884	1143
3ème Quartile	3284	3597	3052	2922	2920	1817
Décile 0.8	3774	3911	3300	3099	3189	1999
Décile 0.9	5349	4892	3927	3655	3784	2594
maximum	13408	9181	7755	6884	8673	4540
Moyenne	2600	2613	2226	2212	2212	1417
ecart-type	2013	1617	1254	1161	1215	807
Mois	7	8	9	10	11	12
Nb valeurs journalières	1085	1085	1050	1085	1020	1054
minimum	103	81	83	98	83	83
Décile 0.1	403	215	214	272	338	469
Décile 0.2	507	300	283	385	587	821
1er Quartile	533	330	327	439	860	985
Médiane	704	485	462	1408	2071	2066
3ème Quartile	883	609	730	2508	3388	3609
Décile 0.8	934	636	1243	3014	3704	3916
Décile 0.9	1101	746	2215	4092	5070	5041
maximum	3934	2662	10043	9963	10459	16358
Moyenne	771	514	882	1807	2419	2554
ecart-type	441	303	1170	1709	1885	2054

Tableau 2 : Statistiques descriptives des débits naturalisés de la source du Lez (valeurs en l/s, période 1976-2009)

b) Débit de pompage

La synthèse des données de pompage et des modalités de prélèvement à la source du Lez est présentée dans le rapport BRGM/RP-60041-FR (Jourde et al., 2011). Des données journalières d'évolution du débit de pompage sont disponibles pour les périodes 1975-1990 et 1995-2010. La période 1990-1994 est caractérisée par des valeurs hebdomadaires ou mensuelles qui ont été interpolées au pas journalier pour les besoins de l'étude (Figure 6). Des éléments de statistiques descriptives des prélèvements sont présentés dans le Tableau 3.

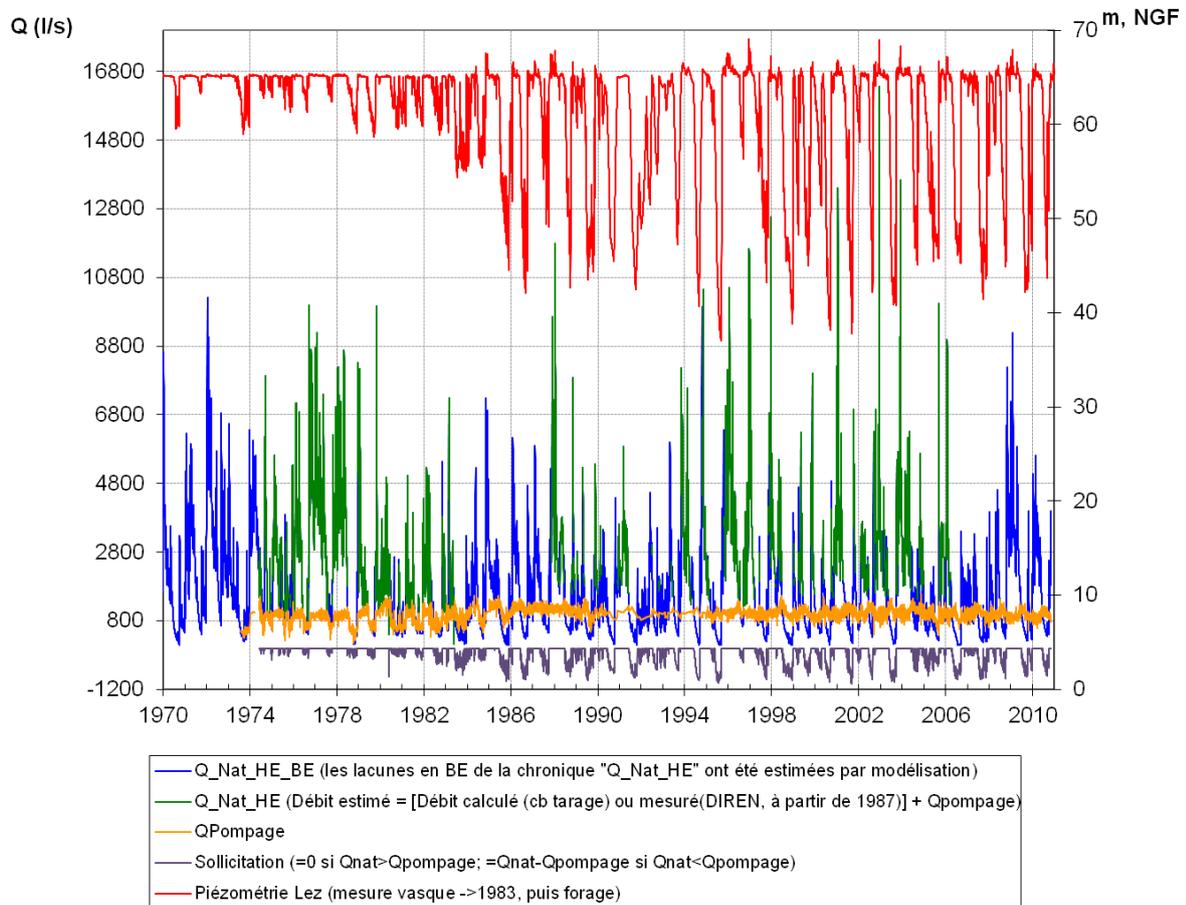


Figure 6 : Evolution de la piézométrie à la source du Lez depuis 1970 et des débits naturels estimés depuis 1975. Les débits de pompage ainsi que les débits de sollicitation des réserves sont également reportés (depuis 1974).

Prélèvement						
Mois	1	2	3	4	5	6
Nb valeurs journalières	1085	989	1085	1050	1085	1050
minimum	466	555	571	318	530	414
Décile 0.1	835	852	886	887	919	887
Decile 0.2	896	902	927	932	960	963
1er Quartile	915	920	949	952	984	998
Médiane	998	1013	1027	1033	1065	1105
3ème Quartile	1060	1078	1105	1117	1168	1222
Décile 0.8	1078	1109	1137	1149	1195	1245
Decile 0.9	1168	1178	1201	1217	1254	1307
maximum	1419	1387	1385	1529	1498	1525
Moyenne	992	1006	1035	1041	1077	1100
ecart-type	133	132	121	133	131	167

Mois	7	8	9	10	11	12
Nb valeurs journalières	1085	1085	1050	1085	1020	1054
minimum	388	435	245	140	316	459
Décile 0.1	766	645	596	649	722	763
Decile 0.2	910	731	709	812	869	864
1er Quartile	966	781	771	849	894	886
Médiane	1097	1005	964	945	972	988
3ème Quartile	1184	1094	1041	1035	1040	1060
Décile 0.8	1205	1118	1054	1054	1058	1077
Decile 0.9	1260	1169	1109	1117	1114	1117
maximum	1453	1369	1343	1337	1577	1335
Moyenne	1055	947	907	914	949	959
ecart-type	193	198	191	192	159	147

Tableau 3 : Statistiques descriptives des débits prélevés à la source du Lez [1976-1982] et dans les forages [1983-2010], (valeurs en l/s, période 1976-2010)

c) Débit de sollicitation des réserves du karst

Le Débit de sollicitation correspond à la fonction de sollicitation décrite précédemment : Sollicitation = (QLez naturel – Qprélèvement). La fonction présente les valeurs suivantes :

- Fonction de sollicitation = 0 si QLez naturel > Qprélèvement ;
- Fonction de sollicitation = (QLez naturel – Qprélèvement) si QLez naturel < Qprélèvement.

Des données journalières d'évolution du débit de sollicitation des réserves du karst sont disponibles pour les périodes 1975-1990 et 1995-2010. La période 1990-1994 est caractérisée par des valeurs hebdomadaires ou mensuelles (Figure 6). Des éléments de statistiques descriptives des prélèvements sont présentés dans le Tableau 4. La

sollicitation des réserves du karst est maximale en été, en moyenne de l'ordre de 466 l/s pour le mois d'août, par exemple. Pour les années déficitaires en recharge (décile 0.1), les débits de sollicitation des réserves du karst sont de l'ordre de 800 l/s au mois d'août.

Moyenne de Sollicitation (=0 si Qnat>Qpomp; =Qnat-Qpomp si Qnat<Qpomp)						
	1	2	3	4	5	6
Nb valeurs journalières	1085	989	1085	1050	1085	1050
minimum	-581	-608	-818	-689	-829	-943
Décile 0.1	-246	-174	-170	-165	-147	-520
Decile 0.2	-82	0	0	0	0	-283
1er Quartile	0	0	0	0	0	-202
Médiane	0	0	0	0	0	0
3ème Quartile	0	0	0	0	0	0
Décile 0.8	0	0	0	0	0	0
Decile 0.9	0	0	0	0	0	0
maximum	0	0	0	0	0	0
Moyenne	-55	-38	-44	-38	-36	-138
ecart-type	117	97	126	102	109	221
	7	8	9	10	11	12
Nb valeurs journalières	1085	1085	1050	1085	1020	1054
minimum	-1001	-1018	-1037	-952	-905	-934
Décile 0.1	-737	-808	-784	-639	-447	-298
Decile 0.2	-613	-714	-669	-406	-180	-112
1er Quartile	-565	-671	-640	-282	-103	-15
Médiane	-350	-513	-416	0	0	0
3ème Quartile	-107	-234	-47	0	0	0
Décile 0.8	-54	-162	0	0	0	0
Decile 0.9	0	-57	0	0	0	0
maximum	0	0	0	0	0	0
Moyenne	-356	-466	-383	-168	-103	-73
ecart-type	269	271	305	255	208	164

Tableau 4 : Statistiques descriptives des débits de sollicitations des réserves du karst (valeurs en l/s, période 1976-2009)

2.3. MODELES DE TRANSFERTS

Les modélisations réalisées à l'aide du logiciel TEMPO reposent sur la notion de réponse impulsionnelle qui exprime la manière dont une 'sortie' (débit, niveau piézométrique, flux) réagit suite à une variation brève d'une des 'entrées' (pluie, évapotranspiration potentielle ETP, niveau d'une nappe, prélèvement, variation de concentration d'un traceur naturel ou d'origine anthropique,...). L'approche méthodologique dite de modélisation inverse permet la caractérisation du fonctionnement d'hydrosystèmes complexes tels que les systèmes karstiques (Pinault et al 2001a, b, 2004, 2005), Pinault et Schomburgk (2006), Pinault et Allier (2007); Dörfliiger et al, 2009).

Le terme modélisation inverse recouvre ici les techniques visant à reproduire un débit, un niveau piézométrique ou un flux (transfert de masse) à partir d'une chronique de pluie et d'ETP (ou de température moyenne journalière), éventuellement de concentrations ou de paramètres physico-chimiques. La modélisation inverse fait appel à des techniques numériques complexes s'appuyant sur différentes méthodes de régularisation (Pinault et al 2001a, b)

L'utilisation d'un modèle inverse à plusieurs entrées permet de séparer les contributions des différentes entrées sur la sortie : c'est ainsi que le débit d'une rivière peut être exprimé en fonction de la contribution du ruissellement de surface et d'une eau souterraine, la nappe pouvant alimenter ou au contraire drainer la rivière.

2.3.1. Modèle de transfert « débit naturel » du Lez (sous module)

La modélisation des écoulements consiste à calculer les réponses impulsionnelles lente (Gl) et rapide (Gr) associées aux différents types d'écoulement.

Dans un aquifère karstique, le transfert rapide est souvent associé à l'effet de chasse qui peut se produire lorsqu'une continuité hydraulique s'établit entre la zone non saturée et la zone noyée, suite à une recharge importante (mise en connexion d'une nappe temporaire dans l'épikarst avec la zone noyée au travers de fractures et/ou conduits subverticaux (Pinault et al, 2001).

Le transfert lent met en jeu les différents processus d'infiltration induisant un retard plus ou moins important entre la pluie et le débit (ou la variation du niveau piézométrique) observés en sortie.

L'utilisation de deux réponses impulsionnelles rend le problème non linéaire dont la résolution nécessite un processus itératif. L'équation s'écrit :

$$S(t) = \text{surface} \cdot (Gr * Pr + Gl * Pl) \quad \text{Équation 1}$$

où * représente le produit de convolution discret, t le temps, S(t) la sortie de l'hydrosystème (débit, niveau piézométrique) , « Surface » la surface du bassin d'alimentation, Pr et Pl les composantes de la pluie induisant le transfert rapide et lent, respectivement. Lorsque la sortie S(t) représente un niveau piézométrique, le terme « Surface » doit être remplacé par l'inverse de la porosité efficace. Les réponses impulsionnelles (ou hydrogramme unitaire) Gr et Gl sont normalisées (aire unité) et sont donc sans dimension.

La pluie efficace est calculée à partir de la pluie et de l'ETP (ou de la température de l'air moyenne) au moyen d'un seuil Oméga (noté Ω) qui peut exprimer le déficit de la réserve utile des sols. Cette fonction du temps a la même dimension que la pluie (hauteur d'eau par unité de temps). La hauteur de pluie efficace $P_{eff}(t)$ au temps t est la hauteur de pluie $P(t)$ à laquelle est retranché le déficit $\Omega(t)$:

$$P_{eff}(t) = P(t) - \Omega(t) \text{ si } P(t) \geq \Omega(t) \text{ sinon } P_{eff}(t) = 0 \quad \text{Équation 2}$$

Le seuil $\Omega(t)$ est calculé à partir de la pluie et de l'ETP (ou de la température de l'air moyenne) des jours précédents de sorte que :

$$\Omega(t) = Gp * P(t) + Getp * ETP(t) + constante \quad \text{Équation 3}$$

où * représente le produit de convolution discret, t le temps, Gp et Getp les réponses impulsionnelles (Figure 7) de sorte que $Getp > 0$ et $Gp < 0$: l'ETP augmente le seuil Oméga(t) alors que la pluie le fait diminuer. Ces 2 réponses impulsionnelles représentées par des trapèzes (qui peuvent se réduire à des rectangles ou des triangles) sont calculées par des techniques d'inversion au même titre que l'hydrogramme unitaire. Le calcul du seuil $\Omega(t)$ peut être réalisé à l'aide de la température de l'air, car les variables d'entrée et de sortie sont réduites (divisées par leur moyenne), seules les variations interviennent et déterminent la précision des modèles.

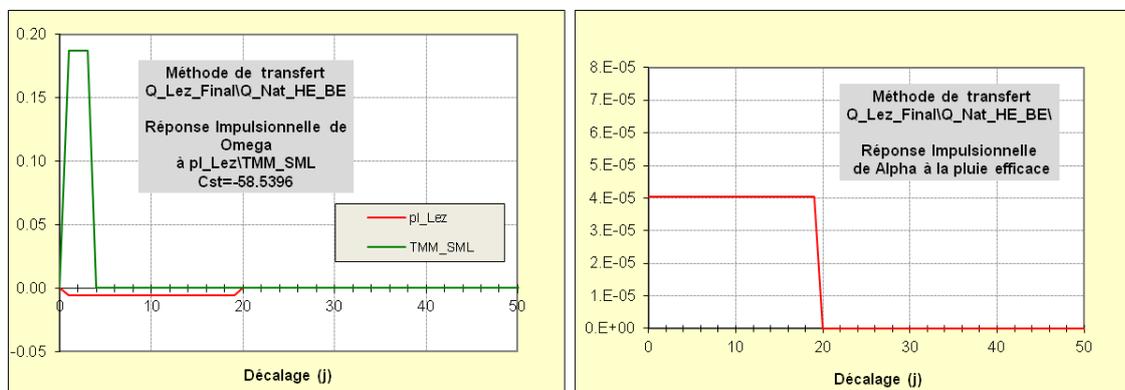


Figure 7 : Réponses impulsionnelles de Ω (seuil de pluie efficace) à la pluie et à l'ETP et réponse impulsionnelle de α (contribution au transfert rapide) à la pluie efficace au pas journalier.

La contribution de la pluie efficace au transfert rapide est décrite au moyen de la fonction Alpha dont les valeurs sont comprises entre 0 et 1. La part relative de la pluie impliquée dans le transfert rapide est donnée par la fonction alpha [$\alpha(t)$] qui, elle-même, dépend de la pluie efficace des jours précédents :

$$\alpha(t) = Gpeff * (Pr + Pl) \quad \text{Équation 4}$$

où * représente le produit de convolution discret, t le temps, Gpeff la réponse impulsionnelle et (Pr+Pl), la pluie.

Description et présentation des fonctions caractéristiques du sous module « débit naturel », calage.

La technique d'inversion par l'approche de modélisation Tempo consiste à calculer l'hydrogramme unitaire (Figure 8) et le seuil Oméga de pluie efficace (Figure 9) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible du débit de la source du Lez observé

(Figure 10). Ce seuil Oméga est estimé à partir de la pluie et d'une variable climatique (ETP, Montpellier Fréjorgues) de telle façon que seule la hauteur de pluie située au-dessus de ce seuil génère un débit à l'exutoire. Le seuil est calculé à partir d'une réponse impulsionnelle à la pluie et à la température de l'air (Figure 7), également obtenue par inversion.

L'option « modèle paramétrique » de Tempo a été utilisée afin de bien contraindre les débits d'étiage du Lez. Dans l'approche paramétrique utilisée, la recharge par les précipitations est décrite par une réponse impulsionnelle qui convolue une fonction analytique complexe constituée de deux réservoirs (Modèle de Samani et Ebrahimi, 1996), la vidange de la zone noyée étant décrite par une fonction exponentielle décroissante.

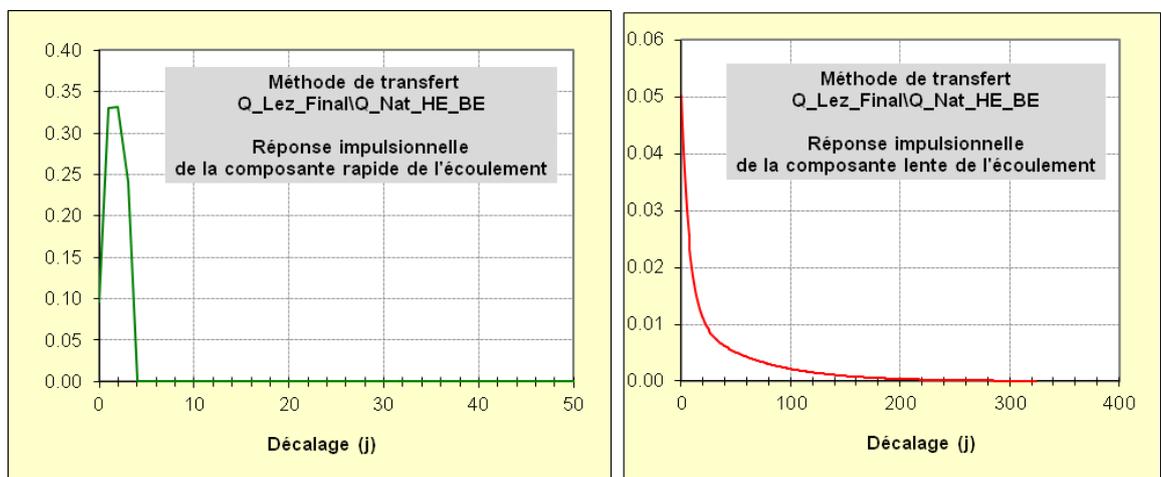


Figure 8 : Calcul des hydrogrammes unitaires normalisés (réponses impulsionnelles) de la composante lente et rapide de la source du Lez

Les résultats de la modélisation⁴ sont présentés sur la Figure 10 . Le modèle permet de reproduire de manière satisfaisante les évolutions du débit naturel estimé du Lez; les pics de crues et le tarissement sont globalement bien reproduits.

La réponse impulsionnelle rapide de la recharge (Figure 8) montre un maximum très prononcé le 2^e jour, la réponse impulsionnelle lente de la recharge décroît rapidement jusqu'à ce que le décalage atteigne 40 jours environ. Après cette date (40 jours), la réponse décrit la vidange lente d'un réservoir jusqu'à ce que le temps de décalage atteigne 320 j. Dans l'approche de modélisation, les temps de régulation du système

⁴ Pas d'échantillonnage: 1.00 j ; Nombre d'années (calage) : 12.01342 [21/07/1995-04/09/2006]
 TRANSFERT; Système non linéaire ; Minimisation de la distance S ; Aire(modèle)=Aire(Observations)
 VARIABLE de SORTIE :Q_Nat_HE_BE
 VARIABLE d'ENTREE :Pluie :pl_Lez, ETP :TMM_SML (Température moyenne mensuelle à St-Martin de Londres)
 Surface en km2 : 115.5622
 \$\$\$ Q_Lez_Final Q_Nat_HE_BE ; écart-type: 0.64955E+03 l/s R2= 0.926 Nash=0.8595

sont donc inférieurs à 1 an. L'effet pluriannuel d'une succession d'années déficitaires en précipitation ne pourra donc pas être pris en compte de manière précise.

Le temps de transit moyen de la composante lente pris dans sa globalité (barycentre de la réponse impulsionnelle) est de 42 jours, ce qui permet de souligner la nature globalement peu inertielle de ce système karstique

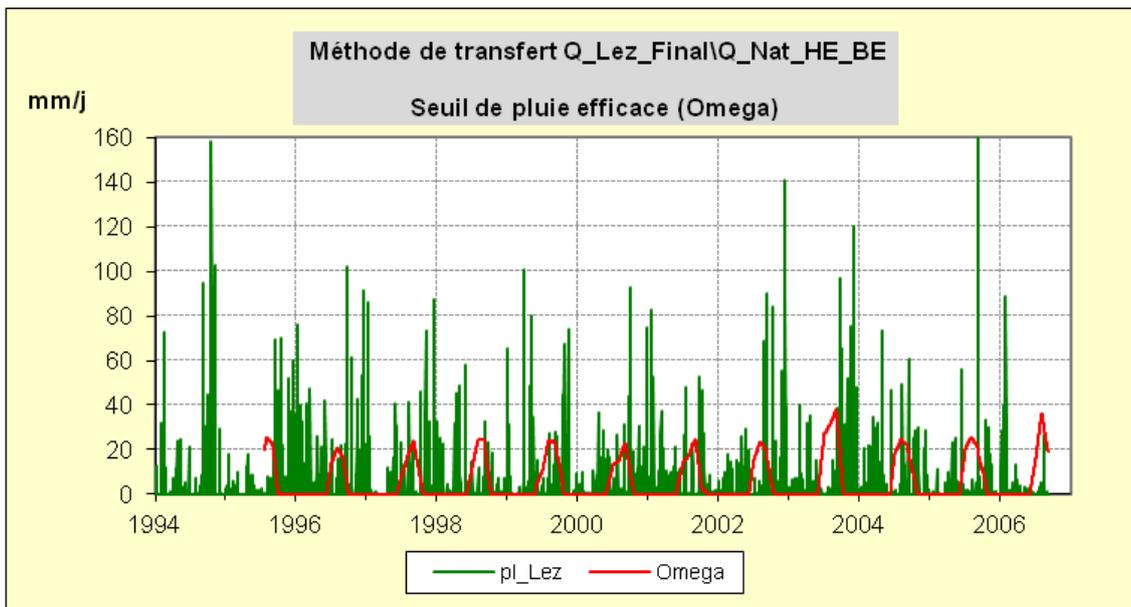


Figure 9 : Évolution du seuil de pluie efficace Oméga et de la pluviométrie (Méthode de transfert du débit naturel estimé du Lez)

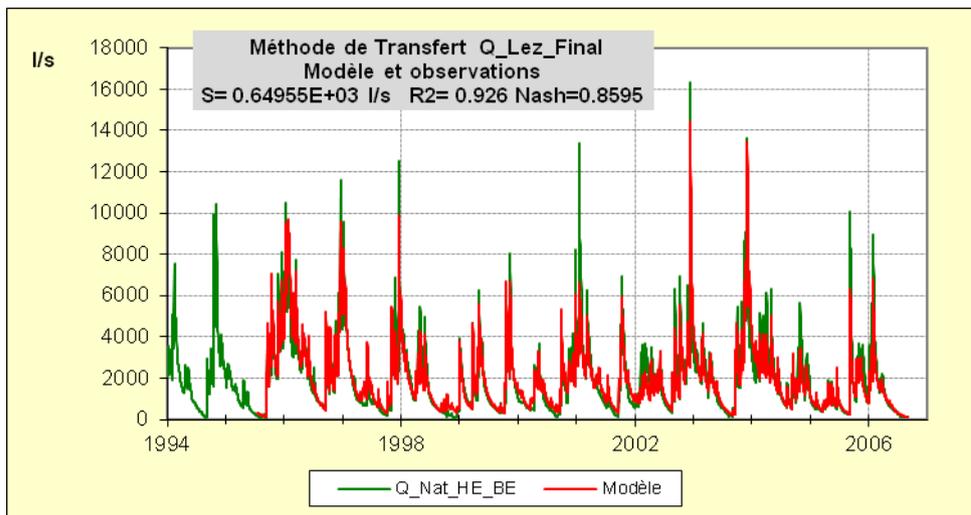


Figure 10 : Calage. Comparaison du débit modélisé au débit naturel estimé de la source du Lez

Le modèle permet de reproduire de manière satisfaisante les évolutions mesurées (en périodes de hautes eaux) des débits de la source du Lez. Nous avons le modèle de transfert et les caractéristiques des différentes réponses impulsionnelles individualisées afin de simuler de manière rétrospective (à partir de 1963) les débits du Lez (Figure 11).

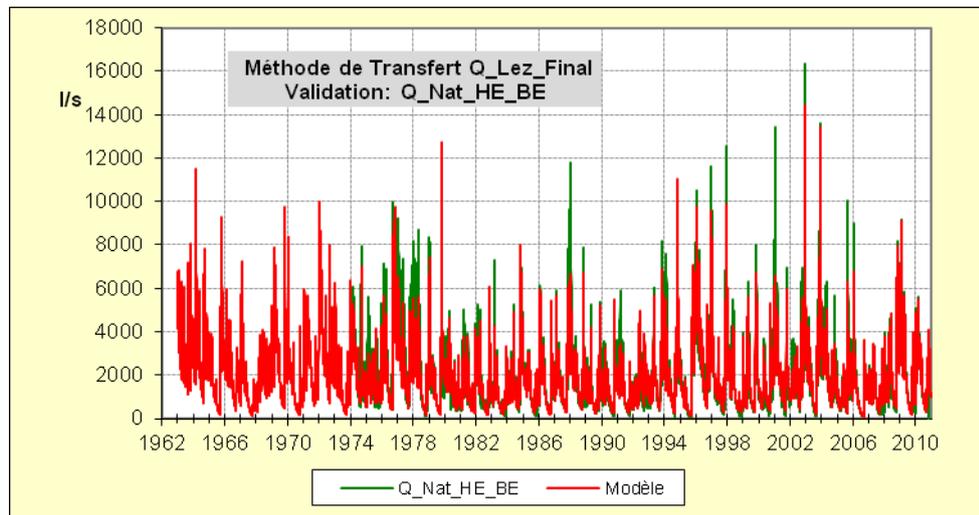


Figure 11 : Validation. Comparaison du débit modélisé au débit naturel estimé de la source du Lez

2.3.2. Modèle de transfert « Piézométrie Suquet » (sous module)

Description et présentation des fonctions caractéristiques du sous-module, calage.

Nous avons supposé, sur la base des résultats de la chronique de l'ouvrage Suquet (suivi CG34) que le compartiment jurassique situé à l'Ouest de la Faille Corconne n'est pas influencé par les pompages effectués à la source du Lez.

La méthode de transfert « Suquet » a été construite pour décrire le fonctionnement du karst jurassique situé à l'Ouest de la faille de Corconne.

Le modèle de transfert utilisé pour caractériser la variation du niveau d'eau mesurée est présenté sur la Figure 3. La relation entre les entrées et la sortie est basée sur le calcul des réponses impulsionnelles paramétriques, dont les paramètres sont obtenus par inversion en minimisant la forme quadratique :

$$\sum_{i=1}^N \left(\Delta H_{obs}(t_i) - \Delta H_{mod}(t_i) \right)^2 = \sum_{i=1}^N \left(\Delta H_{obs}(t_i) - \Delta H_{mod}(t_i) \right)^2$$

où ΔH_{obs} et ΔH_{mod} sont les hauteurs d'eau mesurées et modélisées.

L'évolution piézométrique est décrite par la relation de convolution suivante :

$$\Delta H(t) = \frac{1}{\eta} \Gamma * R_{\text{eff}}$$

Γ est la réponse impulsionnelle normalisée (aire égales à 1) de la recharge par les pluies efficaces et η une constante reliée à la porosité au travers la détermination du niveau piézométrique de base (H_0).

Le niveau piézométrique en sortie est exprimé par rapport au niveau de basses eaux (H_0) qui est estimé à partir de la moyenne m et l'écart-type σ du niveau piézométrique mesuré (Pinault et al, 2005) :

$$H_0 = m - \beta \sigma$$

Le niveau de référence représente la valeur du niveau piézométrique en l'absence de sollicitation en entrée (recharge, alimentation, prélèvements). La connaissance de ce niveau de référence est déterminante lors du calcul des réponses impulsionnelles. D'une manière générale, le niveau de référence est le niveau minimum atteint au cours de la période d'observation. Lorsque des prélèvements sont effectués, le niveau de référence peut être situé au-dessus du niveau minimum observé. La valeur du niveau de référence conditionne la valeur de la porosité efficace.

Dans le cas d'un aquifère présentant des temps de régulation inférieur à 1 an, le coefficient β est égal à 2.5 ce qui correspond à une période de retour de 160 ans de H_0 à condition que $H(t)$ suit une distribution gaussienne. Cette formulation est bien adaptée pour les aquifères poreux (Pinault et Schomburgk (2006). Dans le cas des karsts, les variations piézométriques suivent rarement une distribution gaussienne, le niveau de base est donc fixé en fonction de la connaissance de la structure et du fonctionnement du milieu. Pour le cas de l'ouvrage Suquet (09903X0111/F), le niveau de base est celui mesuré en basses eaux lorsque la charge devient constante ($H_0 = 60$ m NGF), suite à la déconnexion piézométrique du compartiment jurassique situé à l'est de la faille de Corconne.

Le principe du calcul de la pluie efficace a été précédemment présenté. Dans l'approche piézométrique mise en œuvre, les réponses impulsionnelles sont définies par un modèle non paramétrique reposant sur des méthodes de régularisation complexe inspirées de Tikonov and Arsenime (1976) et Dietrich and Chapman (1993) en outre, tel que décrit par Pinault et al. (2001).

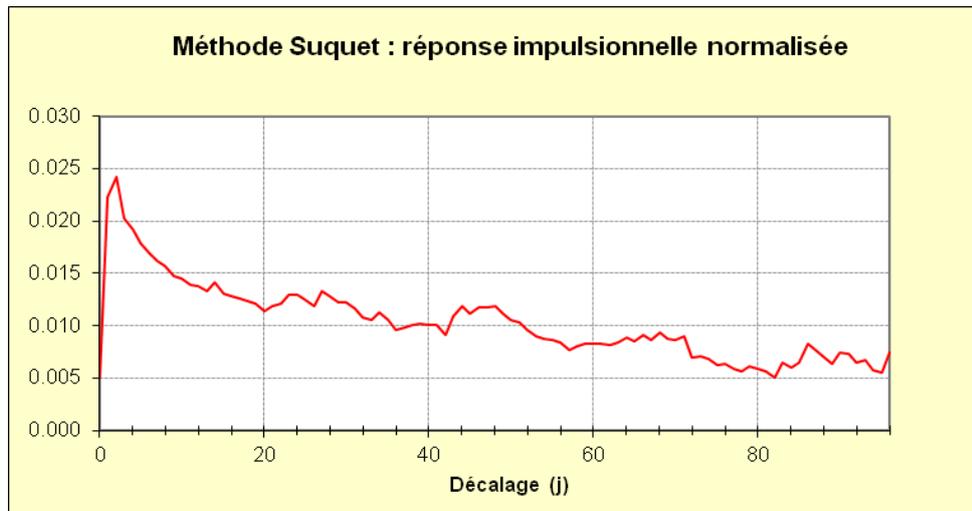


Figure 12 : Réponse impulsionnelle de la recharge par les pluies efficaces (Méthode de transfert du forage « Suquet »)

La technique d'inversion par l'approche de modélisation Tempo consiste donc à calculer la réponse impulsionnelle (Figure 12) et le seuil Oméga de pluie efficace (non présenté) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible de la piézométrie observée (Figure 13).

Le modèle permet de reproduire de manière satisfaisante les évolutions journalières de piézométrie mesurée, le critère de Nash est élevé (Nash= 0.82). Le modèle a néanmoins tendance à surestimer la piézométrie après les premières crues de reprise du cycle hydrologique (automne). La porosité efficace déduite de l'analyse de la chronique piézométrique est estimée à 0.37%. Ce modèle a été utilisé pour estimer la piézométrie au sein du karst pour la période antérieure à 2008 (Figure 14). La chronique ainsi produite par modélisation sera utilisée ultérieurement dans le modèle de transfert « piézométrie du Lez ».

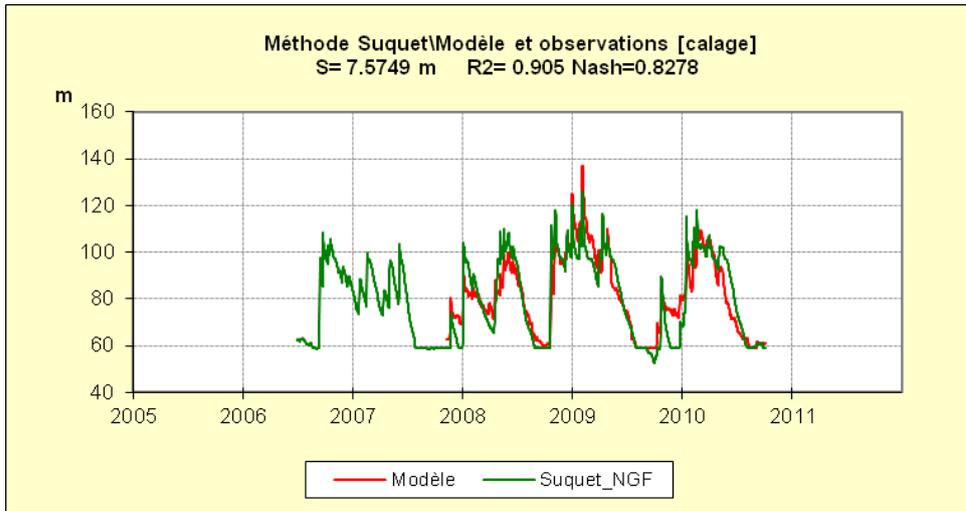


Figure 13 : Méthode de transfert du forage « Suquet » : Comparaison de la piézométrie simulée et observée.

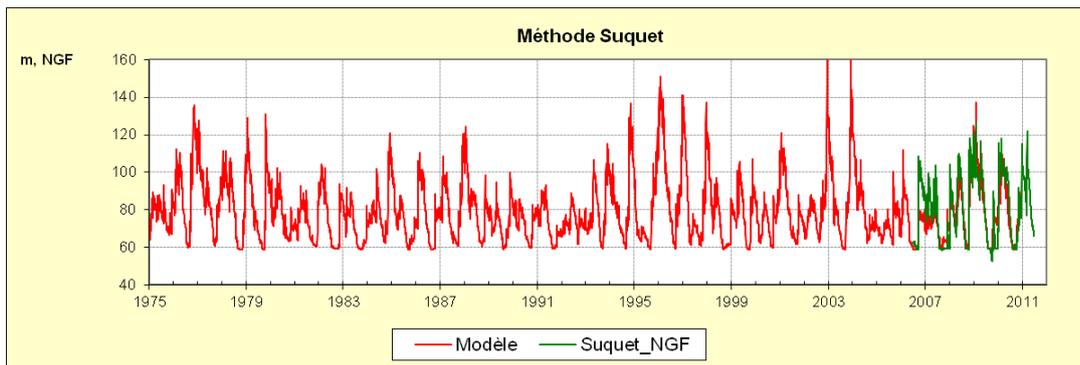


Figure 14 : Simulation de la piézométrie du karst jurassique situé à l'Ouest de la faille de Corcone et comparaison à la piézométrie observée (Méthode de transfert du forage « Suquet »)

2.3.3. Modèle de transfert « Piézométrie Laudou » (sous module)

Description et présentation des fonctions caractéristiques du sous module, calage.

L'évolution piézométrique est décrite par la relation de convolution suivante :

$$\Delta H(t) = \lambda \cdot \Gamma * R_{eff} + \lambda_1 \cdot \Gamma_1 * Q_1 + \varepsilon$$

Γ et Γ_1 sont les réponses impulsionnelles normalisées (aires égales à 1). Γ est la réponse impulsionnelle de la recharge par les pluies efficaces. Le principe du calcul de

la pluie efficace a été précédemment présenté. Γ_1 est la réponse impulsionnelle du débit de sollicitation des réserves. ε représente la contribution erratique non décrite et expliquée par le modèle.

λ et λ_1 sont des coefficients positifs reliés par la relation suivante permettant d'exprimer la conservation de la masse d'eau :

$$\lambda \cdot \frac{\overline{R_{eff}}}{\Delta H} + \lambda_1 \cdot \frac{\overline{Q_1}}{\Delta H} = 1$$

Le terme $\lambda \cdot \overline{R_{eff}}$ permet de qualifier la contribution relative de la recharge et $\lambda \cdot \overline{Q_1}$ la diminution relative de piézométrie provoquée par le débit de sollicitation (Q_1) des réserves du karst.

De manière comparable à la méthode piézométrique précédente (Laudou), les réponses impulsionnelles sont définies par des modèles non paramétriques construits à l'aide de méthodes de régularisation complexes telles que décrites par Pinault et al. 2001.

Le niveau piézométrique du karst à Laudou apparaît influencé par les pompages à la sources du Lez (BRGM/RP-60041-FR, Jourde et al., 2011). Dans ce contexte, le niveau de base ne peut pas être caractérisé par l'équation classique $H_0 = m - \beta \sigma$ car le niveau de base en absence de pompage est supérieur au niveau minimum mesuré. Dans l'approche de modélisation, le niveau de base a été caractérisé par essai-erreur jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash satisfaisant.

La technique d'inversion par l'approche de modélisation Tempo consiste donc à calculer les réponses impulsionnelles (Figure 12) et le seuil Oméga de pluie efficace (non présenté) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible de la piézométrie observée (Figure 16). Pour l'ouvrage Laudou, le niveau de base considéré est $H_0 = 80$ m NGF. La porosité efficace déduite de l'analyse de la chronique piézométrique est estimée à 0.87%.

Le modèle permet de reproduire de manière globalement satisfaisante les évolutions journalières de piézométrie mesurées ; le critère de Nash est de 0.68. La contribution moyenne de la recharge est estimée à 70 % environ, le débit de sollicitation des réserves du karst apparaît expliquer environ 30 % des variations piézométriques mesurées. Ce modèle a été utilisé pour estimer la piézométrie au sein du karst pour la période antérieure à 2003 et postérieure à 2005 (Figure 17). L'approche permet de reproduire de manière satisfaisante la piézométrie mesurée depuis fin 2008.

La chronique ainsi produite par modélisation sera utilisée ultérieurement dans le modèle de transfert « piézométrie du Lez ».

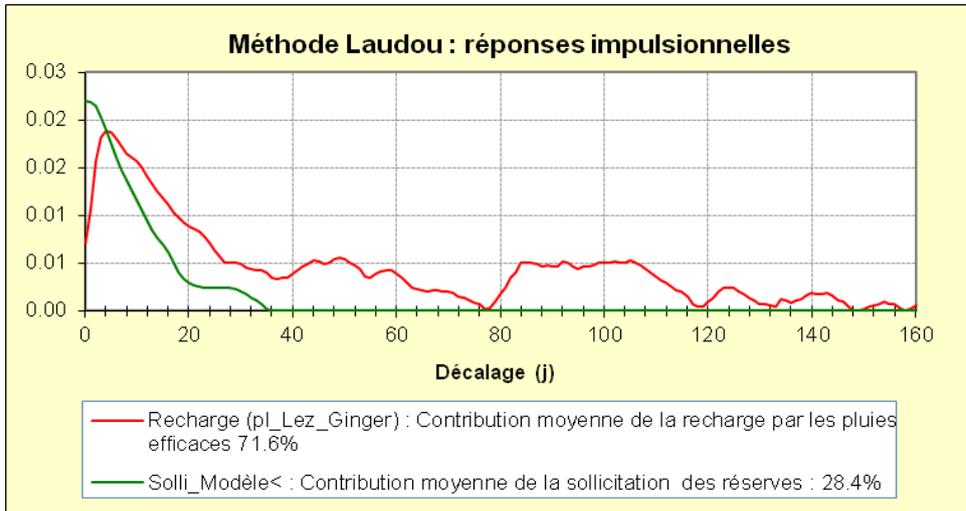


Figure 15 : Réponse impulsionnelle de la recharge par les pluies efficaces et réponse impulsionnelle au débit de sollicitation du karst (méthode de transfert du piézomètre « Laudou »)

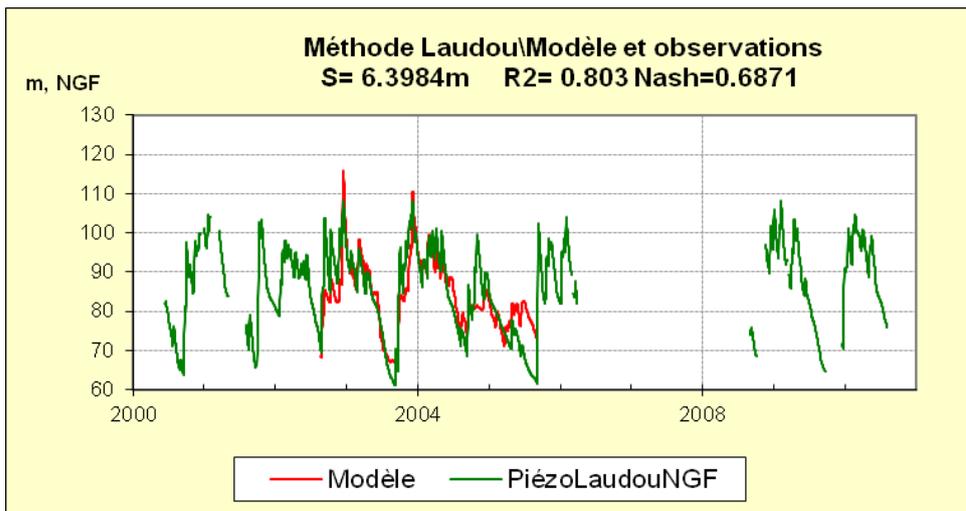


Figure 16 : Méthode de transfert du piézomètre «Laudou» : comparaison de la piézométrie simulée et observée. Les données observées depuis 2008 sont celles de la sonde automne Diver installée par Université de Gottingen dans le cadre du programme Pumpink

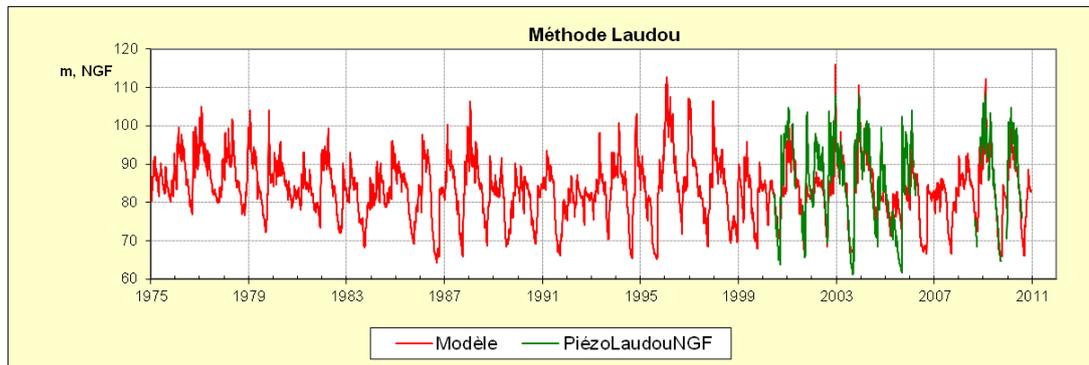


Figure 17 : Simulation de la piézométrie du karst et comparaison à la piézométrie observée (méthode de transfert du piézomètre «Laudou »)

2.3.4. Modèle de transfert « Piézométrie du Lez » (drain karstique à la source)

Description et présentation des fonctions caractéristiques du sous-module, calage.

L'évolution piézométrique du modèle « piézométrie du Lez » est décrite par la relation de convolution suivante :

$$\Delta H(t) = \lambda \cdot \Gamma * R_{eff} + \lambda_1 \cdot \Gamma_1 * Q_1 + \lambda_2 \cdot \Gamma_2 * \Delta H_2 + \lambda_3 \cdot \Gamma_3 * \Delta H_3 + \varepsilon$$

Γ , Γ_1 , Γ_2 et Γ_3 sont les réponses impulsionnelles normalisées (aires égales à 1) ; Γ est la réponse impulsionnelle de la recharge par les pluies efficaces ; Γ_2 est la réponse de la composante en provenance du jurassique située à l'ouest de la faille de Corconne (calculé par la méthode piézométrique Suquet) ; Γ_3 est la réponse de la composante crétacé (calculé par la méthode piézométrique Laudou). ε représente la contribution erratique non décrite et expliquée par le modèle.

λ , λ_1 , λ_2 et λ_3 sont des coefficients positifs reliés par la relation suivante permettant d'exprimer la conservation de la masse d'eau :

$$\lambda \cdot \frac{\overline{R_{eff}}}{\overline{\Delta H}} + \lambda_1 \cdot \frac{\overline{Q_1}}{\overline{\Delta H}} + \lambda_2 \cdot \frac{\overline{\Delta H_2}}{\overline{\Delta H}} + \lambda_3 \cdot \frac{\overline{\Delta H_3}}{\overline{\Delta H}} = 1$$

Le terme $\lambda_1 \cdot \overline{Q_1}$ permet de qualifier la diminution relative provoquée par le débit de sollicitation (Q1) des réserves du karst. Le terme $\lambda_2 \cdot \overline{\Delta H_2}$ permet de qualifier la contribution relative du jurassique situé à l'ouest de la faille de Corconne. Le terme $\lambda_3 \cdot \overline{\Delta H_3}$ permet de qualifier la contribution relative en provenance du Crétacé. Le terme $\lambda \cdot \overline{R_{eff}}$ permet de qualifier la contribution relative de la recharge par la pluie efficace. Dans l'approche utilisée, le coefficient (λ) a été fixé à 1% car nous supposons que l'essentiel de l'information « recharge par les pluies efficaces » est déjà contenu

dans les variables piézométriques (ΔH_2 et ΔH_3) considérées en entrée du modèle et donc dans leurs réponses impulsionnelles Γ_2 et Γ_3 .

Les chroniques piézométriques considérées en entrée du modèle (Figure 3) sont celles produites par les méthodes de transfert « Suquet » (ΔH_2 , Figure 14) et Laudou (ΔH_3 , Figure 17).

La technique d'inversion par l'approche de modélisation Tempo consiste donc à calculer les réponses impulsionnelles et le seuil Oméga de pluie efficace (non présenté) de telle sorte que le modèle soit le plus proche possible de la piézométrie observée (Figure 18). Les calculs des réponses impulsionnelles ont été réalisés en considérant les décalages les plus courts possible, les modalités de calculs reposant sur les techniques de régulation telles que présentées par Pinault et al 2001. Le niveau de référence H0, estimé par essais-erreur de sorte que le modèle soit le plus proche possible de la piézométrie observée est H0= 59.9 m NGF. Ce niveau de référence apparaît comparable à celui de la méthode Suquet (H0=60 m) qui traduit le moment où le karst situé à l'Ouest de la faille de Corconne se trouve déconnecté du point de vue piézométrique du reste de l'aquifère situé sous la couverture Crétacé. La porosité efficace déduite de l'analyse de la chronique piézométrique mesurée dans le drain karstique est estimée à 5.7% en considérant la valeur du seuil H0 (59.9 m, NGF).

Le modèle permet de reproduire de manière très satisfaisante les évolutions journalières de piézométrie mesurée (période de calage du 29/04/2002 au 25/02/2004), le critère de Nash est de 0.97. L'écart quadratique moyen est très faible (0.02). Le modèle reproduit de manière jugée très satisfaisante les évolutions des périodes de rabattement qui correspondent au tarissement de la source. Les hauteurs d'eau simulées en période de crue apparaissent supérieures aux valeurs mesurées. Ceci n'est pas préjudiciable, car le modèle sera principalement utilisé pour décrire les évolutions piézométriques des périodes de tarissement de la source.

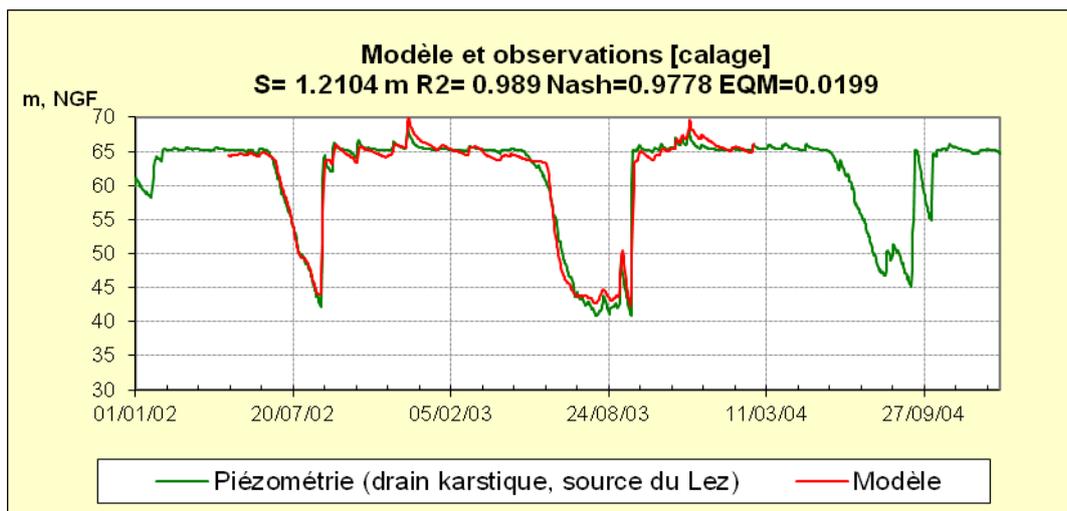


Figure 18 : Modèle de transfert «Piézométrie du Lez (source) » : comparaison de la piézométrie simulée et observée.

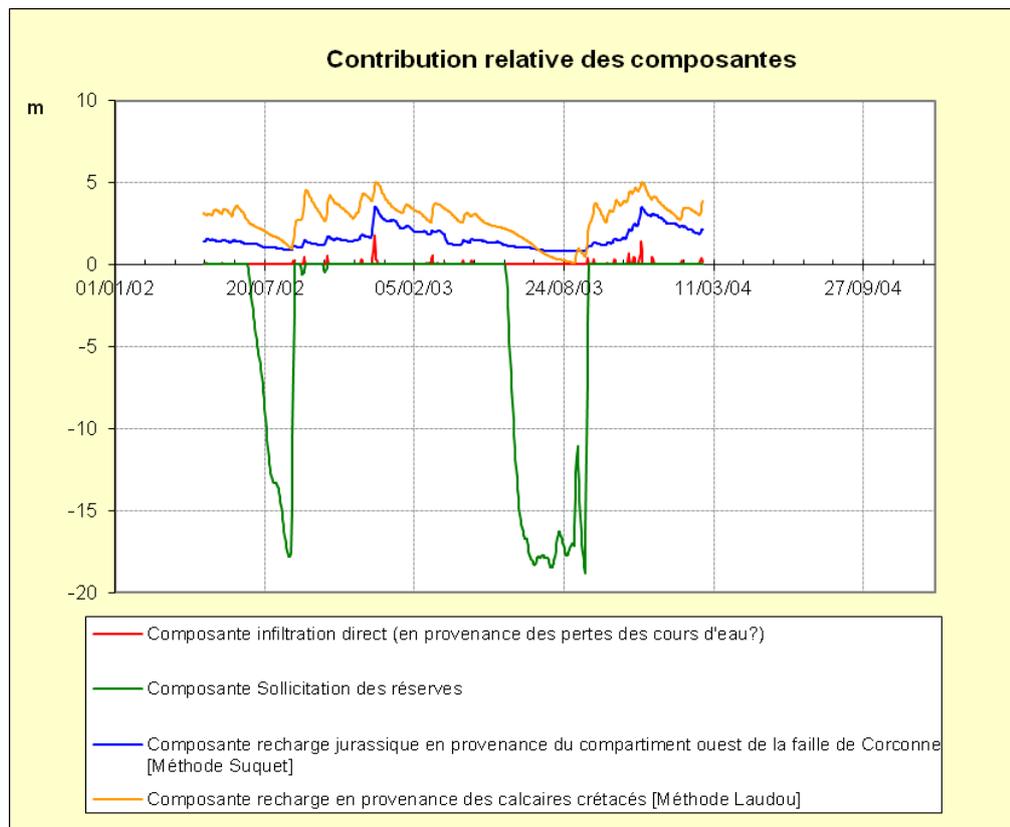


Figure 19 : Modèle de transfert «Piézométrie du Lez (source) » : évolution des contributions relatives des composantes du modèle exprimée par rapport au niveau de référence $H_0 = 59.9$ m, NGF

L'essentiel de la variation piézométrique exprimée par rapport au niveau de référence ($H_0=59.9$ m, NGF) apparaît expliqué par la réponse impulsionnelle du débit de sollicitation des réserves du karst (44%, Figure 19). La part restante apparaît majoritairement expliquée par la contribution de la recharge influencée par les eaux ayant transité dans le Crétacé (35.5 %), la contribution de la part située à l'ouest de la faille de Corconne étant de l'ordre de 20%.

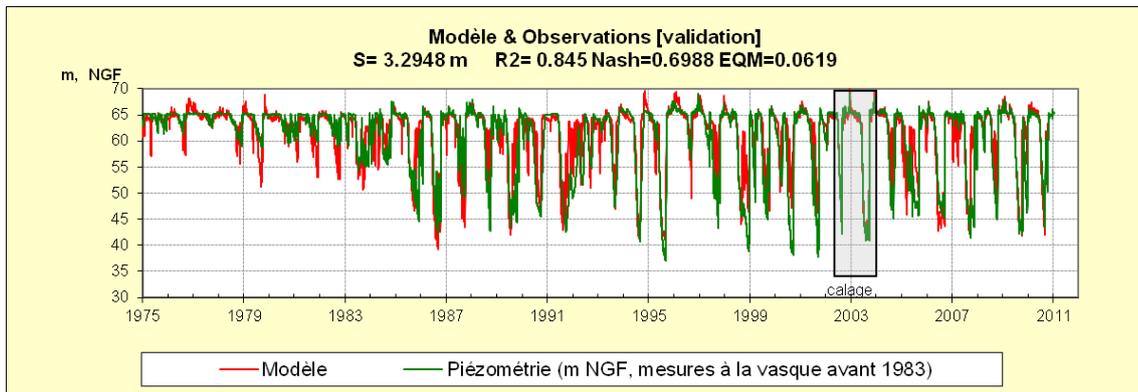


Figure 20 : Simulation de la piézométrie du drain karstique au niveau de la source du Lez et comparaison à la piézométrie observée (Méthode de transfert du « piézométrie du Lez »).

Le modèle a été utilisé pour estimer la piézométrie au sein du karst pour la période antérieure à 2002 et postérieure à 2004 (Figure 14, Figure 20).

2.4. DISCUSSION

L'approche de modélisation mise en œuvre dans cette étude permet de reproduire de manière satisfaisante les évolutions journalières de piézométrie mesurée depuis 1975, le critère de Nash est de 0.7. L'écart quadratique moyen est faible (0.06). Les évolutions calculées par le modèle sont jugées globalement satisfaisantes au cours des périodes de rabattement qui correspondent au tarissement de la source. Néanmoins, pour certains cycles hydrologiques, le modèle apparaît sensible aux épisodes pluvieux estivaux, la piézométrie calculée apparaissant supérieure à la valeur mesurée. Pour la période antérieure à 1983, le modèle a tendance à surestimer les rabattements.

Nous avons précédemment montré que l'évolution de la piézométrie du drain karstique est uniquement contrôlée par la réponse impulsionnelle de la fonction de sollicitation dès que la piézométrie passe sous le niveau de référence H_0 de 59.9 m NGF. Les sous et surestimations de la piézométrie simulée lors des périodes de rabattement de la source sont donc liées au débit de sollicitation et par conséquent au débit naturel estimé par modélisation. Une surestimation des débits naturels du Lez peut conduire, compte tenu de la fonction de sollicitation (2.2.30), à une sous-estimation du débit de sollicitation et par conséquent à des niveaux piézométriques simulés supérieurs aux valeurs mesurées (Figure 21). De manière réciproque, une sous-estimation du débit naturel conduit à simuler des niveaux piézométriques inférieurs aux valeurs mesurées.

Modèles numériques du Lez

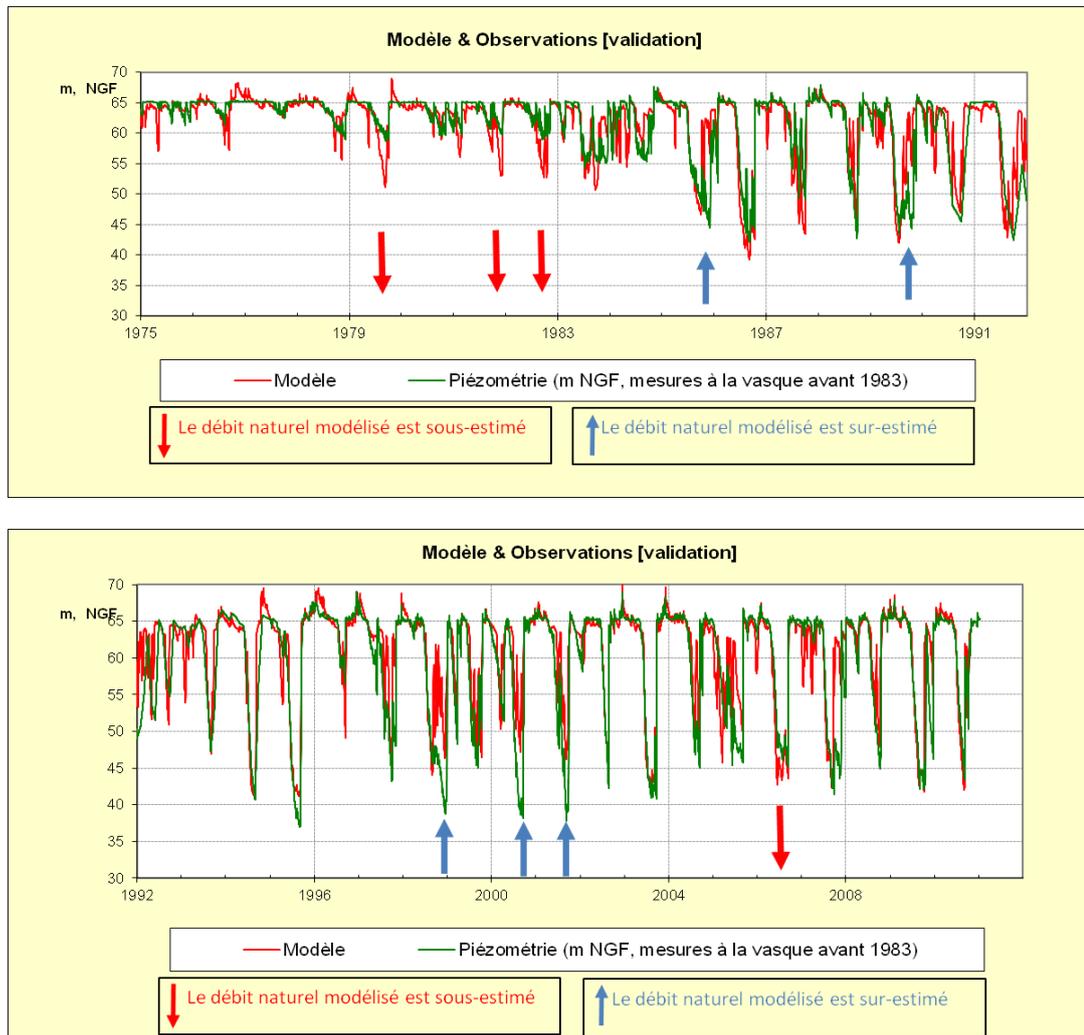


Figure 21 : Simulation de la piézométrie du drain karstique au niveau de la source du Lez et comparaison à la piézométrie observée, période 1975-1991 et 1992-2010.

Dans le but d'évaluer la sensibilité du modèle au débit naturel estimé, nous avons simulé la piézométrie du Lez en considérant que le débit de la source est connu à $\pm 10\%$ près. Les résultats des nouvelles simulations piézométriques indiquent que le modèle est globalement peu sensible à l'incertitude sur les débits estimés du Lez (Figure 22). Par contre, les résultats indiquent que les biais observés dans la piézométrie sont causés soit par une mauvaise estimation de la fonction de production de pluie efficace (seuil oméga trop faible) ou par une surestimation du cumul de pluie considérée en entrée du modèle. Pour conclure, le modèle de transfert « débit du Lez » apparaît optimiste lorsque des épisodes pluvieux significatifs ($H > 25$ mm) se produisent au cours de l'étiage. La piézométrie simulée lors de ces périodes apparaît alors surestimée.

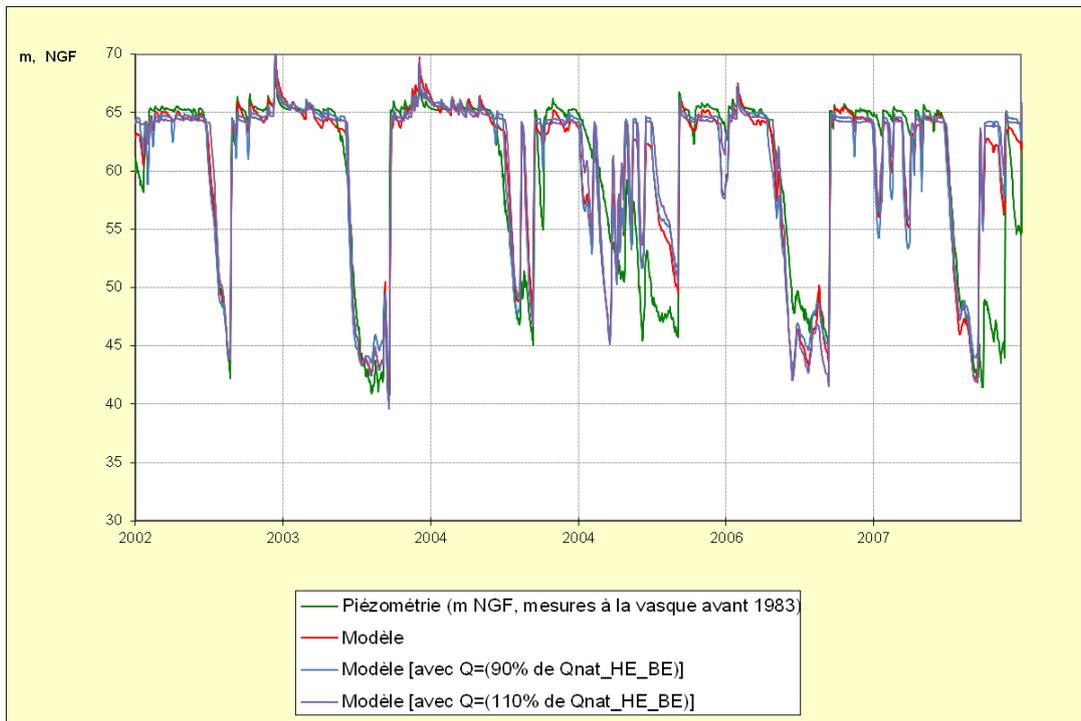


Figure 22 : Tests de sensibilité : simulation de la piézométrie du drain karstique au niveau de la source du Lez en supposant que les débits du Lez estimés sont connus à $\pm 10\%$ près.

2.5. PERSPECTIVES

Les modèles développés dans cette étude seront ultérieurement utilisés dans le cadre du projet pour aborder l'effet du changement climatique et des scénarios de gestion sur les ressources en eau du système karstique du Lez.

3. Modélisation hydrogéologique : Modèle réservoir – logiciel VENSIM

3.1. RESUME

Le modèle a été développé à l'aide du logiciel Vensim, logiciel de simulation permettant de générer des modèles à réservoirs. Le modèle est ainsi un modèle dit global, prenant en compte le bassin d'alimentation dans sa globalité sans chercher à reproduire le fonctionnement du bassin maille par maille comme cela serait le cas pour un modèle distribué. Il a été développé au pas de temps journalier sur le système du Lez. Ce modèle est basé sur l'établissement d'un bilan hydrologique équilibré. La surface du bassin d'alimentation considérée est de 110 km². Le modèle permet de simuler à la fois le débit à la source et la piézométrie dans le drain principal au niveau des pompes immergées. Conceptuellement, la piézométrie dans le drain permet de caractériser les niveaux dans la zone noyée du système karstique à proximité de l'exutoire.

Le modèle a été développé avec le principe de parcimonie. C'est-à-dire en utilisant le moins de paramètres possible de calage pour reproduire la piézométrie et le débit. De ce fait le modèle ne présente pas l'ensemble des processus. Il permet d'appréhender les réponses du système aux précipitations et pourra de ce fait être utilisé dans un but de gestion des crues et des étiages.

3.2. PRESENTATION DU MODELE

Le modèle est constitué d'un réservoir principal assimilé à la zone noyée (ou zone des réserves) de l'aquifère karstique. Sa structure schématique est fournie dans la Figure 23 ci-après. Les différents modules présentés dans le schéma seront expliqués dans les paragraphes suivants. Le modèle simule ainsi les variations de niveau dans la zone noyée ainsi que les débits à la source mesurés à la station de la DIREN.

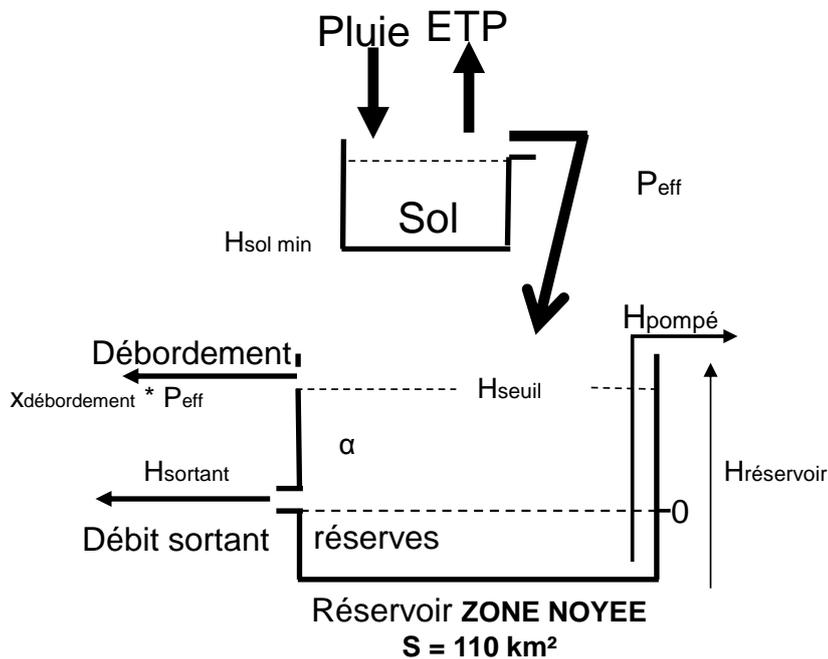


Figure 23 : Structure du modèle réservoir

3.2.1. Alimentation

Les données climatiques représentent l'entrée du modèle. Elles sont appliquées à un réservoir Sol situé en amont du réservoir principal. Le réservoir Sol permet de calculer la Pluie efficace (P_{eff}). Il est alimenté en entrée par les Pluies et en sortie par l'ETP (Evapotranspiration Potentielle).

Les pluies sont définies à partir d'une pondération de la pluie mesurée sur les stations de Valflaunès, Prades le Lez et Saint Martin de Londres (Fleury et al., 2009). Cette dernière est obtenue par le logiciel TEMPO© du BRGM en se basant sur le calcul des corrélations croisées entre les séries chronologiques fournies (débit mesuré, mesures de pluie issues de plusieurs pluviomètres, évapotranspiration). La pondération optimale définie sur ces trois postes est : 42,7 % Valflaunès, 18,7 % Prades le Lez et 38,6% St Martin de Londres. Cette pondération est différente de celle utilisée par le modèle Tempo au chapitre précédent car la période de simulation du modèle Vensim est plus courte et l'utilisation de la station de Prades le Lez est donc possible.

Selon les modèles, l'ETP sera soit une ETP artificielle issue d'une fonction sinusoïdale, soit la donnée de la station Météo France de Montpellier Fréjorgues. L'ETP sinusoïdale est estimée à partir de la formule de Thornthwaite en utilisant une interpolation grâce à une fonction sinusoïdale des données d'ETP de la station Météo France (Tritz et al., 2011).

Le niveau d'eau dans le réservoir sol est ainsi calculé pour chaque pas de temps selon l'équation suivante :

$$H_{\text{sol}}(t+1) = H_{\text{sol}}(t) + \text{Pluie}(t+1) - \text{ETP}(t+1) - P_{\text{eff}}(t+1) ;$$

et $P_{\text{eff}} = H_{\text{sol}}$ si $H_{\text{sol}} > 0$ sinon $P_{\text{eff}} = 0$.

Aussi le réservoir sol est caractérisé par un niveau minimum ($H_{\text{sol min}}$) défini par calage. Lorsque ce réservoir est saturé (niveau positif) alors la hauteur d'eau est évacuée vers le réservoir zone noyée, cette hauteur correspond à la Pluie efficace (P_{eff}).

3.2.2. Prélèvements

Les prélèvements réalisés dans le système sont également pris en compte. Le débit prélevé est transformé en hauteur d'eau unitaire (débit prélevé divisé par la surface du bassin d'alimentation) et est soustrait à chaque pas de temps à la hauteur dans le réservoir principal. Il s'agit de la composante H_{pompe} présentée dans l'illustration précédente.

3.2.3. Restitution des débits

Une partie des débits pompés est restituée au Lez selon la DUP de 1982. Cette dernière fixe le débit minimal du Lez à 160 l/s. Le modèle étant calé sur les mesures effectuées en aval de la source au niveau de la station de la DIREN après le point de restitution des débits réservés, le débit restitué au Lez est ajouté au débit calculé lorsque le débit prélevé est supérieur au débit à la source, c'est-à-dire lorsque la source est tarie.

3.2.4. Vidange et simulation des débits

Le réservoir principal est caractérisé par une vidange linéaire de type loi de Maillet. Lorsque les niveaux dans le réservoir sont positifs, alors le réservoir se vidange en alimentant la source. La loi de vidange s'écrit :

$$H_{\text{sortant}} = \alpha * H_{\text{réservoir}}$$

Avec :

$H_{\text{réservoir}}$ le niveau dans le réservoir ;

H_{sortant} le niveau sortant du réservoir ;

α le coefficient de vidange du réservoir, sa valeur est définie par calage.

Le débit est obtenu en intégrant la hauteur sortant (H_{sortant}) sur la surface du bassin d'alimentation (110 km²). Aussi, un seuil de débordement a dû être ajouté afin de représenter le comportement du système lors des fortes crues. En effet, l'étude hydrogéologique, conformément aux observations de terrain, révèle lors des fortes crues, une augmentation moins forte des niveaux piézométriques et des débits à la source. Parallèlement de nombreux trop-pleins se mettent en place sur le système (source du Lirou, source de la Fleurette). Ainsi pour représenter ce phénomène un seuil avec évacuation d'une partie du flux a été mis en place dans le modèle. Une fois le seuil atteint, une partie de la recharge par les pluies est évacuée. La valeur de ce seuil (H_{seuil}) est déduite d'un calage tout comme la part du flux évacuée du système ($X_{\text{débordement}}$).

Trois paramètres calés sont nécessaires pour simuler les débits, il s'agit des valeurs de H_{seuil} , $X_{\text{débordement}}$ et α .

3.2.5. Simulation de la piézométrie

Les niveaux simulés dans le réservoir sont transformés en piézométrie en prenant en compte un niveau de base et une porosité efficace calée. Lorsque le niveau dans le réservoir est positif, on considère que la zone noyée est rechargée, le karst alimente alors la source. A l'inverse lorsque le niveau est négatif la zone noyée est sous-saturée, il n'y a pas d'écoulement à la source. Le niveau 0 doit ainsi correspondre à la cote + 65 m NGF, niveau de la source. La transformation des niveaux dans le réservoir en niveaux piézométriques est réalisée à partir des formules suivantes :

$$\text{Si } H_{\text{réservoir}} > 0 : \text{Piézométrie} = 65 + (H_{\text{réservoir}} / P_1).$$

$$\text{Si } H_{\text{réservoir}} < 0 : \text{Piézométrie} = 65 + (H_{\text{réservoir}} / P_2).$$

Avec :

$H_{\text{réservoir}}$ le niveau dans le réservoir ;

Piézométrie, le niveau piézométrique dans le drain principal ;

P_1 , la porosité efficace en condition de karst saturé ;

P_2 , la porosité efficace en condition de karst sous-saturé.

3.2.6. Récapitulatif des paramètres de calage

Le modèle développé est ainsi caractérisé par 6 paramètres de calage (Figure 23). Il s'agit de :

- $H_{\text{sol min}}$
- α
- H_{seuil}
- $X_{\text{débordement}}$
- P_1
- P_2

Notons que les paramètres P_1 et P_2 n'interviennent pas directement dans la modélisation, mais qu'ils permettent de retranscrire le niveau dans le réservoir en une piézométrie.

Un même calage est effectué à la fois pour le débit et la piézométrie, de sorte que le modèle permette de simuler en même temps ces deux grandeurs sans modifier les paramètres.

3.3. MISE EN PLACE DE LA MODELISATION

Trois simulations vont être testées : la première sera réalisée à partir de l'ETP sinusoïdale, la seconde à partir de l'ETP Mauguio, enfin pour la dernière simulation, la structure du modèle va être simplifiée : le réservoir sol sera supprimé, les flux

climatiques (Pluie et ETP sinusoïdale) seront directement appliqués au réservoir principal.

Les modèles vont être calés sur l'ensemble de la chronique à savoir du 01/09/1996 au 31/05/2010. La qualité du modèle sera approchée à l'aide du calcul du critère de Nash. Ce critère sera calculé sur 3 périodes distinctes à savoir : la totalité de la chronique, la période 1 du 01/09/2002 à 31/08/2003 et la période 2 du 01/09/2003 au 31/08/2004.

Pour chacune des simulations les valeurs des paramètres calés ainsi que les critères de qualité seront fournis.

3.3.1. Première simulation : utilisation de l'ETP sinusoïdale

L'ETP sinusoïdale est présentée sur la Figure 24.

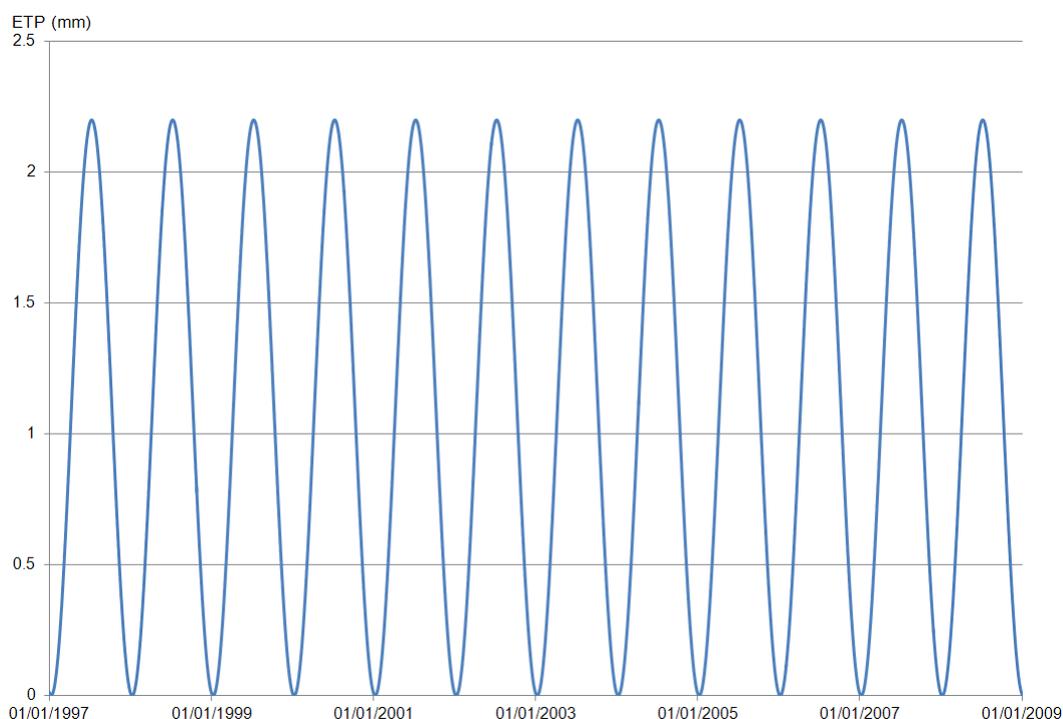


Figure 24 : ETP sinusoïdale

Une simulation de bonne qualité est obtenue avec les paramètres calés suivants :

- $H_{\text{sol min}} = - 30 \text{ mm}$;
- $\alpha = 0,04$;
- $H_{\text{seuil}} = 0,09 \text{ m}$;
- $X_{\text{débordement}} = 0,8$;
- $P_1 = 0,1$;

- $P_2 = 0,05$.

Les résultats graphiques de cette simulation sont présentés Figure 25 et Figure 26.

On vérifie graphiquement que les débits sont relativement bien reproduits. Les étiages simulés sont conformes aux étiages mesurés. Dans l'ensemble, les premières crues automnales simulées (faisant suite à la période d'étiage) sont synchrones avec celles observées. Cette bonne représentation est à mettre en relation avec la simulation de la piézométrie. En effet lors du calage du modèle pour la représentation de la piézométrie, un grand intérêt a porté sur le calage temporel des périodes de sollicitation (début de prélèvement sur les réserves et désaturation du karst) et de recharge du karst (remontée des niveaux piézométriques aboutissant à la recharge du karst).

Notons que la simulation de ces périodes (chute et remontée des niveaux piézométriques) est globalement satisfaisante. Il est cependant nécessaire de remarquer que les bas niveaux piézométriques ne sont pas systématiquement bien simulés. Selon les cycles hydrologiques les niveaux sont soit surestimés soit sous-estimés. Enfin, les pics piézométriques sont bien représentés dans l'ensemble.

Aussi, il est nécessaire de remarquer que l'intensité des quatre plus fortes crues sur la période est sous-estimée. Ceci est lié à la mise en place du seuil. Plusieurs essais ont été réalisés afin de diminuer son impact sur ces quatre crues (diminution de la fraction de débordement ou augmentation du niveau du seuil), ils ont tous conduit à une forte augmentation des crues significatives si bien qu'à l'inverse le modèle surestimait globalement l'ensemble des débits des crues. Ainsi, bien qu'imparfait pour la simulation des quatre plus fortes crues, ce calage a été conservé car jugé satisfaisant sur l'ensemble de la chronique.

La qualité du modèle est estimée à partir du critère de Nash (exprimé dans le tableau ci-dessous). Ces résultats valident le modèle mis en place. En effet les critères sont proches de 80 % pour les débits comme pour la piézométrie quelle que soit la chronique utilisée. On remarque toutefois des écarts significatifs selon la période de calcul, montrant l'intérêt de travailler sur l'ensemble de la chronique pour caler le modèle et non pas sur une période réduite.

Critère de Nash	Totalité de la chronique	Période 1 2002-2003	Période 2 2003-2004
Piézométrie	78 %	90 %	71 %
Débit	78 %	77 %	83 %

Modèles numériques du Lez

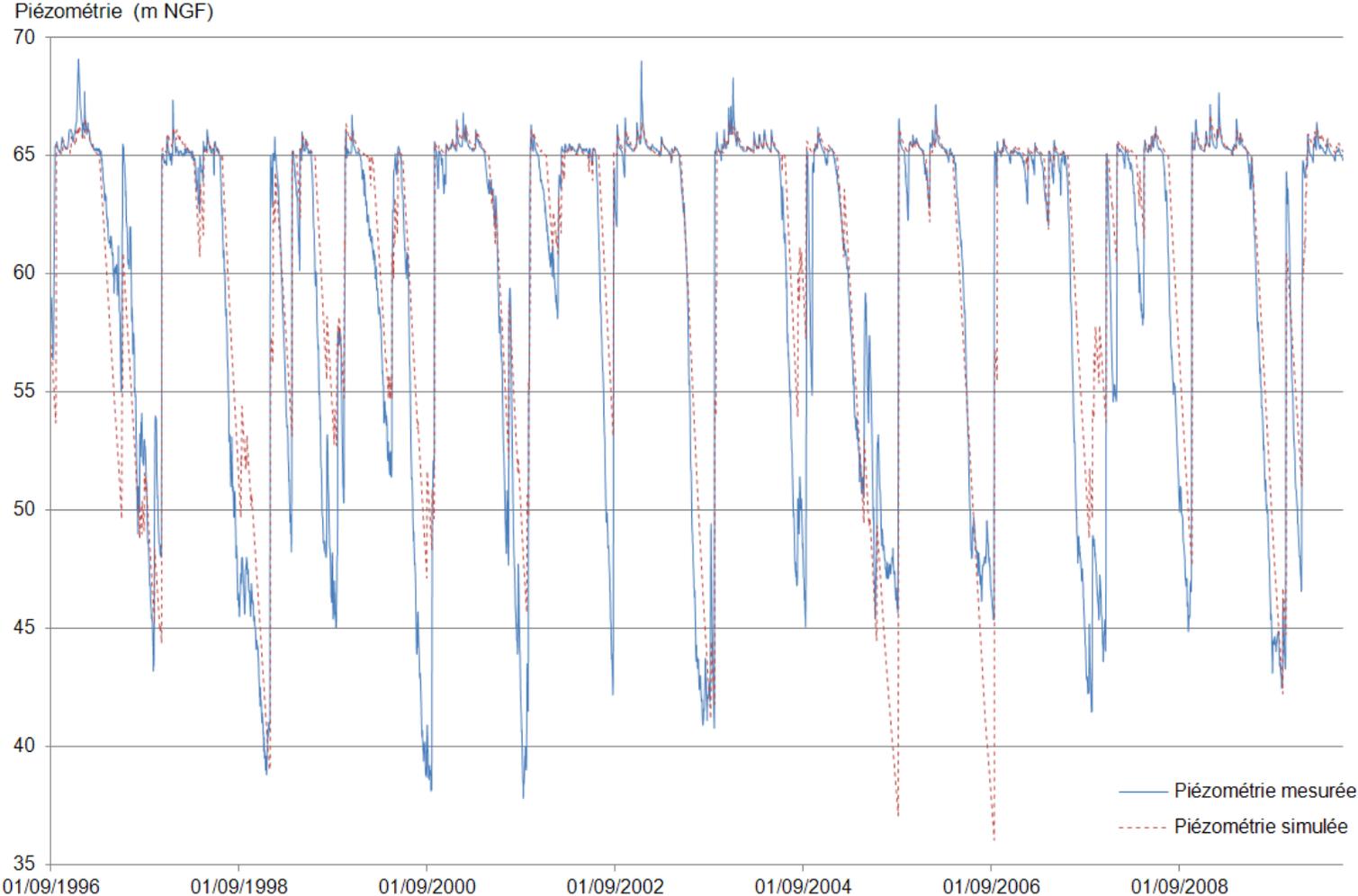


Figure 25 : Piézométrie simulée et mesurée sur la période septembre 1996 – mai 2010 (ETP sinusoïdale)

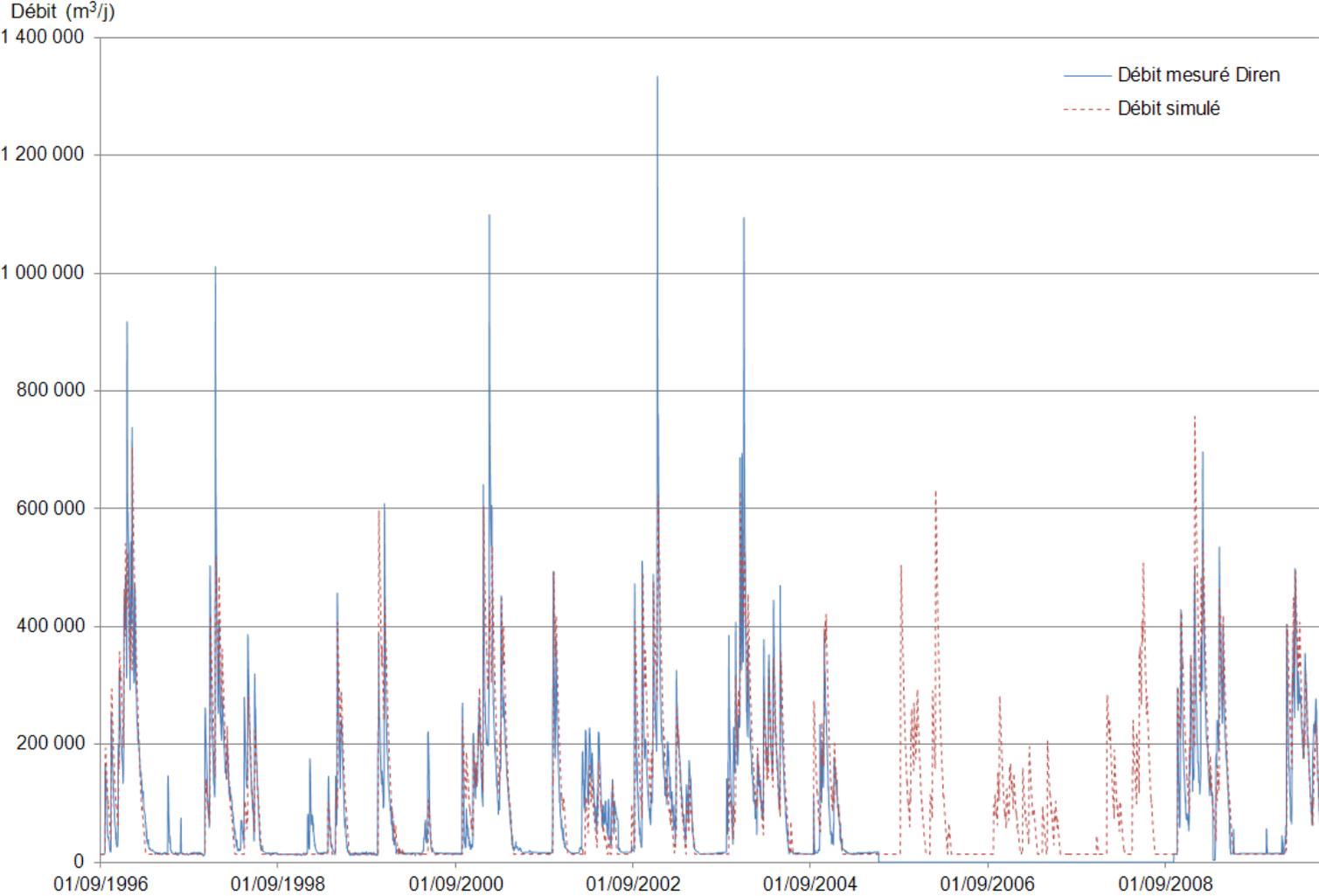


Figure 26 : Débit simulé et mesuré sur la période septembre 1996 – mai 2010 (ETP sinusoïdale)

3.3.2. Deuxième simulation : utilisation de l'ETP Météo France

La chronique d'ETP journalière de Météo France est fournie ci-après.

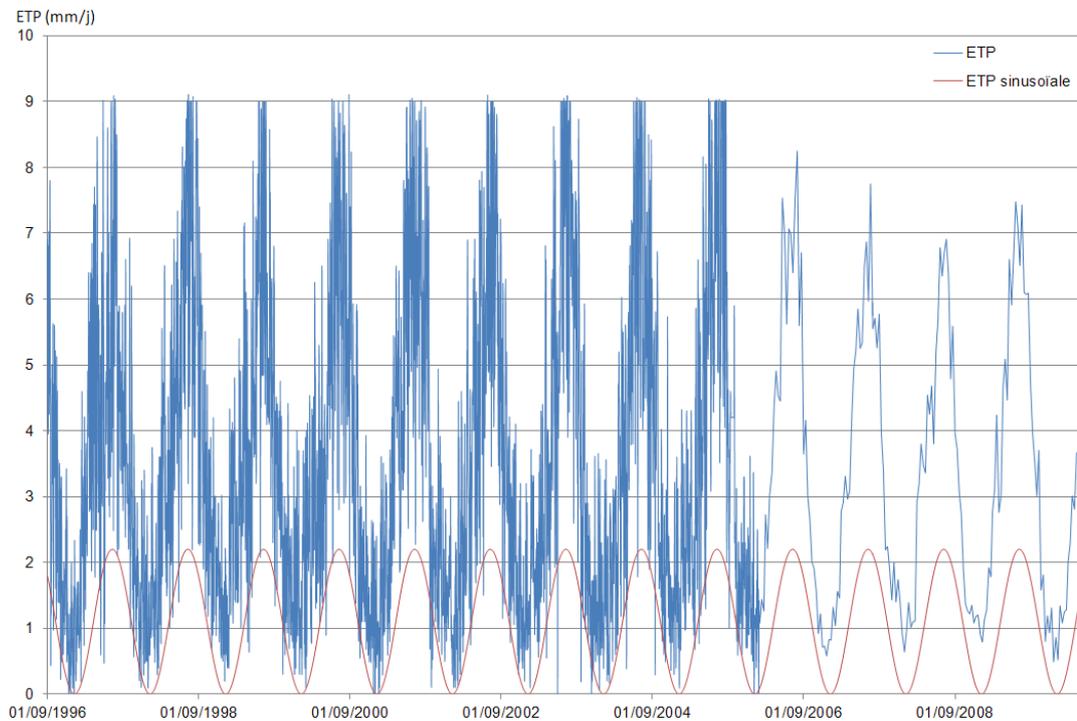


Figure 27 : Comparaison de l'ETP Météo France et de l'ETP sinusoïdale

Une simulation de bonne qualité est obtenue avec les paramètres calés suivant :

- $H_{\text{sol min}} = -10 \text{ mm}$;
- $\alpha = 0,04$;
- $H_{\text{seuil}} = 0,09 \text{ m}$;
- $X_{\text{débordement}} = 0,8$;
- $P_1 = 0,1$;
- $P_2 = 0,05$.

Cette simulation présente des résultats acceptables pour les mêmes paramètres que la simulation précédente, à l'exception du réservoir sol dont la valeur minimale est égale à -10 mm.

Les résultats graphiques sont fournis Figure 28 et Figure 29.

Globalement cette simulation est moins performante pour la représentation de la piézométrie que la simulation précédente. Les périodes de chutes et de remontées piézométriques présentent plus de décalage dans le temps que précédemment. Aussi

ce décalage induit une moins bonne représentation des débits sur les périodes de transition (petites crues en période de basses eaux notamment).

Le calcul du critère de Nash, met également en évidence la moins bonne qualité du modèle. Les résultats sont significativement moins bons. Ainsi le modèle basé sur l'utilisation de l'ETP mesurée à la station de Météo France est de moins bonne qualité.

Critère de Nash	Totalité de la chronique	Période 1 2002-2003	Période 2 2003-2004
Piézométrie	67 %	89 %	59 %
Débit	75 %	73 %	79 %

Modèles numériques du Lez

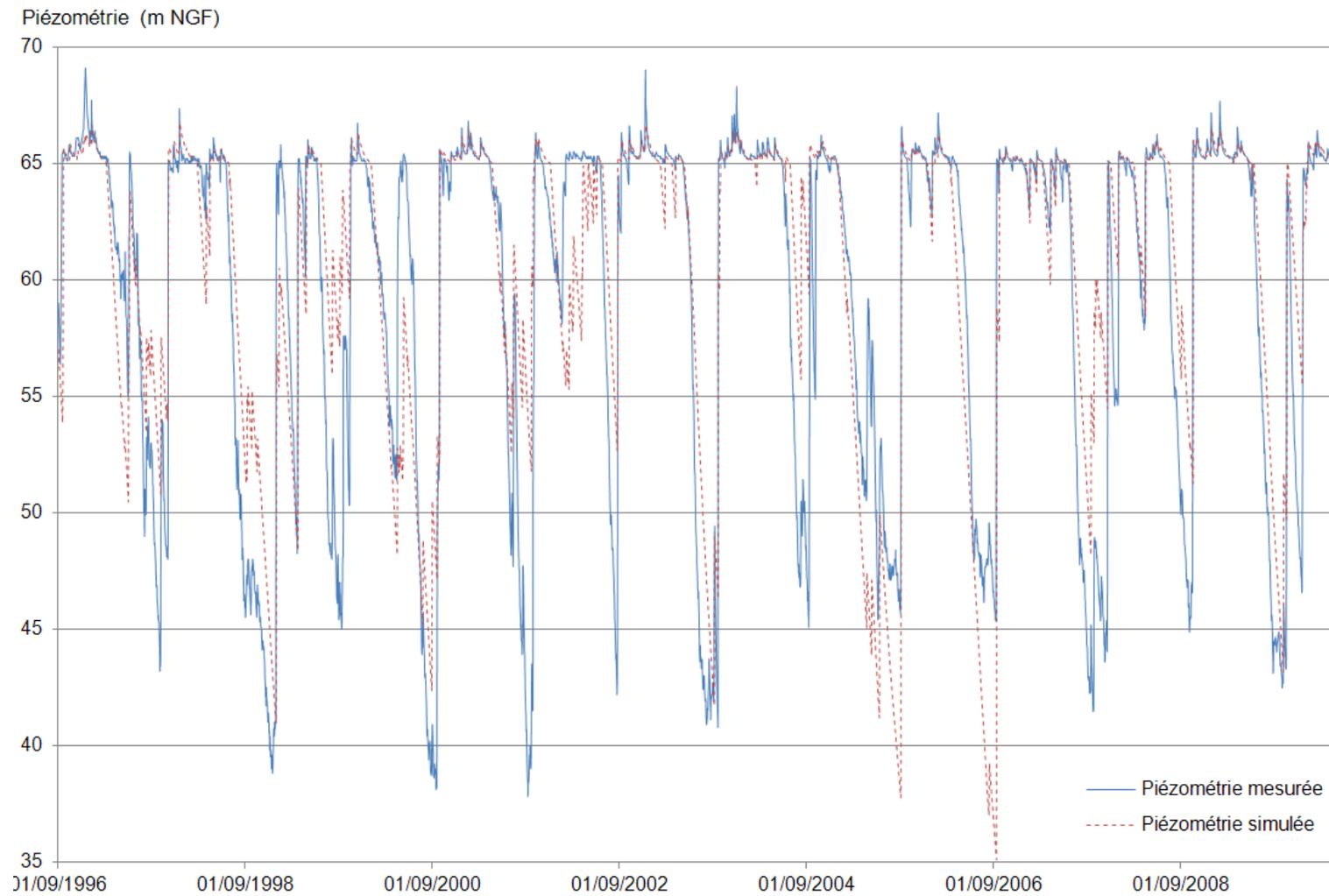


Figure 28 : Piézométrie simulée et mesurée sur la période septembre 1996 – mai 2010

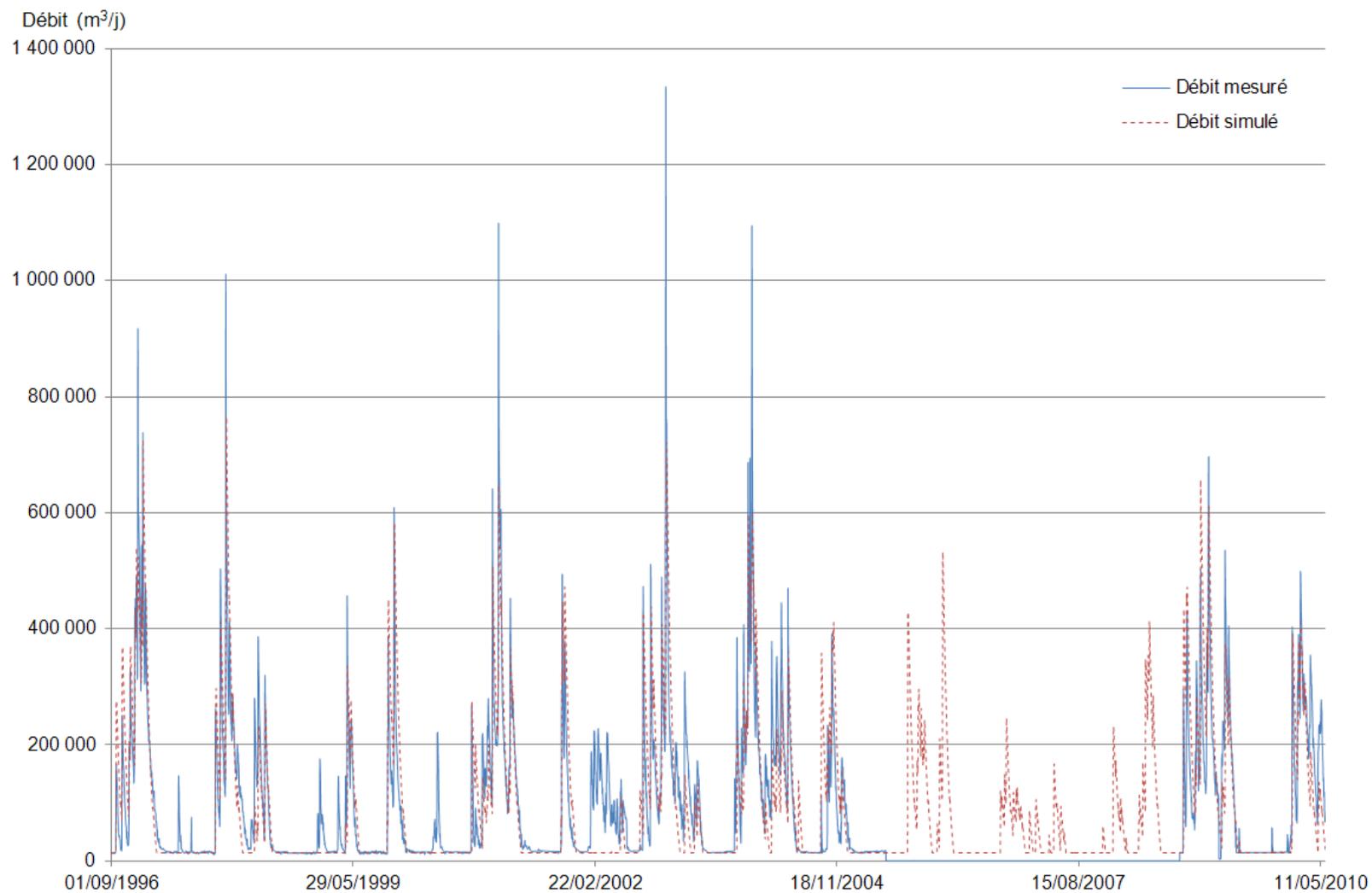


Figure 29 : Débit simulé et mesuré sur la période septembre 1996 – mai 2010 (ETP Météo France)

3.3.3. Troisième simulation : suppression du réservoir sol et utilisation de l'ETP sinusoïdale

Dans ce modèle, la Pluie et l'ETP sinusoïdale sont directement appliquées au réservoir principal, selon la structure schématique suivante.

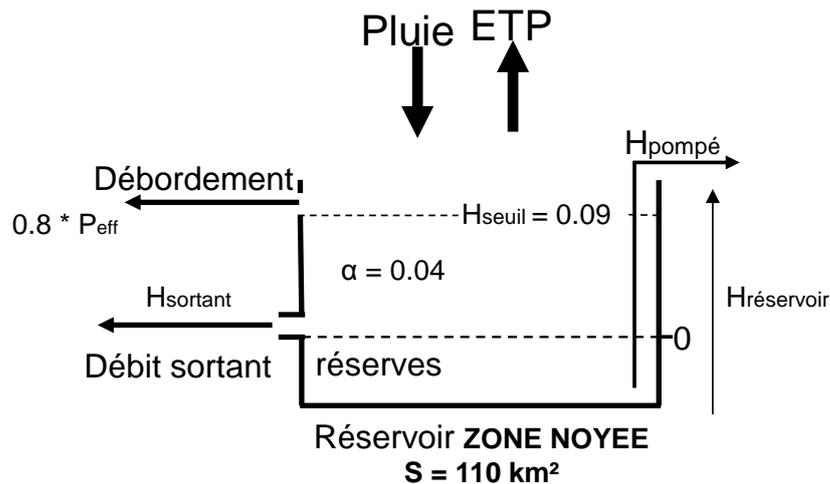


Figure 30 : Structure du modèle sans réservoir sol

Les valeurs des paramètres calés sont :

- $\alpha = 0,04$;
- $H_{\text{seuil}} = 0,09$ m ;
- $X_{\text{débordement}} = 0,8$;
- $P_1 = 0,08$;
- $P_2 = 0,009$.

En l'absence du réservoir sol, ce modèle ne présente plus que 5 paramètres.

Les résultats sont relativement bons, comparables à ceux de la première simulation (réservoir sol et ETP sinusoïdale). Les résultats graphiques sont fournis ci-après.

Aussi le calcul des critères de Nash est également de l'ordre de 80 %, validant la simulation.

Critère de Nash	Totalité de la chronique	Période 1 2002-2003	Période 2 2003-2004
Piézométrie	75 %	96 %	83 %
Débit	79 %	81 %	75 %

Aussi, bien que le modèle soit de bonne qualité, sa structure est difficilement justifiable. En effet, il n'est pas concevable d'appliquer directement l'ETP à la zone noyée et permettre à une partie du flux de quitter le système. Ce modèle ainsi que ses résultats sont toutefois fournis à titre informatif.

Modèles numériques du Lez

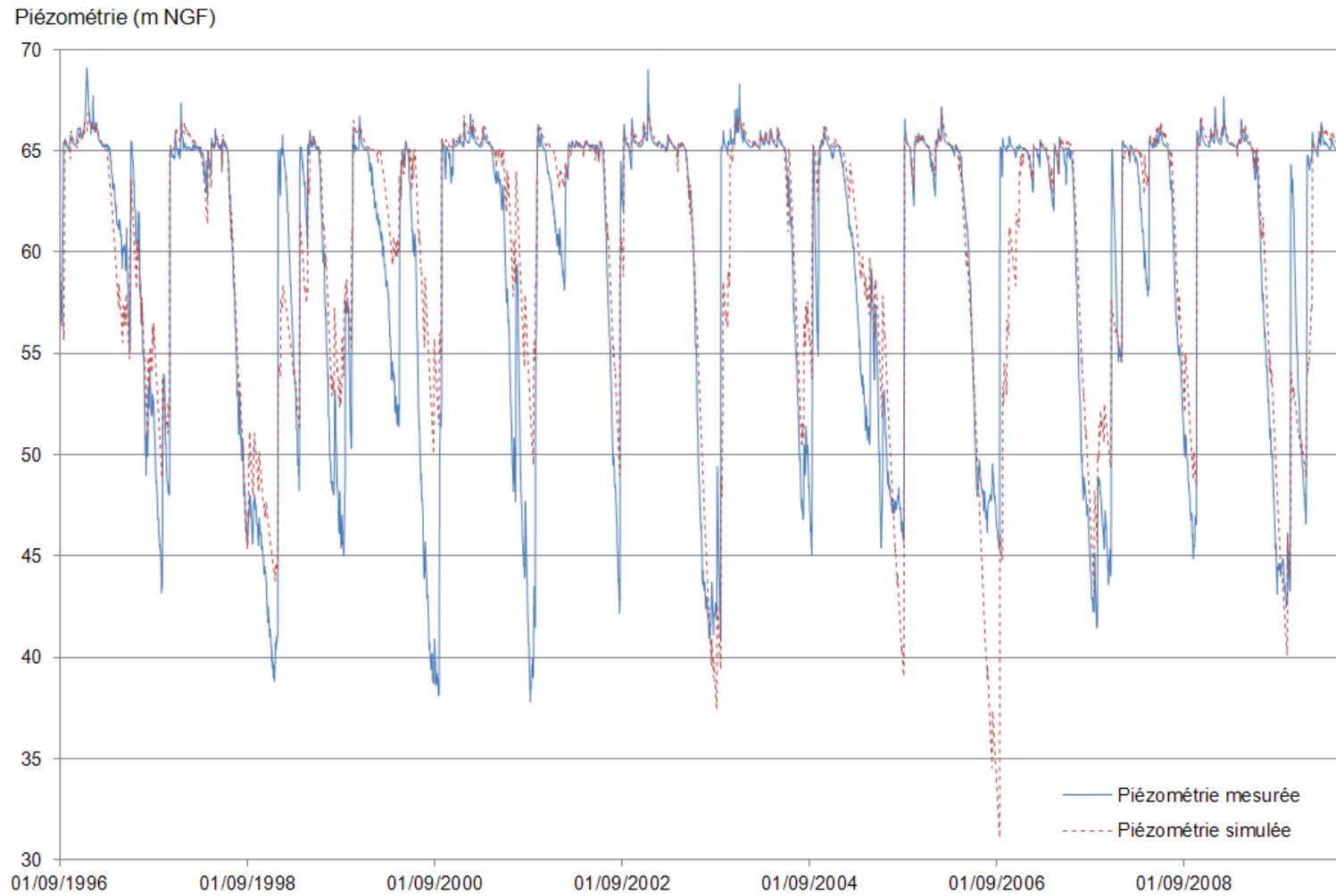


Figure 31 : Piézométrie simulée et mesurée sur la période septembre 1996 – mai 2010 – modèle sans réservoir sol

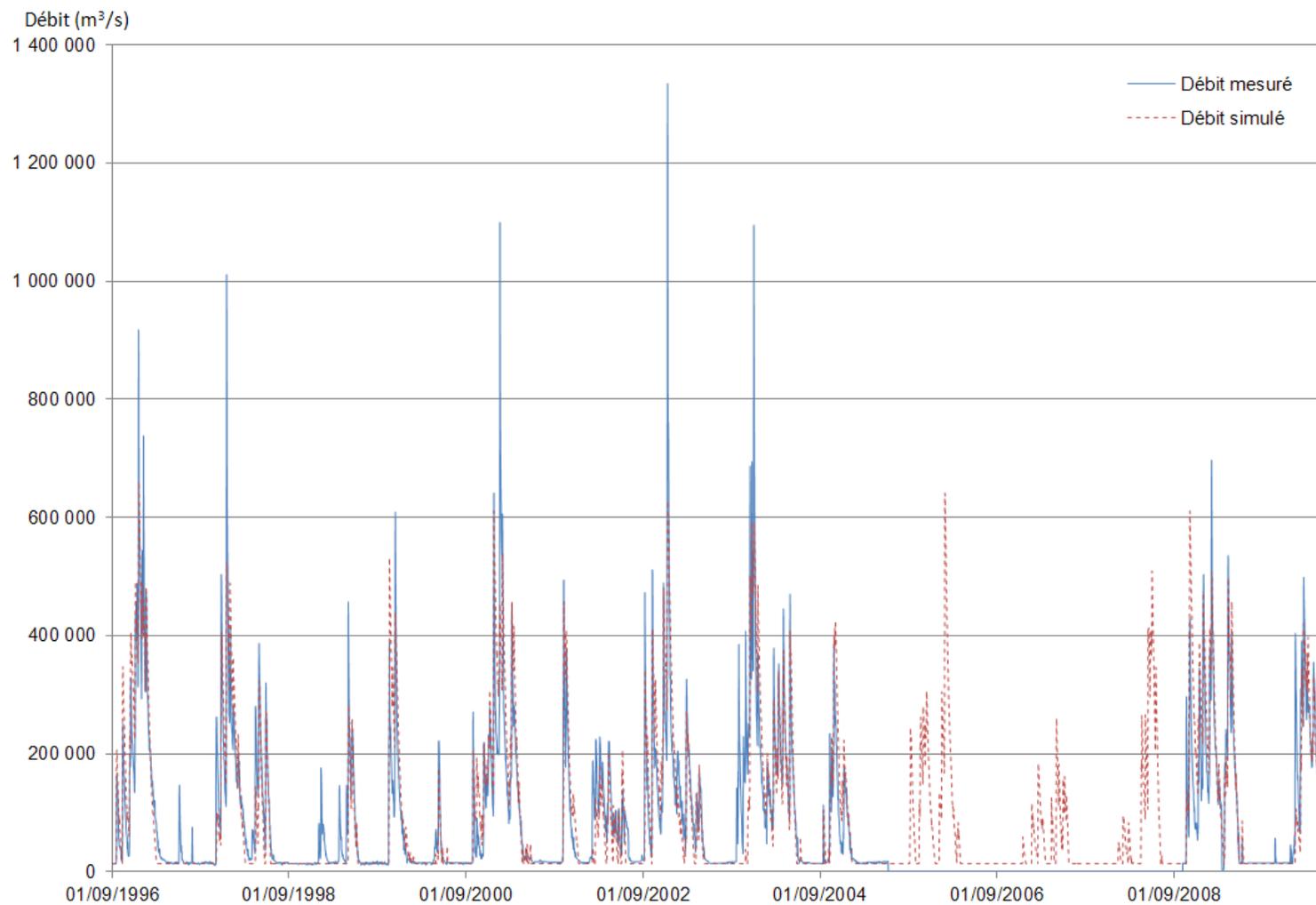


Figure 32 : Débit simulé et mesuré sur la période septembre 1996 – mai 2010 – modèle sans réservoir sol

3.4. CONCLUSION

Cette étude a permis de mettre en place un modèle réservoir « parcimonieux ». La piézométrie et les débits sont représentés à l'aide d'un réservoir alimenté par les données climatiques et présentent un seuil de débordement. La représentation de ces deux chroniques se fait à partir du calage de seulement 4 paramètres (H_{seuil} , $X_{\text{débordement}}$, $H_{\text{sol min}}$ et α).

Deux autres paramètres (porosité équivalente) sont utilisés afin de convertir les niveaux dans le réservoir en niveau piézométrique.

La meilleure simulation est obtenue en utilisant la chronique d'ETP sinusoïdale estimée à partir de la méthode de Thornthwaite. Cette simulation présente de bons résultats à la fois graphique mais aussi numérique avec le calcul du critère de Nash (de l'ordre de 80 %).

Ainsi ce modèle pourra être utilisé à la fois pour la gestion des crues mais aussi des étiages.

4. Modélisation hydrogéologique : Modèle POKA

4.1. INTRODUCTION

L'objectif de ce modèle est de simuler au mieux l'impact des cycles de pompages sur la piézométrie au sein du conduit karstique du Lez. La solution analytique classique de type radial (solution de Theis) pour l'interprétation d'un pompage d'essai peut représenter le rabattement mesuré dans le conduit karstique à la source du Lez lors des cycles de pompages (référence au rapport AT1). Cependant, l'ajustement est effectué au prix de l'utilisation d'un coefficient d'emmagasinement dont la valeur (supérieure à 10000) n'a aucun sens physique. Cette solution n'est donc pas en mesure de représenter de façon réaliste et physiquement basée la réponse hydrodynamique globale du système karstique du Lez sollicité, notamment le stockage/déstockage d'eau dans le réseau de drains karstiques et leur échange avec la matrice rocheuse.

Face à la complexité de la géométrie du système karstique sollicité par le pompage d'essai et face à la dualité des écoulements générés avec (i) des écoulements laminaires au sein de la matrice fissurée et (ii) des écoulements turbulents dans les drains, une approche de modélisation mathématique du pompage d'essai a été mise en œuvre.

Elle a été implémentée dans le logiciel de calcul MATLAB au moyen du module de simulation SIMULINK. L'approche développée est de type hybride et associe un modèle de type « réservoir » à une solution analytique d'écoulement. Le modèle appliqué est nommé POKA, comme POMPAGE dans le KARST.

4.2. DESCRIPTION DU MODELE

Le modèle mathématique a été conçu de façon à reproduire au mieux la physique des phénomènes telle qu'elle est connue à ce jour au sein du système karstique du Lez.

En dehors des périodes de pompage, le débit Q' de la source correspond au débordement du drain karstique, qui est alimenté par la contribution des réserves de l'aquifère, issue de la zone noyée.

Lors du pompage d'essai, on considère que le débit Q pompé dans le drain karstique provient (Figure 33) :

- de la contribution des blocs de calcaires (et/ou dolomies) poreux et/ou fissurés, et/ou des systèmes annexes au drainage (SAD) situés entre les drains karstiques et alimentant ceux-ci ;
- du déstockage de l'eau contenue dans le drain karstique.

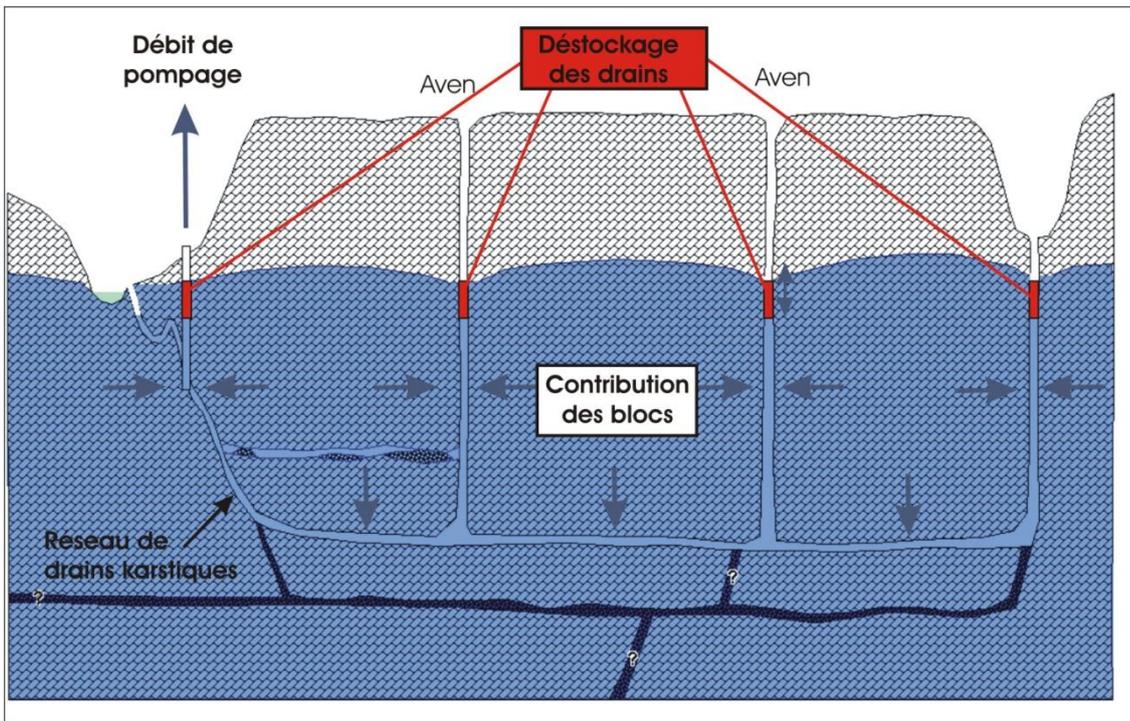


Figure 33 : Schéma de fonctionnement du système karstique du Lez au cours d'une période de pompage

Il en résulte que le drain karstique, ou plus exactement le réseau de drains karstiques, constitue le réservoir qui est directement sollicité par le pompage. Il est alimenté par des écoulements d'origines diverses. Dès lors, le modèle mathématique repose sur un modèle conceptuel au sein duquel est situé un réservoir sollicité et alimenté : il s'agit du ou des drains karstiques. Un second réservoir correspond aux blocs⁵ poreux et/ou fissurés, et/ou aux systèmes annexes au drainage. Il se vidange dans le réseau de drains karstiques au gré de l'évolution relative des charges hydrauliques dans les deux réservoirs (Figure 34).

Le modèle fonctionne en régime transitoire à pas de temps horaire sur un cycle de pompage en période sèche. Il se focalise sur la simulation du niveau d'eau dans le drain karstique en fonction du pompage. Pour des raisons mathématiques, ce modèle est incapable de simuler des phases de recharge et a fortiori plusieurs cycles hydrologiques.

⁵ Le terme « bloc » ne préjuge pas de la nature karstique des vides alimentant le drain : fissures ou porosité de la matrice ou systèmes annexes au drainage

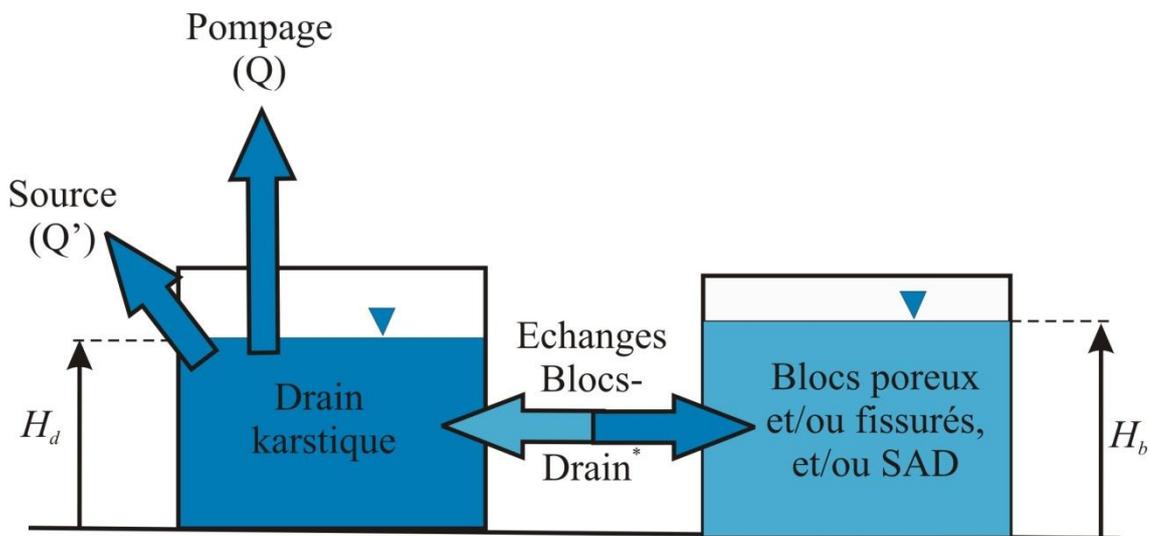


Figure 34 : Schématisation du modèle mathématique (* échanges blocs-drains que ce soit avant le pompage ou en pompage). H_b : charge hydraulique dans les blocs ; H_d : charge hydraulique dans le drain

4.2.1. Réservoir « drain karstique »

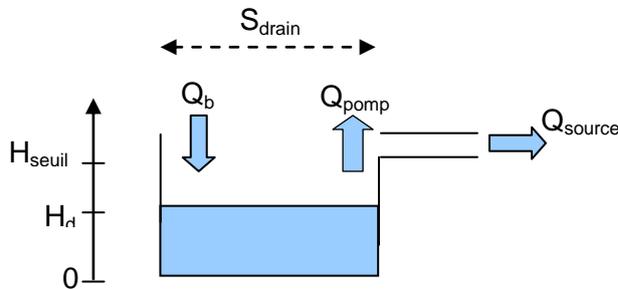
Fonctionnalités

Ce réservoir correspond au réseau de drains karstiques connectés à la source du Lez et directement sollicité par les pompages d'essai. Il est alimenté par le réservoir « blocs ». Il est sollicité par le débit de pompage.

Il possède une fonction capacitive liée au stock d'eau situé dans les cavités karstiques connectées entre elles, constituant le drain karstique.

Par débordement, il fournit le débit de la source du Lez.

Description mathématique



Si $H_d > H_{seuil}$ alors Q_{source} est calculé par la courbe de tarage à la vasque, sinon $Q_{source} = 0$
(*éq. 1*)

$$\frac{dH_d}{dt} = \frac{Q_b - Q_{pomp} - Q_{source}}{S_{drain}} \quad (\text{éq. 2})$$

avec : H_d : niveau d'eau ou charge hydraulique dans le drain karstique (m)

S_{drain} : surface dénoyée du drain (m^2)

Q_b : débit de contribution des blocs et/ou systèmes annexes au drainage (m^3/h)

Q_{pomp} : débit de pompage (m^3/h)

Q_{source} : débit calculé par le modèle à la source du Lez (m^3/h)

H_{seuil} : seuil de débordement du drain à la source (m)

Le débit de contribution des blocs (Q_b) est calculé dans le réservoir « blocs » décrit ci-dessous. Il comprend le débit naturalisé (Q_{nat}) des blocs (débit de tarissement naturel de la source, en l'absence de pompage, calculé par l'approche Tempo) ainsi que le débit résultant de leur sollicitation du fait des rabattements induits par le pompage.

Le débit de pompage (Q_{pomp}) est constitué de la série de valeurs mesurées.

Seuls trois paramètres caractérisent ce réservoir « drain karstique » (Tableau 5). Ils sont décrits ci-dessous :

- la fonction capacitive du drain karstique correspond à son emmagasinement, exprimé en m^2 . Il s'agit du volume d'eau libéré par le réseau karstique lorsque le niveau d'eau dans le drain baisse d'un mètre, exprimé en m^3/m , soit en m^2 . Le drain karstique étant constitué de vides de porosité égale à 100 %, son emmagasinement correspond donc à la surface totale des vides : c'est la surface dénoyée du drain S_{drain} ;

- le seuil de débordement (H_{seuil}) au-delà duquel le réservoir « drain karstique » déborde correspond à l'altitude du déversoir de la vasque, ce paramètre, mesuré sur le site, est fixé à 65 m NGF ;
- la hauteur d'eau⁶ initiale dans le drain (H_{d0}) a été fixée à l'altitude mesurée au moment du début de chaque simulation de cycle de pompage.

Paramètre et unité	Signification	Fixé / ajusté
S_{drain} (m ²)	Surface dénoyée du drain karstique	Ajusté
H_{seuil} (m)	Hauteur d'eau dans le drain au-delà de laquelle la source déborde	Fixé (altitude de la source : 65 m NGF)
H_{d0} (m)	Hauteur d'eau initiale dans le drain	Mesuré (niveau en début de simulation)

Tableau 5 : Paramètres du réservoir « drain karstique »

Sur la base des trois paramètres décrits ci-dessus et des débits d'échange entre les blocs et le drain calculés dans l'autre réservoir, le réservoir « drain karstique » calcule le niveau d'eau dans le drain (H_d) au moyen de la relation (éq. 2) et le débit de la source (Q_{source}) au moyen de la relation (éq. 1).

Les niveaux d'eau calculés dans le drain karstique pourront alors être comparés à ceux mesurés à la vasque.

4.2.2. Hydraulique du réservoir « blocs »

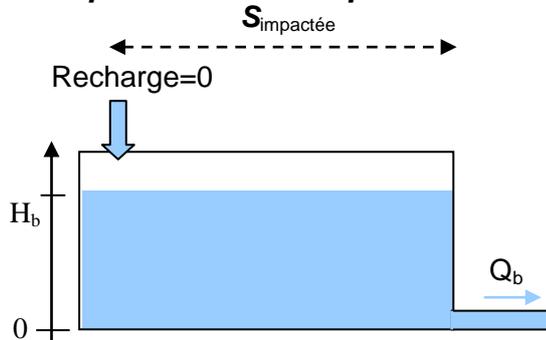
Fonctionnalités

Ce réservoir correspond aux blocs poreux (et/ou fissurés) et/ou aux systèmes annexes au drainage (SAD) situés entre les drains du réseau karstique. Ceux-ci alimentent le drain karstique selon une relation dépendant de la différence de charge hydraulique qui règne entre blocs et drain.

Le rôle de ce réservoir est de calculer la contribution des blocs au drain en période de pompage, suite au rabattement induit dans le drain karstique ou, à l'inverse, la contribution du drain aux blocs.

⁶ Au sein de ce chapitre, les termes « hauteur d'eau » et « niveau d'eau » sont fréquemment utilisés en tant que synonymes de « charge hydraulique » ou de « niveau piézométrique ».

Description mathématique



$$\frac{dH_b}{dt} = \frac{R - Q_b}{\phi S_{\text{impactée}}} \quad (\text{eq. 3})$$

avec : H_b : niveau d'eau dans les blocs (m)

$S_{\text{impactée}}$: surface du bassin d'alimentation (blocs) impactée par le pompage dans le drain (m^2)

Q_b : débit de contribution des blocs au drain (m^3/h)

R : recharge des blocs (m^3/h), $R = 0$ pendant les cycles de pompages considérés durant la période sèche

ϕ : porosité efficace moyenne des blocs (sans dimension)

Q_b est calculé au moyen de solutions analytiques décrites au chapitre suivant.

Outre les paramètres dépendant de la solution analytique employée pour le calcul du débit Q_b , ce réservoir est caractérisé par trois paramètres (Tableau 6) :

- la surface du bassin d'alimentation des blocs du système karstique impactée par le pompage est inconnue ; on a décidé d'utiliser la surface totale de l'impluvium, à savoir 110 à 130 km^2 ;
- la porosité efficace des blocs constitue un paramètre d'ajustement ;
- la hauteur d'eau initiale dans les blocs doit être fixée. Cependant, il est difficile d'identifier un piézomètre représentatif des « blocs » ;
- le réservoir « blocs » calcule le niveau d'eau moyen dans la matrice rocheuse fracturée autour des drains karstiques. Cependant, au vu des incertitudes sur H_{b0} et $S_{\text{impactée}}$ et de même sur le choix d'un piézomètre de référence pour ce réservoir, il a été décidé de ne pas caler le paramètre porosité efficace en comparant les hauteurs observées à celles simulées dans le réservoir « blocs ». Dans la suite, par souci de cohérence entre les deux réservoirs, il a été décidé de travailler avec une porosité efficace égale à l'emménagement dans une zone noyée considérée comme un aquifère libre.

Paramètre et unité	Signification	Fixé / ajusté
$S_{\text{impactée}}$ (m ²)	Surface du bassin d'alimentation du karst impactée par pompage	Inconnu (< 110-130 km ²)
ϕ (-)	Porosité efficace des blocs	Ajusté = S (emmagasinement)
H_{b0} (m)	Hauteur d'eau initiale dans les blocs	Inconnu
Autres paramètres	Selon la solution analytique utilisée pour calculer Q_b	Ajustés

Tableau 6 : Paramètres du réservoir « blocs »

4.2.3. Echanges entre les deux réservoirs

Le débit des blocs vers le drain évoluant en fonction des variations de différence de charge hydraulique entre blocs et drain, la solution analytique utilisée pour calculer les échanges entre les deux réservoirs est une solution de type potentiel imposé. Par ailleurs, il a été vu précédemment (Rapport AT1) que les courbes de rabattements pouvaient être simulées assez correctement par le modèle de Theis, à savoir avec une hypothèse d'écoulements radiaux autour des drains karstiques. Dès lors, la solution d'écoulements radiaux vers un puits artésien, initialement publiée par Jacon et Lohman (1952) est la plus adaptée⁷. Etant donnée sa complexité numérique, une version simplifiée par Perrochet (2005) a été implémentée dans le modèle.

L'évolution du débit Q en fonction du temps t , dans un puits artésien, dans lequel un potentiel h_0 est subitement imposé au moment $t = 0$ alors que prévalait une condition hydrostatique initiale H_0 est donnée par la relation suivante :

$$Q(t) = \frac{2\pi T}{\ln\left(1 + \sqrt{\frac{\pi T t}{S r_0^2}}\right)} (H_0 - h_0) \quad (\text{éq. 4})$$

Avec :

r_0 (m) : rayon du puits, ou, dans le cas présent, le rayon moyen des drains karstiques,

T (m²/s) : transmissivité de l'aquifère, les blocs dans le cas présent,

S (-) : emmagasinement de l'aquifère, les blocs dans le cas présent,

⁷ A noter qu'une solution considérant une géométrie d'écoulements linéaires vers une structure drainante de type tranchée a également été testée. Les résultats obtenus, décevants, sont brièvement décrits dans la section validation.

H_0 (m) : charge hydraulique initiale dans l'aquifère, dans les blocs par exemple,

h_0 (m) : charge hydraulique constante dans le puits, dans le drain dans le cas présent.

Cette solution a été obtenue pour une nappe captive par intégration de l'équation de Darcy avec les conditions initiales et aux limites suivantes (schématisées au sein de la Figure 35) :

$$H(r,0) = H_0 \qquad H(\infty, t) = H_0$$

et $H(r_0, t) = h_0$

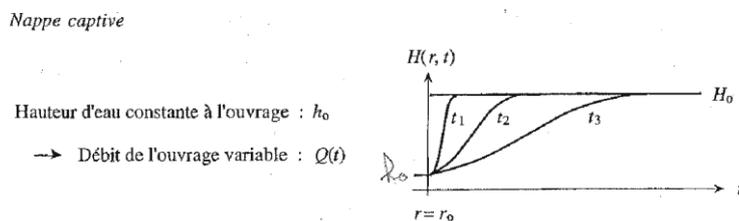


Figure 35 : Schéma d'un écoulement transitoire vers un puits de rayon r_0 , dont le potentiel, initialement à H_0 , est instantanément imposé à h_0 (le niveau piézométrique dans l'aquifère évolue au cours du temps t_1, t_2, t_3)

Cependant, cette solution analytique ne peut être appliquée aussi simplement au cas d'un drain karstique sollicité par un pompage. Dans tout système karstique, les conditions initiales avant pompage ne sont pas des conditions hydrostatiques de type $H(r,0) = H_0$ partout avec un débit nul des blocs vers le drain. Au contraire, il existe, initialement en $t = 0$, une différence de potentiel entre les blocs et le drain, à l'origine du débit s'écoulant à la source.

Dès lors, la relation (éq. 4) doit être appliquée « en perturbation » pour calculer le débit lié au rabattement supplémentaire $\langle H_b(t) - H_d(t) \rangle$, où les indices « b » et « d » font respectivement référence aux « blocs » et au « drain », par rapport à un rabattement initial $\langle H_{b0} - H_{d0} \rangle$ générant le débit naturalisé de la source Q_{nat} . De cette façon, le débit s'écoulant des blocs vers le drain peut s'écrire :

$$Q_b(t) = Q_{nat}(t) + \frac{2\pi T}{\ln\left(1 + \sqrt{\frac{\pi T t}{S r_0^2}}\right)} \langle H_b(t) - H_d(t) \rangle - \langle H_{b0} - H_{d0} \rangle \quad (\text{éq. 5})$$

Il s'agit de la somme du débit naturalisé du système (tarissement de la source en période sèche) lié à la différence initiale de potentiel entre drain et blocs et des débits additionnels générés par les variations de rabattement induites par le pompage.

En supposant que, durant un cycle de pompage, la variation de niveau dans les blocs est négligeable en face du rabattement total dans le drain :

$$H_b(t) - H_{b0} \approx 0$$

la relation (éq. 5) peut se simplifier comme suit :

$$Q_b(t) = Q_{nat} + \frac{2\pi T}{\ln\left(1 + \sqrt{\frac{\pi T t}{S r_0^2}}\right)} s_d(t) \quad (\text{éq. 6})$$

Où :

- $s_d(t) = H_{d0} - H_d(t)$ désigne le rabattement dans le drain, égal aussi au rabattement mesuré à la vasque ;

Dans la mesure où les rabattements imposés dans le drain par le pompage varient au cours du temps, la relation (éq. 6) a été mise en œuvre au moyen du principe de superposition. On peut se référer à Maréchal et al. (2008) pour plus de précisions.

4.3. RESULTATS DES MODELISATIONS

Le modèle a été testé sur plusieurs cycles de pompages observés ces dernières années et non perturbés par des pluies. Il a été initialisé avec le niveau d'eau observé dans la vasque à l'instant $t = 0$ choisi comme démarrage de la modélisation. Le débit naturalisé Q_{nat} a été calculé par l'approche Tempo avec la nouvelle courbe de tarage dite « intermédiaire » (§ 2.2.3. du présent rapport).

Les années 2006 et 2007 ont été choisies comme périodes de calibration car des données de débits horaires étaient disponibles en 2007, permettant un meilleur calage de certains paramètres comme nous le verrons dans la suite. Ensuite, le modèle a été validé sur les périodes 2001 et 2002.

4.3.1. Phase de calibration (2006-2007)

Les résultats de la phase de calibration sont présentés aux Figure 36 et Figure 37.

La simulation de 2006 débute le 9 avril 2006. Les niveaux observés et simulés possèdent une évolution similaire. Le niveau simulé reste stable aux environs du seuil, à savoir 65 m NGF, puis décroît au moment où le débit de pompage devient supérieur au débit naturalisé (lorsque la courbe verte passe sous la courbe rouge). Sur la Figure 36a, ce moment est symbolisé par un cercle noir à partir duquel le débit de sollicitation des réserves commence à apparaître (courbe bleue du bas).

La simulation de 2007 débute le 15 juin 2007 (Figure 37a). Elle est similaire à la précédente avec un décrochage des niveaux simulés qui apparaît dès les premières heures.

On observe, sur les deux graphes, que le niveau d'eau simulé dans le drain karstique tend sur le long terme vers les niveaux mesurés dans la vasque de la source du Lez. Ceci est satisfaisant. Cependant, au début des deux modélisations, on observe une baisse plus précoce des niveaux d'eau simulés. Ceci est dû à un décrochage des niveaux au moment où le débit naturalisé Q_{nat} devient inférieur au débit de pompage, c'est à ce moment précis que les niveaux simulés baissent.

Cet écart entre le modèle et les observations est lié à une représentation incertaine du débit naturalisé. Cependant, dans un tel hydrosystème exploité en permanence, il nous est impossible d'avoir précisément accès au débit naturel du système. Dès lors, il est nécessaire d'opérer un choix sur la période qu'il nous semble préférable de privilégier lors du calage. Nous avons choisi de calibrer le modèle sur le long terme de façon à mieux représenter les niveaux les plus bas. De plus, il nous semble logique de privilégier la calibration de ce modèle de simulation de la sollicitation des réserves sur la période où cette sollicitation est la plus forte, à savoir en fin de cycle de pompage au moment où la sollicitation des réserves devient nettement supérieure au débit naturalisé sur lequel pèse une incertitude.

En conséquence de ce choix de calibration sur les temps longs et les rabattements élevés, les erreurs relatives calculées pour chaque essai décroissent de façon significative avec le temps. Les erreurs moyennes données sont calculées sur les périodes concernées par la calibration. Celles-ci sont en moyenne respectivement de 6 et 14 % (Figure 36b et Figure 37b), décroissant avec le temps. Les oscillations sur les erreurs relatives sont liées aux variations horaires de débits de prélèvements non prises en compte dans ces modélisations ; ces variations ont toutefois été prises en compte pour calibrer la surface dénoyée du drain karstique (Figure 38).

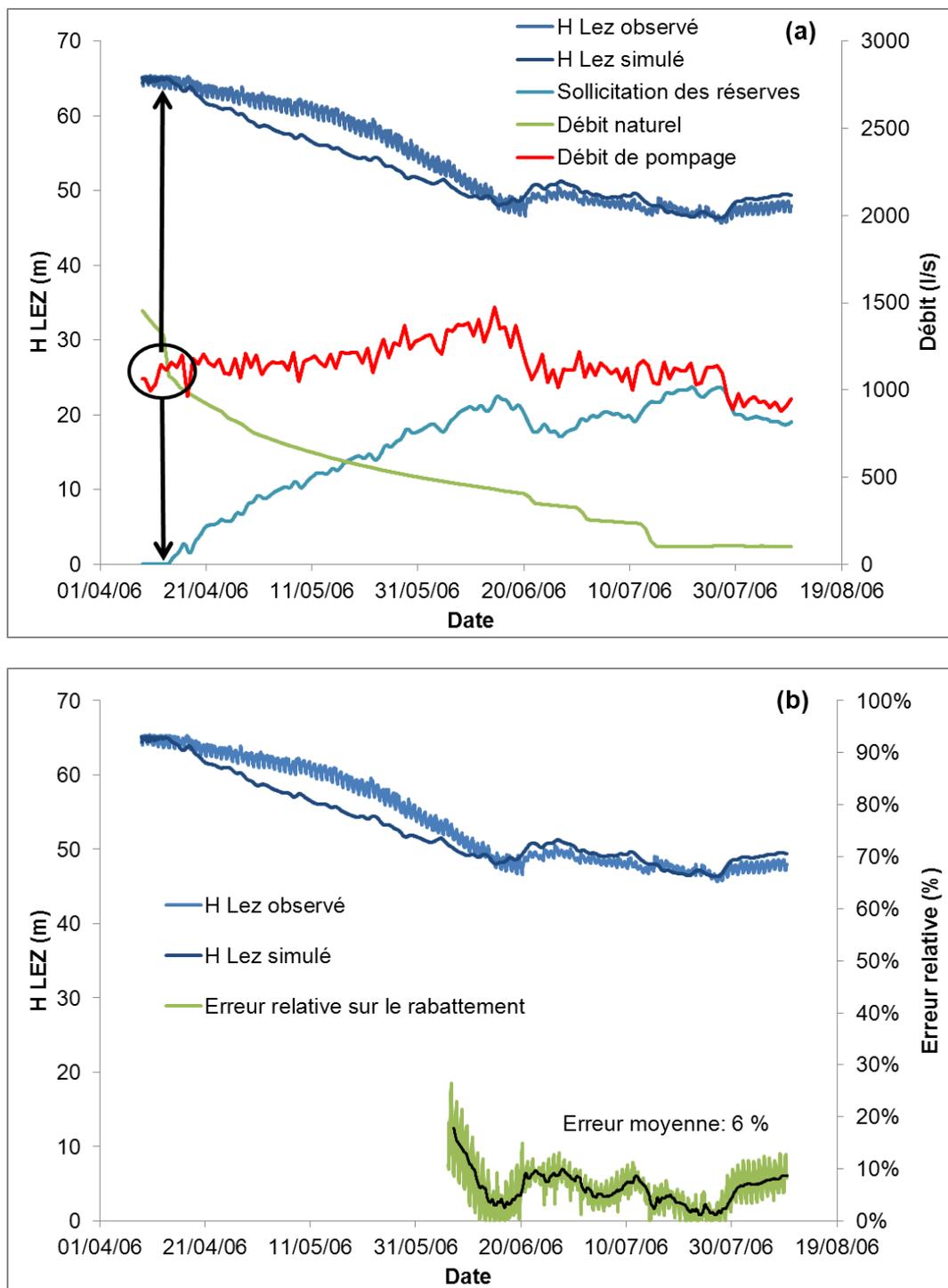


Figure 36 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.

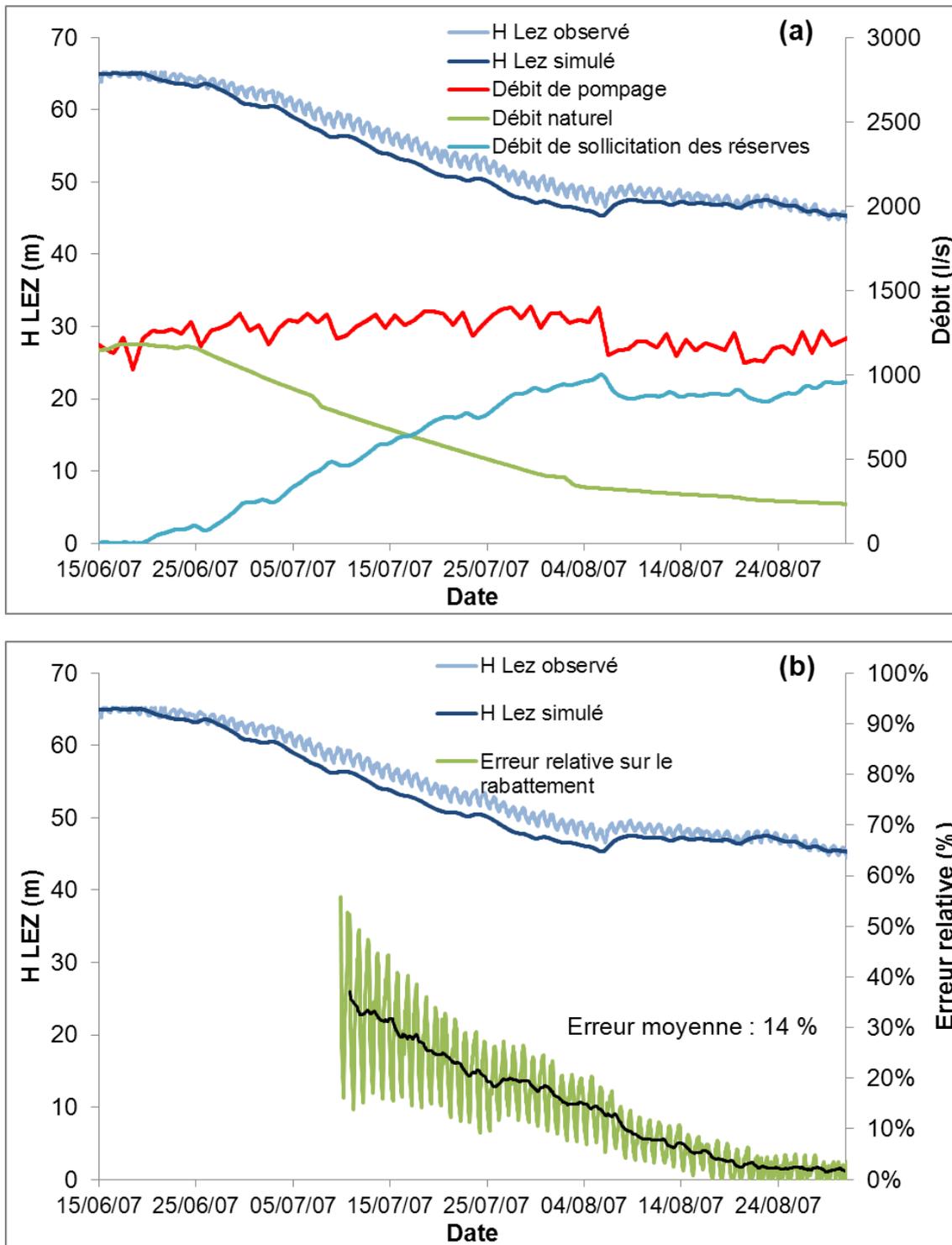


Figure 37 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.

Les paramètres ajustés avec ce modèle sont les suivants (Tableau 7).

Réservoir	Paramètre	Signification	Valeurs
Drain	S_{drain} (m ²)	Surface dénoyée du drain karstique	8000
	H_{seuil} (m)	Hauteur d'eau dans le drain au-delà de laquelle la source déborde	65
	H_{d0} (m)	Hauteur d'eau initiale dans le drain	variable
Blocs	$S_{\text{impactée}}$ (km ²)	Surface des blocs du karst impactée par les pompages	130
	ϕ (-)	Porosité efficace des blocs	0,01
	H_{b0} (m)	Hauteur d'eau initiale dans les blocs	variable
	T_b (m ² /s)	Transmissivité des blocs	$7 - 8 \times 10^{-2}$
	S_b (-)	Emmagasinement des blocs	0,01
	r_0 (m)	Rayon moyen des drains karstiques	1

Tableau 7 : Paramètres du modèle 3 (en gris, paramètres d'ajustement)

La surface dénoyée du drain karstique $S_{\text{drain}} = 8000 \text{ m}^2$ permet notamment d'ajuster de façon satisfaisante les oscillations journalières de niveaux d'eau liées aux fluctuations du débit de pompage. Sur la Figure 38, on observe que la meilleure simulation des oscillations journalières de niveau d'eau est obtenue avec une surface $S_c = 8000 \text{ m}^2$. Les valeurs plus élevées ($S_c = 20\,000 \text{ m}^2$ sur l'exemple) induisent des oscillations trop amorties alors que des valeurs plus faibles ($S_c = 4000 \text{ m}^2$ par exemple) induisent des oscillations trop fortes. Il n'est pas nécessaire de faire varier ce paramètre en fonction du niveau piézométrique au sein du drain, ce qui suggère l'absence de changement notable de sa porosité efficace (donc de sa géométrie) en fonction de la profondeur, au moins dans la gamme des niveaux piézométriques explorée dans le cadre des cycles étudiés.

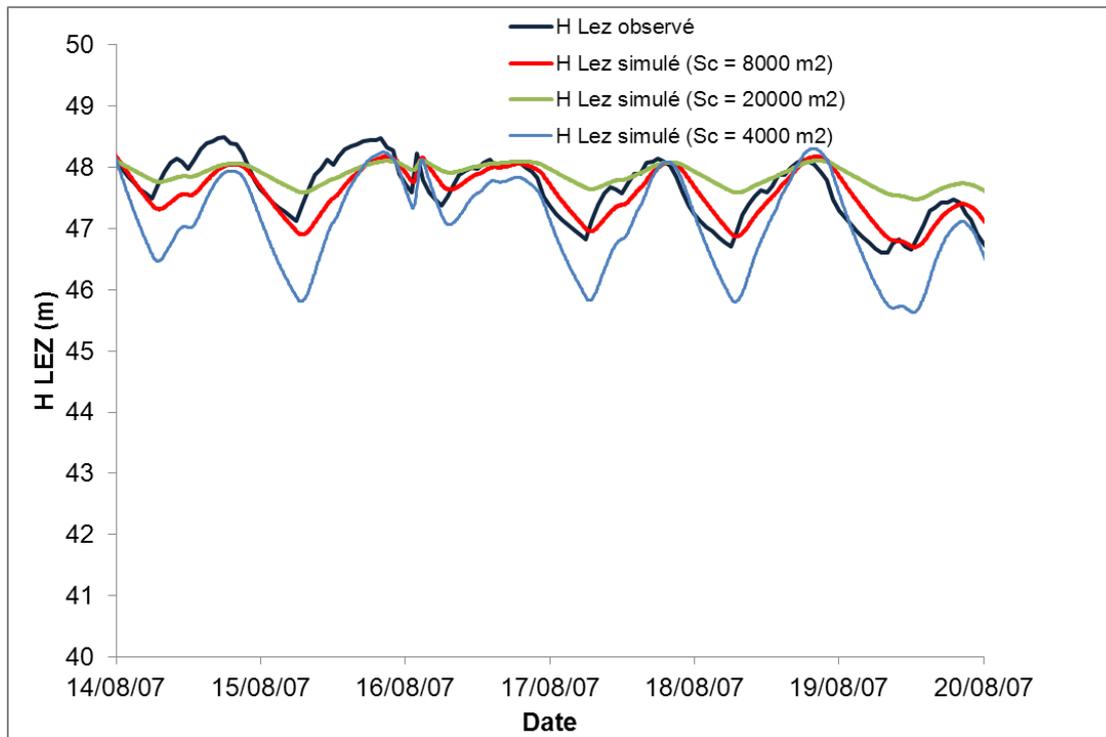


Figure 38 : Comparaison de trois simulations avec la surface dénoyée de drain variable

La transmissivité obtenue pour les blocs, T_b , oscille entre 7 et $8 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, valeur très élevée. Cependant, dans ce modèle à écoulement radial vers les drains, cette valeur de transmissivité élevée intègre la longueur du réseau de drains sollicité. Dès lors, la perméabilité correspondante est sans doute 2 à 3 ordres de grandeur inférieure (10^{-3} à 10^{-4} m/s).

L'emmagasinement $S_b = 0,01$ utilisé pour le calcul du débit de contribution des blocs est identique à la valeur de porosité efficace utilisée dans le calcul du rabattement dans les blocs. Cet ordre de grandeur de valeur de porosité correspond à une hypothèse de travail motivée par les résultats obtenus ($S = 0,0087$) lors de l'analyse de traitement du signal effectuée sur le piézomètre Laudou, considéré comme le plus représentatif du fonctionnement de la matrice fracturée. Les niveaux d'eau simulés au sein des blocs baissent à peu près deux fois trop lentement par rapport aux niveaux observés au sein du piézomètre Laudou. On peut en déduire que la superficie du karst impactée par le pompage est donc environ deux fois inférieure à la valeur utilisée, soit 65 km^2 au lieu de 130 km^2 .

Le rayon moyen des conduits constituant le réseau de drains karstiques est inconnu. Nous l'avons arbitrairement fixé à $r_0 = 1 \text{ m}$. Dans l'équation (6), ce terme intervient sous un logarithme, tout comme l'emmagasinement, son influence sur le résultat est donc faible.

Les paramètres retenus à l'issue de l'ajustement sont représentés ci-dessous sur le modèle conceptuel de l'aquifère (Figure 39).

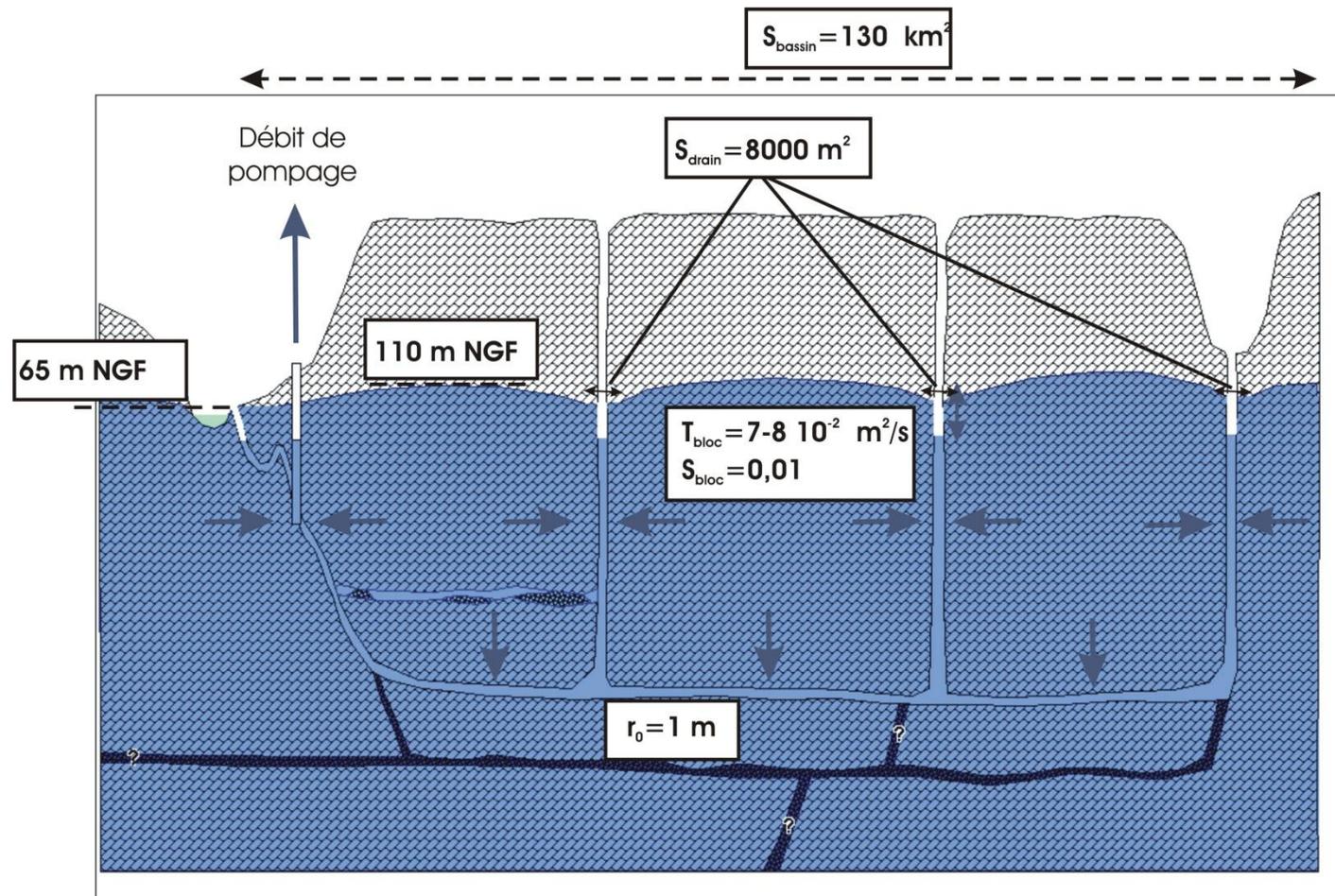
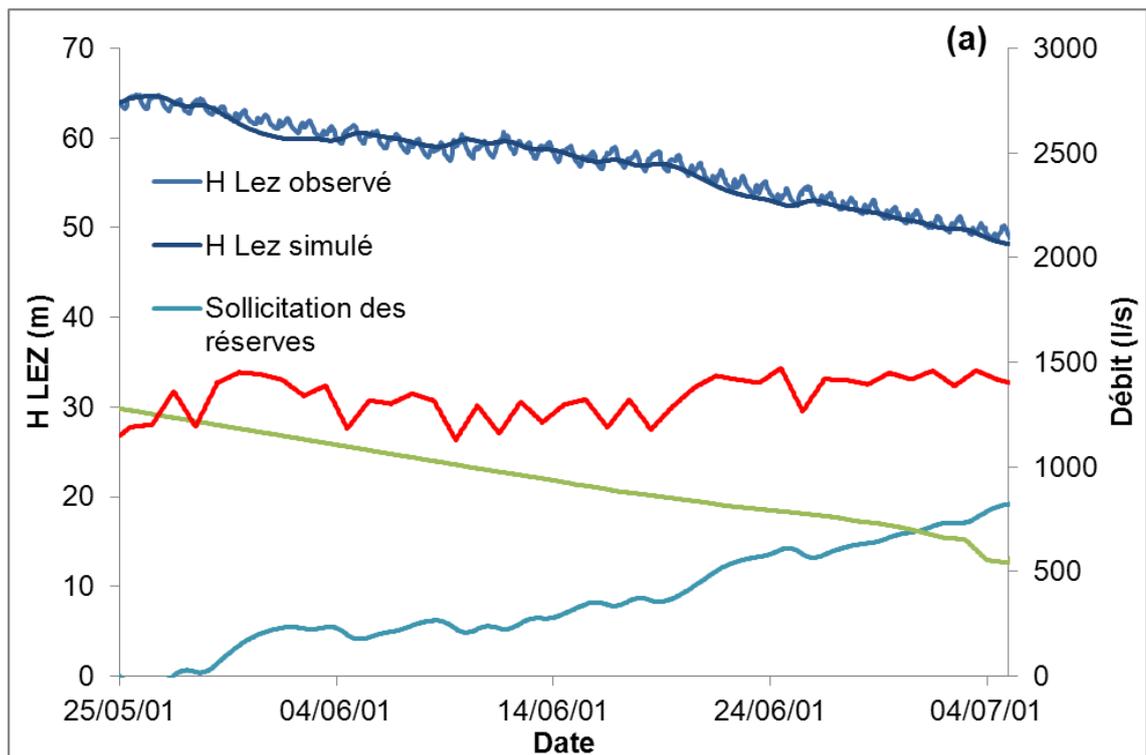


Figure 39 : Modèle conceptuel de l'aquifère karstique du Lez et paramètres utilisés pour le calage du modèle

4.3.2. Phase de validation (2001-2002-1998)

Les résultats de la phase de validation durant les périodes 2001 et 2002 sont présentés respectivement aux Figure 40 et Figure 41. On constate que les niveaux calculés évoluent très similairement aux niveaux mesurés, avec respectivement des erreurs relatives moyennes de 9 et 15 % pour les rabattements significatifs. Ceci permet de valider le modèle mathématique dans la gamme des niveaux d'eau observés, c'est-à-dire entre 65 et 45 m NGF. L'utilisation du modèle pour des niveaux d'eau inférieurs à 45 m NGF implique l'hypothèse que le milieu se comporte similairement d'un point de vue hydrodynamique dans ces conditions de basses eaux.

Pour mémoire, un modèle à écoulements linaires vers une structure drainante de type tranchée a également été testé. Contrairement à la solution radiale, il ne permet pas de simuler de façon aussi satisfaisante les rabattements observés en maintenant des paramètres de calage dans une faible gamme de variation d'un cycle hydrologique à un autre. La solution radiale a donc été retenue.



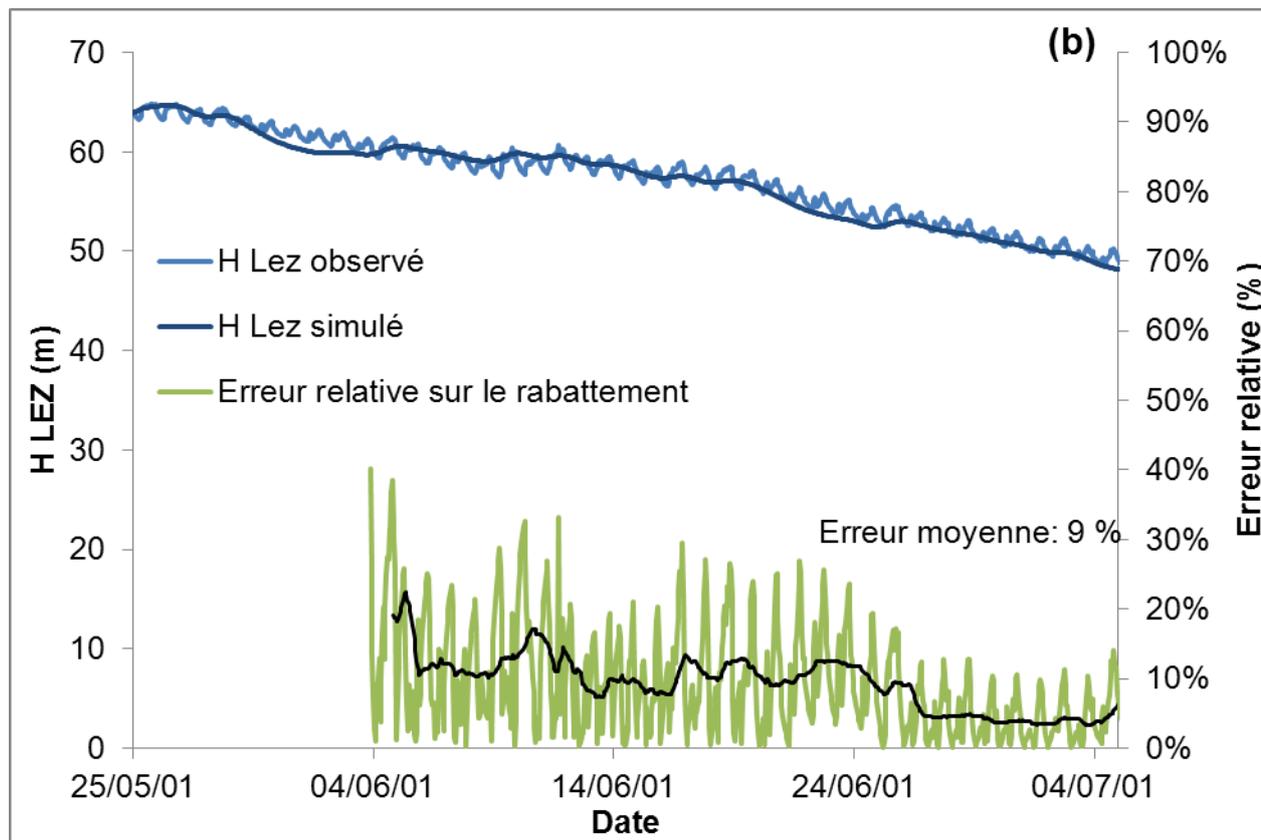


Figure 40 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabatement simulé est également représentée.

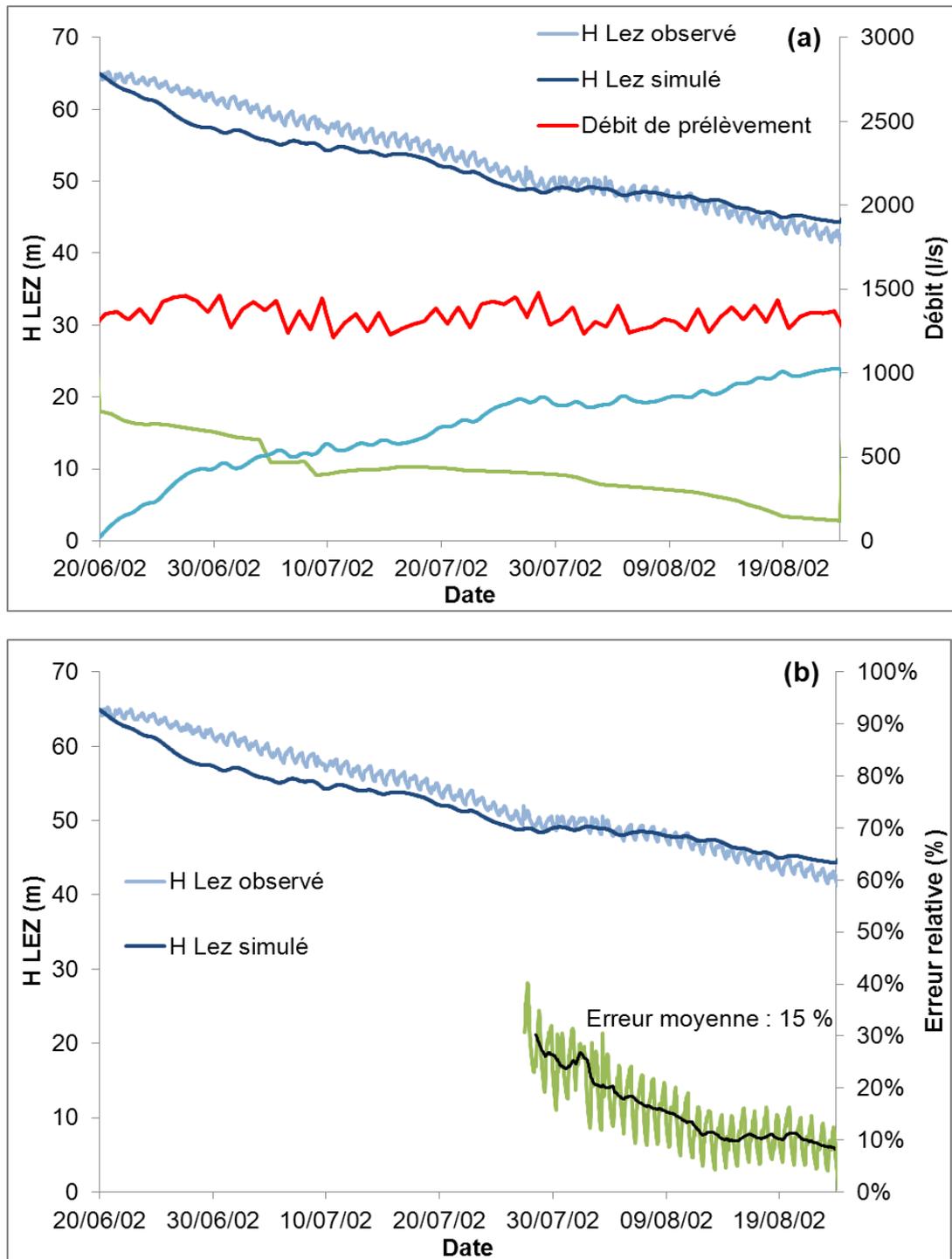


Figure 41 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 2001. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.

Il faut noter qu'à cette période, les débits de pompages horaires n'étaient pas disponibles, ce qui explique que les fluctuations journalières de niveau d'eau ne peuvent être simulées par le modèle.

Comportement en très basses eaux et erreurs relatives

Afin d'observer le comportement du modèle dans des conditions de très basses eaux (<45 m NGF), nous avons exploré les années durant lesquelles les niveaux d'eau mesurés à la vasque ont baissé en-dessous de ce niveau. Malheureusement, chacune des récessions observées jusqu'à ce niveau a été perturbée à un moment ou un autre par un épisode de pluie (pour rappel, le modèle POKA n'est pas adapté à la prise en compte des phases de recharge de l'aquifère) ou par une baisse du débit naturalisé calculé non synchronisée avec la baisse de niveau observé à la vasque. Cependant, l'année 1998 est sans aucun doute la moins perturbée par des pluies et comporte une bonne synchronisation des signaux. Même si ces conditions diffèrent des conditions optimales d'utilisation du modèle, celui-ci a été testé sur cette période (Figure 42). L'erreur relative moyenne de cette simulation est de 7 % pour les rabattements significatifs (niveau d'eau inférieur à 50 m NGF). Sur la fin de la simulation, pour des niveaux proches de 40 m NGF, l'erreur relative est de l'ordre de 10 %. Sur l'ensemble des années testées (1998-2001, 2002, 2006 et 2007), l'erreur relative en fin de simulation pour des rabattements significatifs est systématiquement inférieure ou égale à 10 %. Nous considérons qu'il est raisonnable de retenir cette valeur de 10 % d'erreur relative sur les rabattements simulés (soit 2,5 m pour un rabattement de 25 m, c'est-à-dire un niveau dans la vasque à 40 m NGF) pour des niveaux d'eau compris entre 40 et 65 m NGF. Au-delà, c'est-à-dire pour des niveaux en-dessous de 40 m NGF, les résultats fournis par le modèle devront être considérés avec prudence car en-dehors de la gamme de calibration et validation du modèle.

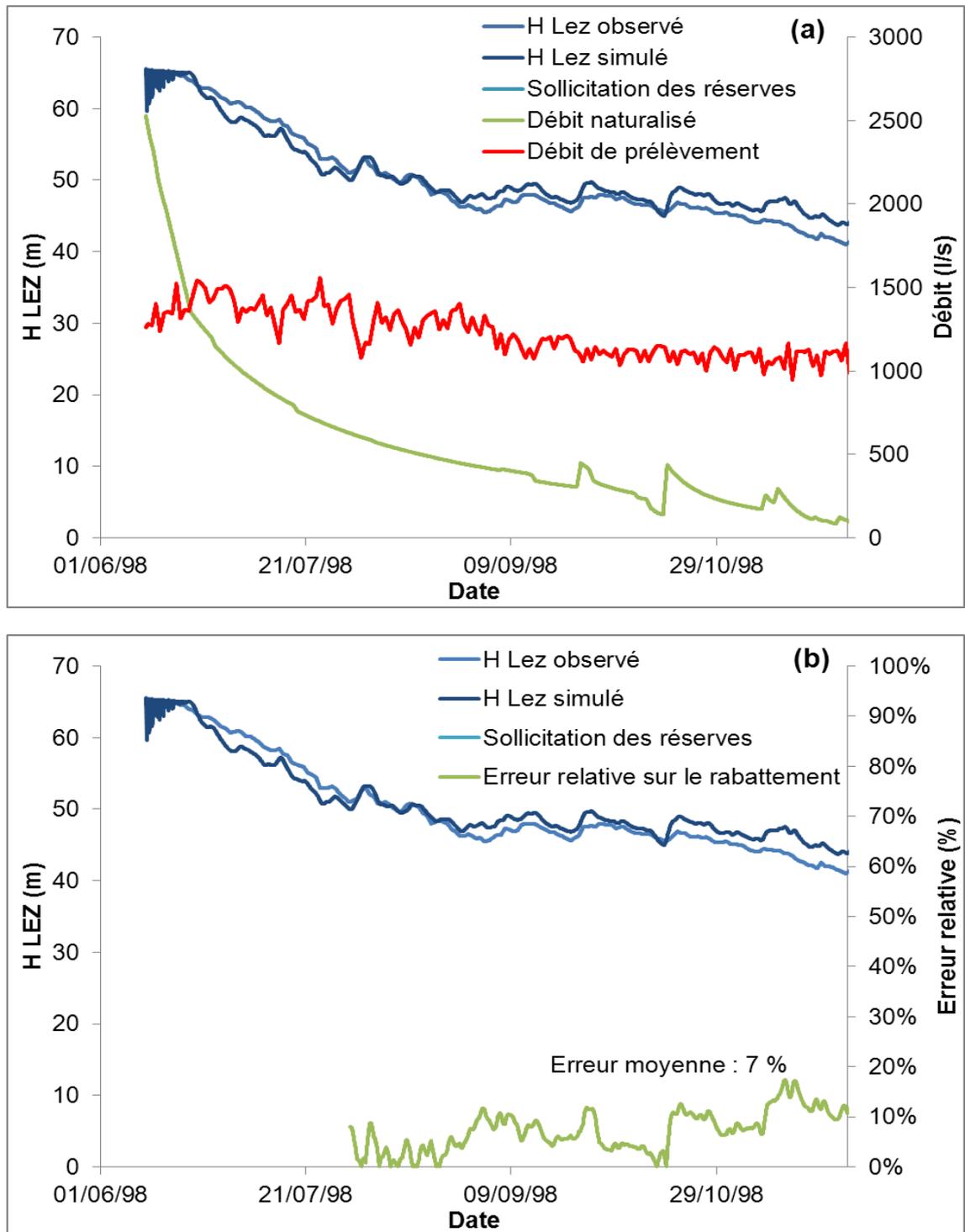


Figure 42 : Evolution des niveaux d'eau observés et simulés pendant le cycle de pompage de 1998. (a) Les débits naturalisés, de pompages et de sollicitation des réserves sont également représentés. (b) L'erreur relative sur le rabattement simulé est également représentée.

4.4. SYNTHÈSE

Le modèle POKA, développé à un pas de temps horaire, est adapté à la simulation de cycles de pompages au sein de l'aquifère du Lez en période sèche. Il est calibré et validé avec une erreur relative de 10% sur le rabattement dans une gamme de niveaux d'eau comprise entre 40 et 65 m NGF. Les résultats des simulations en-dehors de cette gamme devront être considérés avec prudence. Ce modèle ne peut être utilisé sur le long terme et prendre en compte des épisodes de pluie par exemple. Il sera utilisé pour simuler l'impact sur le niveau d'eau dans le conduit karstique de scénarios de pompages sur la source du Lez.

5. Modèle hydrogéologique distribué : mise en place et calibration

Le modèle hybride distribué est réalisé avec le logiciel FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW) [Diersch, 1998a]. Le réseau de drainage karstique est représenté par des éléments discrets monodimensionnels qui sont couplés à une matrice tridimensionnelle représentative des blocs fracturés en supposant que les charges hydrauliques sont continues. Seul le réseau principal de drainage (et d'exutoires) a été pris en compte.

Ce modèle a été développé dans le cadre de la thèse de Naomi Mazzilli (2011) portant sur la sensibilité et l'incertitude de modélisation sur les bassins versants méditerranéens à forte composante karstique.

5.1. CONFIGURATION DU MODELE

5.1.1. Géométrie du Modèle

Le modèle couvre une étendue de 1110 km² qui s'étend entre la faille des Cévennes au Nord, le pli de Montpellier au Sud, et les rivières de l'Hérault et du Vidourle à l'Ouest et à l'Est respectivement. La modélisation géologique 3-D a été réalisée à l'aide du logiciel GMS [Owen et al.1996]. Du sommet à la base des séries, les unités géologiques suivantes sont représentées dans le modèle géologique 3-D (Figure 43):

- l'aquitard superficiel qui comprend l'Hauterivien et les unités du Quaternaire. Les unités de l'Hauterivien supérieur et du Lutétien qui peuvent être considérées comme déconnectées de l'aquifère du Lez ne sont pas prises en compte dans cette analyse ;
- l'aquifère perché qui comprend les unités du Valanginien supérieur jusqu'aux formations de l'Hauterivien du synclinal de Sauteyrargues. Les aquifères du causse de l'Hortus et du bassin de Liouc ne sont pas considérés ;
- le toit de l'aquifère qui correspond à l'unité marneuse du Valanginien inférieur ;
- l'aquifère du Lez comprend les unités du Jurassique supérieur et du Berriasien inférieur. Les unités du Jurassique moyen et inférieur (partiellement séparées de l'unité Jurassique supérieur par la série de l'oxfordo-Callovien) sont négligées. A noter que le synclinal de Sauteyrargues, qui correspond à l'aquifère perché, est relié à l'aquifère du Lez par l'intermédiaire de la faille de Corconne.

L'unité "aquifère du Lez" est divisée en deux couches:

- une couche "épikarst" avec une forte conductivité hydraulique ;
- une couche "aquifère profond".

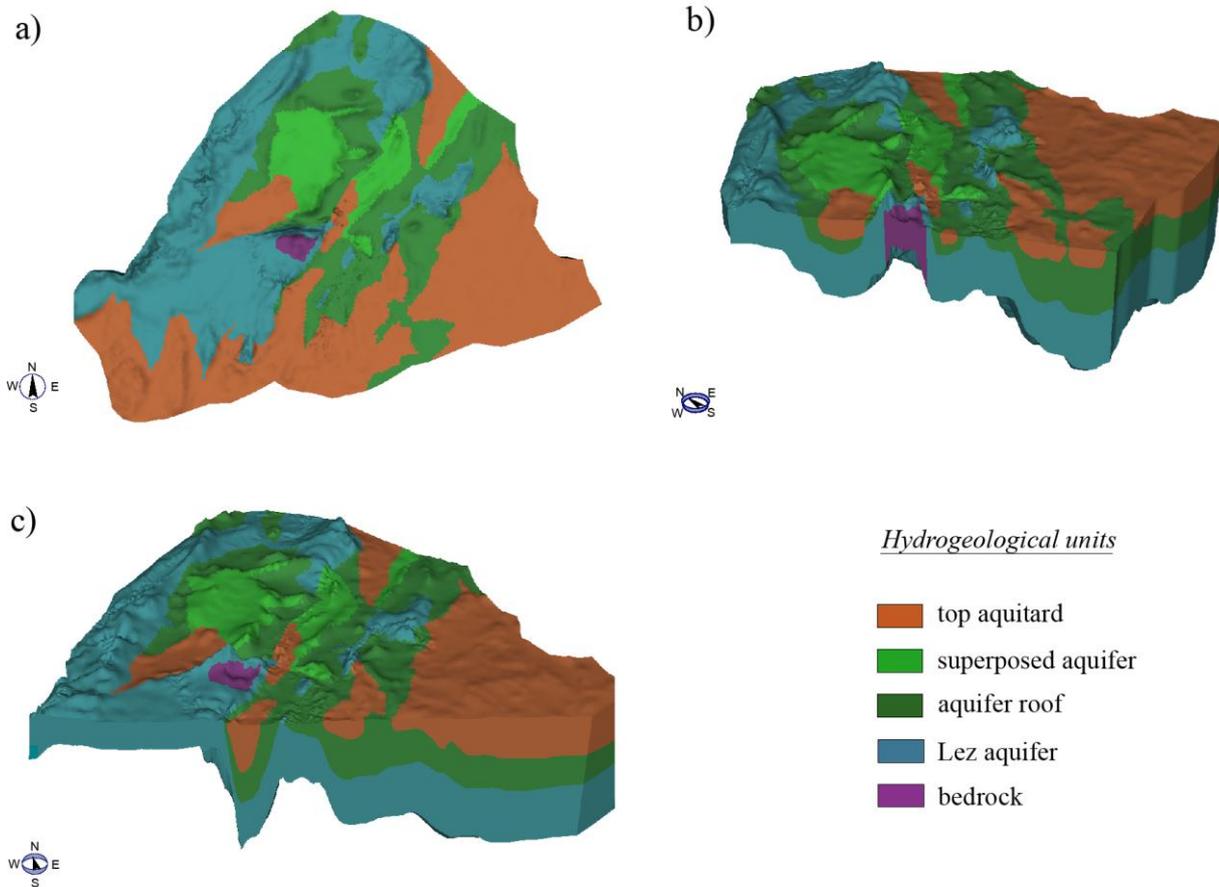


Figure 43 : Géométrie du modèle: a) vue en plan, b-c) vue en coupe des unités hydrogéologiques.

5.1.2. Equations des écoulements

Écoulement dans la matrice fracturée. L'écoulement dans la matrice poreuse et fracturée obéit à la loi de Darcy.

Écoulement dans les conduits. L'écoulement dans les conduits karstiques est modélisé à l'aide de l'onde diffusive, issue d'une approximation des équations de Saint-Venant. Les équations de Saint-Venant sont des équations différentielles partielles, fondées sur la conservation de la masse et du moment ; elles sont couramment utilisées pour décrire les écoulements à surface libre dans des canaux découverts [Chow, 1959]. Pour des régimes d'écoulement faibles à modérés, les termes inertiels peuvent être négligés par rapport aux termes gravitationnels, à la friction et la pression. Par ailleurs, la viscosité et le cisaillement à l'interface air/fluide peuvent être négligés par rapport aux contraintes de cisaillement à l'interface roche/fluide.

Dans le modèle, les éléments discrets représentatifs des conduits karstiques sont considérés comme totalement saturés ; ils sont désactivés dès qu'un nœud est asséché (charge hydraulique plus faible que la cote du nœud).

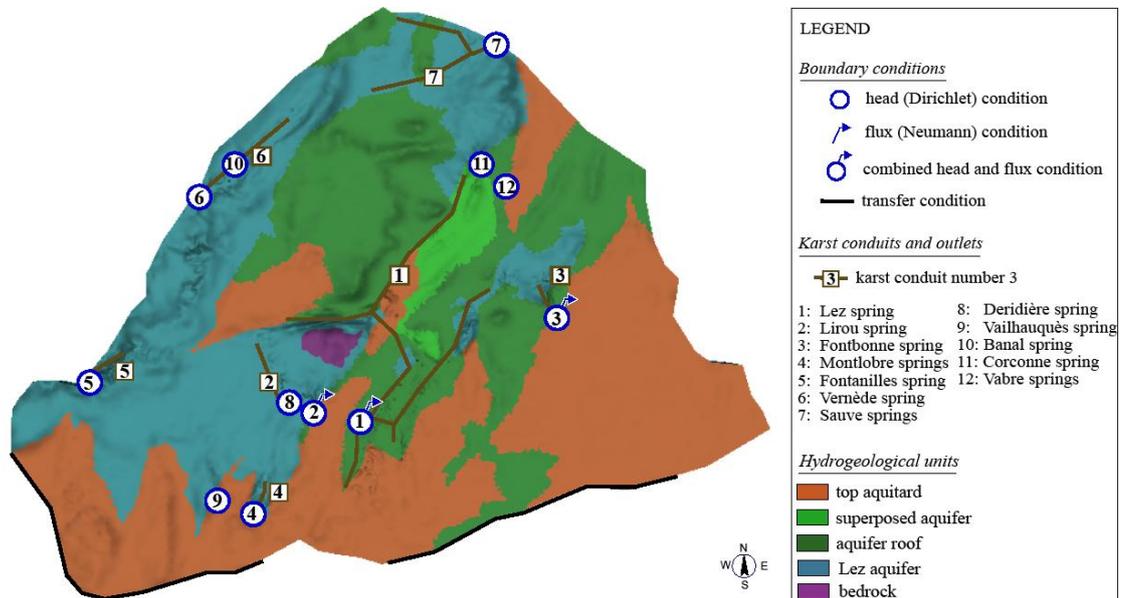


Figure 44 : Configuration du Modèle, étendue du modèle, conditions aux limites (voir aussi Tableau 9) et réseau de conduits karstiques modélisés.

5.1.3. Réseau de conduits karstiques

Les conduits karstiques modélisés, ainsi que les différents exutoires de l'hydrosystème sont présentés dans la Figure 44. Les éléments représentatifs des conduits karstiques sont situés en profondeur dans l'unité "aquifère du Lez", à l'interface entre la couche "épikarst" et la couche "aquifère profond".

5.1.4. Recharge et conditions aux limites

La recharge est considérée comme étant diffuse. Néanmoins, la concentration de l'infiltration est assurée par la couche "épikarst" en lui attribuant une conductivité hydraulique forte, tel que proposé par Kiraly, 1998. Les précipitations sur les couches imperméables ne sont pas considérées et l'infiltration concentrée provenant du ruissellement sur les terrains imperméables est négligée.

Les différents exutoires de l'hydrosystème karstique sont pris en compte en considérant une condition de charge imposée combinée à une contrainte sur le flux. La charge hydraulique est égale au niveau de débordement de l'exutoire tant que le flux calculé est positif (ie, débit sortant de l'hydrosystème). Lorsque le flux calculé devient négatif, alors la condition de charge imposée à la limite devient une condition de flux nul. La condition de charge imposée (limite exfiltrante) est à nouveau activée lorsque la

charge hydraulique calculée atteint à nouveau le niveau de débordement de l'exutoire. Lorsque l'exutoire karstique est utilisé pour l'approvisionnement en eau (cas de la source du Lez), le minimum de flux imposé correspond au prélèvement par pompage. Les différentes conditions aux limites sont résumées dans le Tableau 9.

Le drainage au travers du pli de Montpellier est modélisé par une condition de flux (voir Figure 44). Les flux sortants associés à cette condition à la limite de transfert sont calibrés durant la phase de simulations en régime permanent.

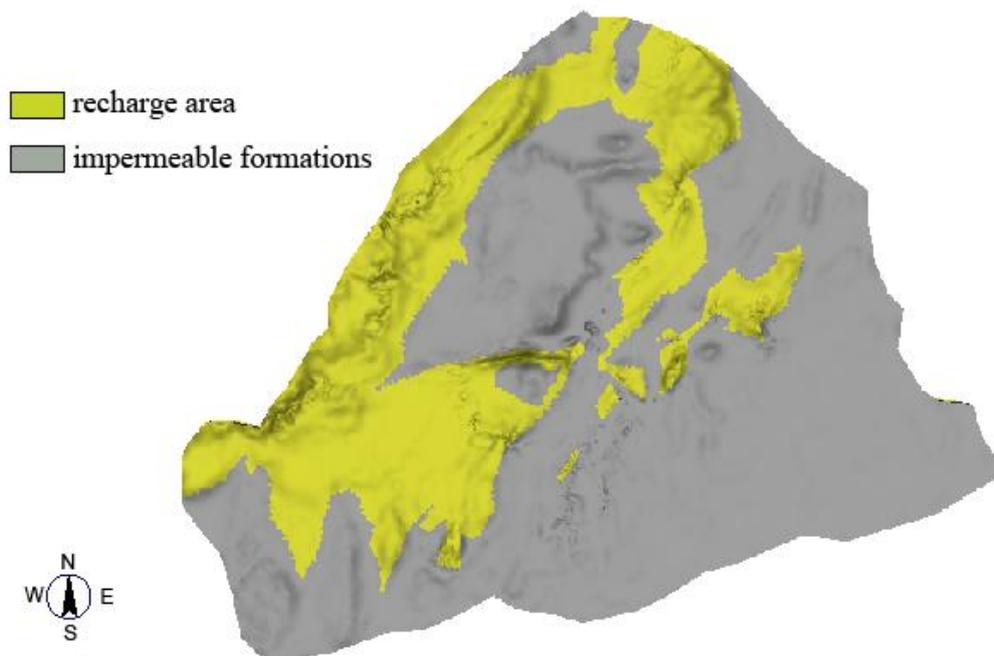


Figure 45 : Géométrie du modèle: aire de recharge (jaune) et frontières imperméables (en gris).

Exutoire	Charge hydraulique	Flux Sortant
1 – Source du Lez	65m NGF	1,10 m ³ /s
2 - Source du Lirou	90m NGF	0,45 m ³ /s
3 - Source de Fontbonne	55m NGF	0,03 m ³ /s
4 - Source de Montlobre	85m NGF	0 m ³ /s
5 - Source des Fontanilles	90m NGF	0 m ³ /s
6 – Source Vernède	110m NGF	0 m ³ /s
7 - Source de Sauve	94.5m NGF	0 m ³ /s
8 – Source de La Deridière	132m NGF	0 m ³ /s
9 - Source de Vailhauquès	167m NGF	0 m ³ /s
10 - Source du Mas de Banal	140m NGF	0 m ³ /s
11 - Source de Corconne	132m NGF	0 m ³ /s
12 - Source Vabre	108m NGF	0 m ³ /s

Tableau 8 : Conditions aux limites et contraintes de flux associées aux exutoires karstiques. La charge imposée est liée au niveau de débordement de la source. La contrainte sur le flux dépend des pompages effectués à l'exutoire ou du débit moyen interannuel.

5.1.5. Modèle numérique

Un maillage de 550 000 éléments tétraédriques est généré automatiquement avec l'algorithme triangle [Shewchuk, 1996]. Le maillage est raffiné autour des éléments discrets représentatifs des conduits (voir Figure 46). Les éléments ont une taille comprise entre 30 et 300m. Le maillage est lissé à l'aide d'un opérateur laplacien uniforme. Les équations sont résolues selon un schéma de type Galerkin, au moyen du solveur algébrique multigrille SAMG [Stüben et al., 2003].

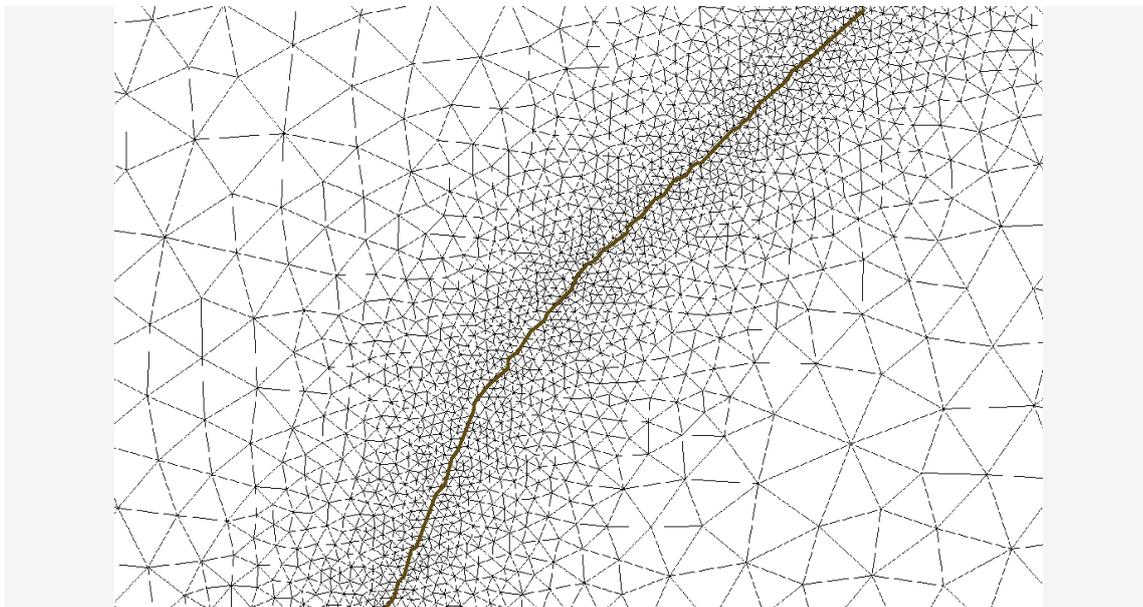


Figure 46 : Raffinement de maillage autour du réseau de conduits. Les éléments ont une taille comprise entre 30 mètres au voisinage du conduit karstique jusqu'à une taille moyenne de l'ordre de 300 mètres.

5.2. CALIBRATION EN REGIME PERMANENT

5.2.1. Objectif de la calibration en régime permanent

Cette calibration a pour objectif d'estimer :

1. les propriétés hydrodynamiques des différentes unités hydrogéologiques (conductivité hydraulique effective),
2. les propriétés hydrauliques des conduits karstiques (surface de la section transversale),
3. l'ordre de grandeur du flux sortant au niveau de la condition à la limite associée au pli de Montpellier (charge hydraulique et condition de transfert).

Le coefficient de rugosité, la longueur et l'emplacement des conduits karstiques ne sont pas pris en compte dans la calibration des paramètres. La calibration est réalisée en tenant compte du flux moyen sortant au niveau des principales sources karstiques. Cette calibration en régime permanent vise ainsi à fournir une estimation des différents paramètres hydrodynamiques et hydrauliques.

5.2.2. Recharge et conditions aux limites en régime permanent

Recharge : la recharge en régime permanent est basée sur la pluviométrie moyenne calculée pour la période allant d'octobre 1998 à octobre 2008. Treize pluviomètres sont utilisés pour cette détermination. Une évapotranspiration annuelle moyenne de 450mm est soustraite à cette pluviométrie moyenne brute. La recharge est considérée comme étant nulle au droit des formations imperméables.

Conditions aux limites en régime permanent : les conditions aux limites pour la modélisation de l'hydrosystème karstique sont résumées dans le Tableau 8 et la Figure 44. Les paramètres (flux sortant) associés à la condition de transfert au niveau du pli de Montpellier sont déduits de la phase de calibration.

5.2.3. Résultats de la calibration en régime permanent

Le champ de potentiels hydrauliques simulés dans les formations jurassiques est présenté dans la Figure 47 et les débits sortants simulés sont donnés dans le Tableau 10. Les flux sortants associés aux conditions aux limites de type transfert sont donnés dans le Tableau 9. Le coefficient de rugosité des différents conduits karstiques a été ajusté à $30\text{m}^{1/3}/\text{s}$ tel que proposé par [Jeannin et Maréchal, 1995]. Les sections de conduit karstique retenues pour la calibration sont présentées dans le Tableau 12.

<i>Limite</i>	<i>Charge hydraulique</i>	<i>Flux Sortant</i>
Pli Ouest de Montpellier	55m NGF	43 m ³ /s
Pli Est de Montpellier	25m NGF	43 m ³ /s

Tableau 9 : Résultats de la calibration en régime permanent. Paramètres pour les conditions aux limites associées au pli de Montpellier.

<i>Exutoire</i>	<i>Flux sortant</i>
Source du Lez	2,03 m ³ /s
Source du Lirou	0,48 m ³ /s
Source de Fontbonne	0,20 m ³ /s
Source de Montlobre	0,15 m ³ /s
Source des Fontanilles	0,50 m ³ /s
Source Vernède	0,49 m ³ /s
Source de Sauve	0,66 m ³ /s
Pli Ouest de Montpellier	0,42 m ³ /s
Pli Est de Montpellier	0,07 m ³ /s

Tableau 10 : Résultats de la calibration en régime permanent: flux sortant moyen annuel

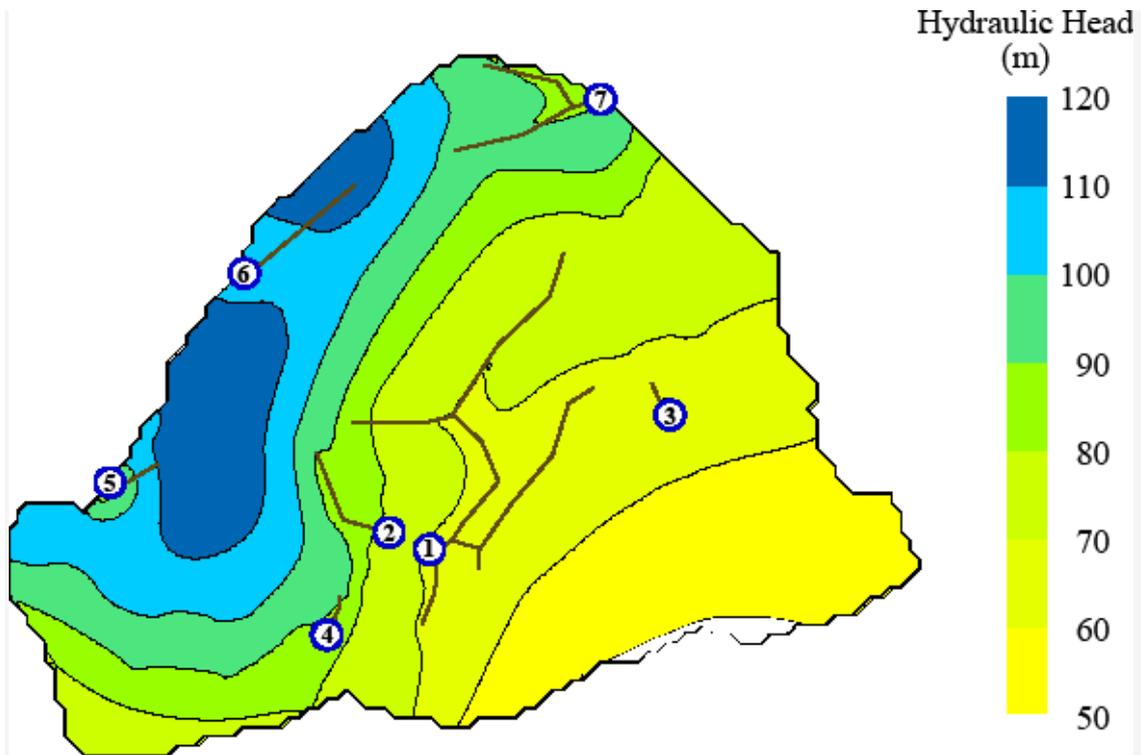


Figure 47 : Résultats de la calibration en régime permanent. Charge hydraulique au sein des formations du Jurassique.

Unités hydrogéologiques	Conductivité hydraulique (m/s)
Aquitard superficiel	10^{-8}
Aquifère perché	10^{-5}
Toit de l'aquifère	10^{-8}
Aquifère du Lez – couche "épikarst"	5.10^{-5}
Aquifère du Lez – couche "profonde"	10^{-5}

Tableau 11 : Résultats de la calibration en régime permanent - propriétés hydrodynamiques

Numéro du conduit karstique	Section effective du conduit (m ²)
1 - Système Lez	4
2 - Système Lirou	3
3 - Système Fontbonne	0.5
4 - Système Montlobre	1
5 - Système Fontanilles	1
6 - Système Vernade	1
7 - Système Sauve	1

Tableau 12 : Résultats de la calibration en régime permanent : sections des conduits karstiques. Voir la Figure 43 pour le numéro de référence des conduits karstiques

5.3. SIMULATION EN REGIME TRANSITOIRE

5.3.1. Estimation de la recharge

Treize stations pluviométriques de Météo-France sont utilisées pour le calcul de la recharge. Elle est calculée sur la base des données pluviométriques journalières, de la façon suivante:

1. les lacunes dans les données pluviométriques sont comblées au moyen d'une régression multi-linéaire ; la qualité de la reconstruction des données peut être estimée en analysant la régression sur la partie des chroniques sans lacunes (cf Figure 48) ;
2. l'évapotranspiration potentielle journalière (ETP) est estimée au moyen de la formule Hargreaves [Hargreaves, 1994; Hargreaves et Samani, 1985],
3. l'évapotranspiration journalière (ET) est estimée comme étant une fraction de l'ETP journalière : $ET = \alpha \text{ ETP}$; le coefficient α est supposé variable au cours du cycle hydrologique et il est défini de sorte que le cumul des évaporation journalière soit en accord avec une évapotranspiration annuelle de l'ordre de 450mm. L'évapotranspiration réelle et de référence sont présentées dans la Figure 49.
4. la recharge (précipitations efficaces) est calculée pour chaque station pluviométrique en faisant la différence entre précipitations et évapotranspiration,
5. la recharge est interpolée sur toute l'étendue du modèle en considérant les précipitations efficaces des différentes stations et est considérée comme nulle sur la zone recouverte par les formations imperméables.

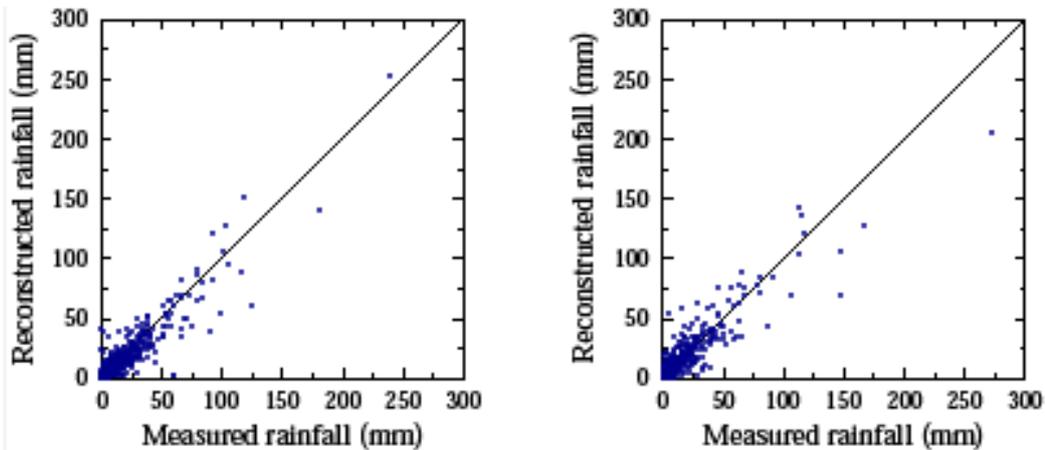


Figure 48 : Comblement des lacunes dans les données de précipitations. Précipitations mesurées en fonction des précipitations calculées par régression multi-linéaire pour les stations: a) de Saint-Hippolyte-du-Fort, et b) de Montpellier.

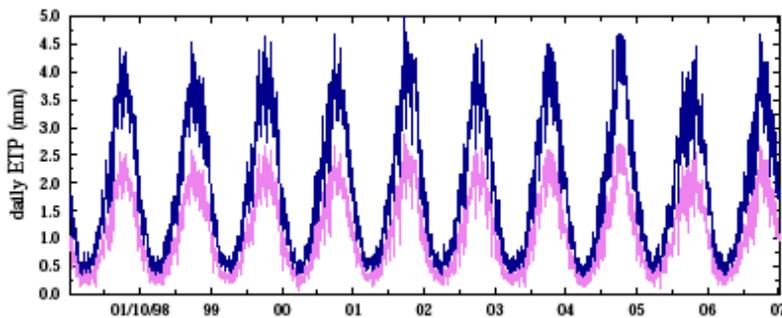


Figure 49 : Evapotranspiration de référence (bleu) et réelle (violet) d'après la formule de Hargreaves [Hargreaves, 1994]. L'évapotranspiration réelle est considérée comme étant égale à $\alpha = 57\%$ de l'évapotranspiration de référence.

5.3.2. Les conditions initiales

La charge hydraulique initiale est calculée de la façon suivante:

1. pour le modèle en régime permanent la recharge distribuée est multipliée par un facteur k , calibré de façon empirique de sorte que le niveau d'eau simulé à la source du Lez corresponde au niveau de l'eau mesuré au début de la calibration en régime transitoire ;
2. la distribution du champ de potentiels hydrauliques résultant de la simulation en régime permanent est utilisée comme entrée du modèle transitoire.

5.3.3. Propriétés d'emmagasinement

Le Tableau 13 donne les valeurs des propriétés d'emmagasinement utilisées pour la simulation en régime transitoire :

Variable	Unité hydrogéologique	Valeur
Porosité de drainage	Formations aquitards	2%
Porosité de drainage	Formations aquifères	0,2%
Emmagasinement	Formations aquitards	$10^{-5}m^{-1}$
Emmagasinement	Formations aquifères	$10^{-6}m^{-1}$

Tableau 13 : Simulation en régime stationnaire. Propriétés d'emmagasinement.

5.3.4. Résultats des simulations en régime transitoire

Le début de simulation en régime transitoire correspond au 28 Janvier 1999. Sont représentés Figure 50, Figure 51 et Figure 52 :

- l'évolution de la charge hydraulique et des flux sortants aux exutoires principaux de l'hydrosystème karstique ;
- les débits moyens simulés à l'exutoire des principaux sous-systèmes ainsi que le ratio entre ce flux et l'ensemble des flux sortant du domaine modélisé pour la période allant d'août 1999 à août 2000 ;
- la charge hydraulique ainsi que les débits simulés en fonction de la charge hydraulique et des débits mesurés à la source du Lez.

Les principales différences entre comportement hydrodynamique observé et simulé sont les suivantes :

- sous-estimation des valeurs de débit pour les pics de crues aux sources du Lirou et du Lez, ainsi que, probablement, aux sources des Fontailles et de Sauve ;
- représentation moyenne de l'alternance entre périodes de débordement et de non-débordement pour la plupart des exutoires : la durée des périodes de débordement est légèrement surestimée, ce qui se traduit par une simulation de la charge hydraulique de moindre qualité durant les périodes d'étiage ;
- légère surestimation des débits à la source du Lez pour la période de référence allant d'août 1999 à août 2000 (Voir Tableau).

Sous Système	Débit moyen (m ³ /s)	Ratio
Lez	2,03	39%
Lirou	0,57	11%
Fontbonne	0,21	4%
Montlobre	0,19	4%

Fontanilles	0,57	11%
Vernède	0,47	9%
Sauve	0,60	12%
Pli Ouest de Montpellier	0,43	8%
Pli Est de Montpellier	0,08	2%

Tableau 14 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Charge hydraulique et débits aux exutoires principaux de l'hydrosystème karstique. Débits moyens simulés à l'exutoire des principaux sous-systèmes et ratio entre ce flux et l'ensemble des flux sortant du domaine modélisé pour la période allant d'août 1999 à août 2000. Durant cette période le flux moyen sortant à la source du Lez est de $1.7\text{m}^3/\text{s}$.

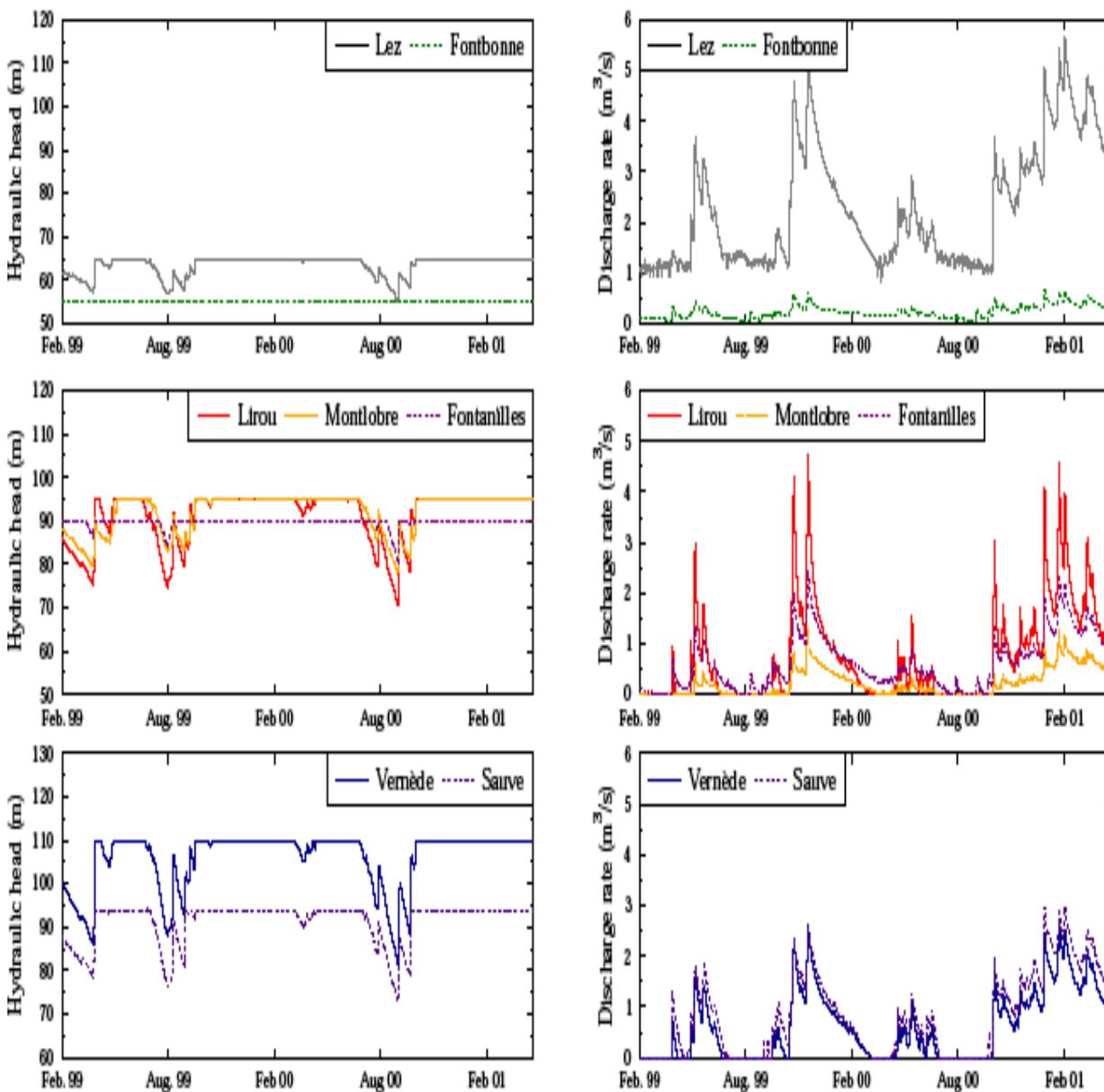


Figure 50 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Charge hydraulique et débits aux principaux exutoires du système.

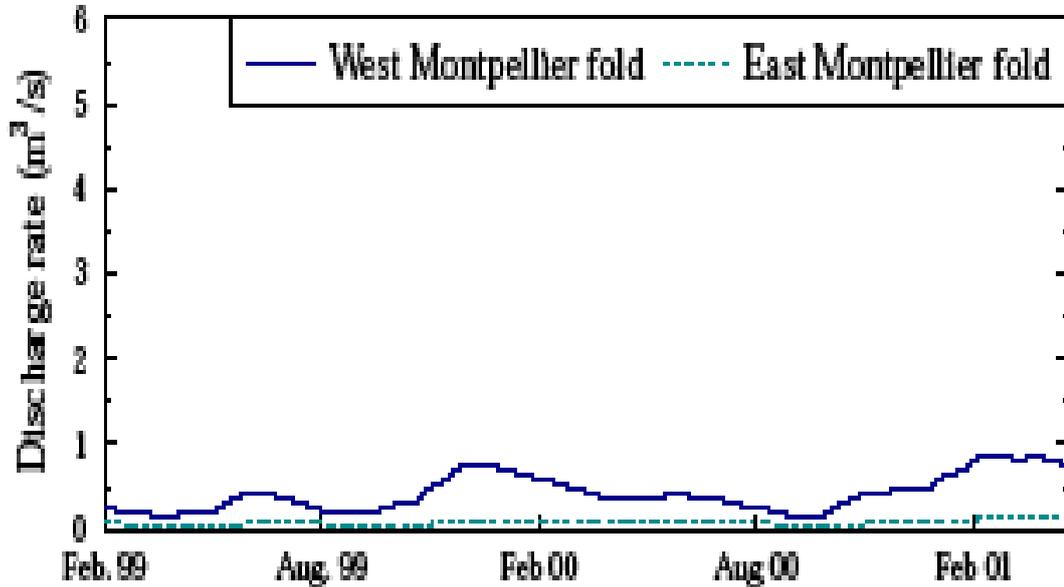


Figure 51 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Flux sortant au niveau du pli de Montpellier.

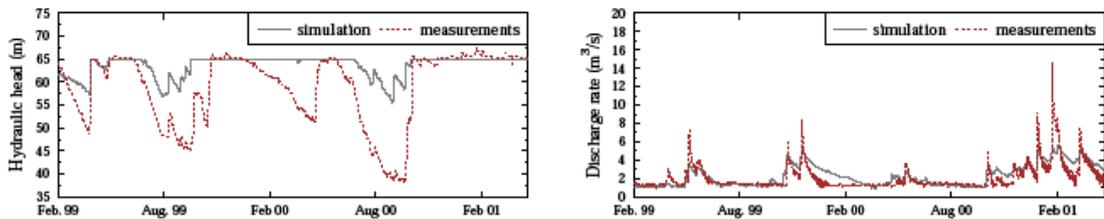


Figure 52 : Résultats de la simulation en régime transitoire. Charge hydraulique et débits à la source du Lez.

On peut également noter que :

- le comportement hydrodynamique de la source de Fontbonne est correctement simulé, avec un fonctionnement pérenne et un ordre de grandeur correct pour les débits sortants ;
- Les ratios entre le débit moyen simulé à l'exutoire des principaux sous-systèmes et l'ensemble des flux sortant du domaine modélisé sont cohérents avec les observations.

Ces résultats amènent les remarques suivantes :

1. Le fait que le modèle sous-estime les débits de pointe à la source du Lez, du Lirou et probablement aussi aux sources de Sauve et des Fontailles suggère que :

a. soit la concentration de la recharge par le biais de la couche "épikarst" n'est pas suffisante,

b. soit la section des conduits karstiques est trop faible ce qui a pour conséquence de limiter les flux. Néanmoins, le comportement hydrodynamique cohérent de la source de Fontbonne suggère que la section des conduits karstiques contrôle convenablement les écoulements vers la source.

2. Le fait que les périodes de débordement soient trop longues et que le débit moyen de débordement à la source du Lez soit trop élevé peut être expliqué par :

a. une inefficience de la concentration de la recharge par le biais de la couche "épikarst",

b. une limitation des débits de pointe liée à une trop faible section des conduits karstiques,

c. une sous-estimation des flux sortants au travers du pli de Montpellier.

5.4. CONCLUSION

Le modèle proposé ci-dessus est une représentation simplifiée de l'aquifère du Lez. Il semble important de rappeler les simplifications faites ainsi que leurs conséquences :

1. le fait que l'infiltration concentrée en provenance du ruissellement ne soit pas prise en compte signifie que la recharge du système durant les périodes de hautes eaux peut être sous-estimée : par exemple, la contribution des flux sortants du causse de l'Hortus à la recharge de l'aquifère est négligée ;
2. bien que tous les exutoires et conduits karstiques connus aient été considérés pour cette modélisation hybride distribuée, le réseau de drainage modélisé ne comporte que les exutoires et conduits karstiques principaux sans les différents réseaux de drainage associés ; on s'attend par conséquent à des flux sortants au niveau de ces exutoires principaux, supérieurs à la réalité. Ce biais sera notamment important durant les crues, lorsque nombre de sources temporaires deviennent actives. Par exemple, comme le modèle ne tient pas compte des différents exutoires temporaires le long du fleuve Hérault, cela devrait se traduire par des débits supérieurs à la réalité au niveau des exutoires considérés par le modèle (sources de Vernède, Uglas, et Fontanilles) ;
3. l'hétérogénéité limitée du modèle proposé (réseau de drainage principal seulement) a pour conséquence de ne pas pouvoir considérer les charges hydrauliques pour la calibration du modèle. En effet, tant la valeur absolue de la charge hydraulique que ses variations dépendent étroitement des paramètres locaux (connectivité avec le réseau de drainage principal). Par conséquent, ce sont essentiellement des mesures de débits (flux sortants) aux différents exutoires qui ont été utilisées pour les phases de calibration.

En résumé, le modèle proposé comporte quatre unités hydrogéologiques représentatives (de haut en bas) de:

- l'Hauterivien ainsi que des unités du Quaternaire, qui sont supposés avoir des propriétés hydrodynamiques homogènes de type aquitard ;
- les unités de l'Hauterivien supérieur et du Lutétien, qui peuvent être considérées comme déconnectées de l'aquifère du Lez, sont négligées dans cette analyse ;
- les unités du Valanginien supérieur jusqu'à l'Hauterivien du synclinal de Sauteyrargues qui correspondent à l'aquifère perché ;
- l'unité marneuse du Valanginien inférieur qui correspond au toit de l'aquifère ;
- les unités du Jurassique supérieur et du Berriasien inférieur qui forment l'aquifère Lez et sont divisées en deux couches :
 - o une couche "épikarst" avec une forte conductivité hydraulique,
 - o une couche "aquifère profond".

La calibration en régime permanent donne une première estimation de la conductivité hydraulique des différentes unités hydrogéologiques, de la section transversale des conduits karstiques et des flux sortants au niveau de la condition à la limite de transfert associée au pli de Montpellier.

La simulation en régime transitoire est réalisée en estimant les propriétés d'emmagasinement de certaines unités. Les principales différences entre les comportements hydrodynamiques observé et simulé sont :

- une sous-estimation des valeurs de débit pour les pics de crues aux sources du Lirou et du Lez, ainsi que, probablement, aux sources des Fontanilles et de Sauve,
- une relative surestimation de la durée des périodes de débordement, ce qui a pour conséquence une mauvaise simulation de la charge hydraulique durant les périodes d'étiage
- une surestimation des flux sortants à la source du Lez

De telles différences entre comportements hydrodynamiques simulés et observés peuvent être attribués à :

- une inefficience de la concentration de la recharge par le biais de la couche "épikarst" ;
- une limitation des débits de pointe en raison d'une section de conduits karstiques trop petite ;
- une sous-estimation des flux sortants au travers du pli de Montpellier.

Une étude de sensibilité menée dans le cadre de la thèse de Naomi Mazzilli (2011) a montré que l'influence des propriétés hydrodynamiques de la couche "épikarst" sur les débits simulés aux exutoires est notablement moins importante que la section transversale des conduits karstiques. Les différences de comportement entre

comportements observés et simulés en régime transitoire peuvent ainsi être préférentiellement attribués à :

- une valeur erronée de la section transversale des conduits karstiques ;
- une sous-estimation des flux sortants au travers du pli de Montpellier.

Ainsi, alors que le pli de Montpellier est traditionnellement considéré comme étant une limite imperméable ou à flux très limité, ce modèle montre qu'il pourrait être associé à une condition de transfert, notamment dans la partie ouest du pli. Cette limite pourrait donc être le siège de circulations d'eau conséquentes vers les formations aquifères avales (Causse d'Aumelas, Issanka). Les flux considérés dans cette modélisation (0.4 m³/s environ) pourraient être sous-estimés par rapport à la réalité.

6. Modèle Hydrogéologique : Approche par Réseau de Neurones - Comparaison de deux approches pour la simulation du débit et de la piézométrie à la source du Lez

6.1. RESUME

Cette partie fait l'objet d'une réflexion menée au-delà du cadre prévu par le projet Lez. Le travail sur les Réseaux de Neurones a été développé par Line Kong A Siou dans le cadre de sa thèse de doctorat (école doctorale SIBAGHE, financement Ecole des Mines d'Alès et encadrement de thèse assuré par l'EMA et HSM).

Le lecteur se réfèrera au manuscrit de thèse de Line Kong A Siou pour de plus amples descriptions et expérimentations, qui vont bien au-delà de l'application traitée.

Dans cette partie, il est proposé de mener à bien une comparaison de deux approches pour la modélisation du système karstique du Lez : le modèle de type modèle à réservoir VENSIM et un modèle par réseau de neurones.

L'objectif de ces simulations est de comparer, d'une part, le fonctionnement des deux modèles, et d'autre part, leur sensibilité aux variables d'entrée. Pour cela, trois chroniques de pluie sont considérées successivement : la pluie brute, la pluie efficace, et la pluie brute à laquelle s'ajoute une donnée « d'évapotranspiration présumée » qui se présente sous la forme d'une courbe gaussienne ou sinusoïdale, maximale lorsque l'évapotranspiration est la plus intense. Nous pourrions donc évaluer la capacité des modèles à exploiter la pluie brute, la pluie efficace et une information « qualitative » sur l'évapotranspiration. Pour rendre les simulations comparables pour les deux modèles, les données d'entrée et de sortie, les ensembles de test et de calage/apprentissage sont identiques.

Le modèle par réseaux de neurones est présenté dans un premier paragraphe, ainsi que ses propriétés principales. Le second paragraphe est consacré à la simulation du débit et le troisième à la simulation de la piézométrie.

6.2. MODELISATION PAR RESEAUX DE NEURONES

Les réseaux de neurones sont des systèmes d'apprentissage statistique permettant une modélisation en « boîte noire » pour des systèmes linéaires ou non-linéaires. Ils sont utilisés en hydrologie depuis les années 1990 pour la simulation et la prévision de la relation pluie - débit en particulier. Deux propriétés principales des réseaux de neurones les rendent particulièrement attractifs : l'approximation universelle et la parcimonie (par rapport à d'autres modèles statistiques non-linéaires).

6.2.1. Présentation des réseaux de neurones

a) Neurone formel

Un neurone est un opérateur mathématique qui transforme une ou plusieurs variables d'entrée (vecteur \mathbf{x}) en une ou plusieurs valeurs de sortie (scalaire y). Le neurone réalise une fonction algébrique, non linéaire, de ses variables entrées :

$$y = f(x_0, \dots, x_n; w_0, \dots, w_n)$$

Avec $\{x_j, 0 \leq j \leq n\}$ les variables et $\{w_j, 0 \leq j \leq n\}$ les paramètres.

Les neurones fonctionnent de la façon suivante :

Tout d'abord, le neurone calcule son *potentiel* : la somme pondérée de ses entrées. Les paramètres, coefficients de pondération, ou coefficients synaptiques, sont calculés durant la phase d'apprentissage.

Le potentiel du neurone subit ensuite une transformation, opérée par une fonction f , appelée fonction d'évaluation ou fonction d'activation *du neurone*. Plusieurs fonctions d'activation existent : la fonction d'activation de Heaviside est un seuil binaire, par exemple à valeurs 0 ou 1, selon que le potentiel du neurone est positif ou négatif. La fonction d'activation sigmoïde est en général une tangente hyperbolique, présentant l'avantage d'être continue et dérivable. Enfin la fonction d'activation peut être la fonction identité ; dans ce cas le neurone est linéaire.

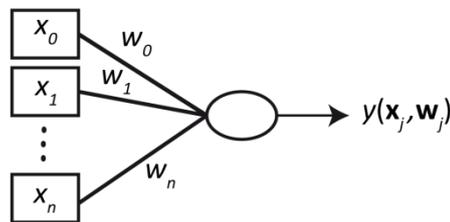


Figure 53 : Représentation schématique d'un neurone formel

$$y = f\left(\sum_{j=0}^n \mathbb{I}(w_j x_j)\right)$$

On a ainsi où f est la fonction d'activation, et comme précédemment $\{x_j\}$ sont des variables d'entrée et $\{w_j\}$ sont des paramètres.

b) Réseau de neurones

Les réseaux de neurones sont un arrangement de neurones tels que décrits au paragraphe précédent selon une architecture particulière. Au sein d'un réseau, on pourra distinguer les *neurones cachés* des *neurones de sortie*. La sortie d'un neurone caché n'est pas une sortie du réseau et l'on ne dispose pas de valeurs mesurées de sa sortie. A l'inverse la sortie d'un neurone de sortie correspond à une sortie du réseau.

Le réseau de neurones utilisé dans cette étude est un *perceptron multicouches*, choisi pour ses propriétés d'approximation universelle et de parcimonie vis-à-vis d'autres modèles statistiques non-linéaire.

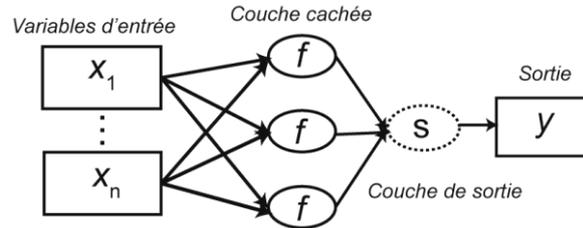


Figure 54 : Représentation schématique d'un réseau de neurones formel

Ce réseau particulier est présenté en Figure 54, les neurones cachés sont non-linéaires alors que le neurone de sortie est linéaire. Tous les neurones d'une couche sont reliés à tous les neurones de la couche suivante.

c) Calage du modèle : l'apprentissage

La phase d'apprentissage consiste à estimer les paramètres \mathbf{w} du modèle par réseaux de neurones afin que sa sortie se rapproche d'une *sortie désirée*, correspondant dans notre travail aux mesures journalières de débit. Un ensemble de couples mesurés variables d'entrée - sortie est utilisé à cette fin. La procédure d'apprentissage vise à minimiser une fonction de coût, qui est dans notre cas la fonction des moindres carrés :

$$J(\mathbf{w}) = \sum_{k=1}^N [y^k - y(\mathbf{x}^k, \mathbf{w})]^2$$

Avec $y(\mathbf{x}^k, \mathbf{w})$ la sortie du modèle pour les variables \mathbf{x}^k et y^k la sortie désirée

L'apprentissage se fait avec des méthodes itératives d'optimisation qui utilisent le gradient de la fonction de coût. A chaque itération, le gradient de la fonction de coût est calculé, puis les paramètres sont modifiés de façon à minimiser la fonction de coût.

6.2.2. Modèle utilisé pour la simulation des débits et piézométrie du Lez

Le modèle est un perceptron multicouches tel que présenté précédemment et qui comprend, en plus de la pluviométrie, une variable débit précédent en entrée du modèle. De plus le débit pompé du jour est également intégré aux variables d'entrée. La figure suivante présente le modèle utilisé dans le cadre de cette comparaison. On note que le modèle de simulation utilise les précipitations du jour k et les débits

estimés du jour $k-1$ pour estimer les débits du jour k . Les débits estimés $q(k-1)$ sont tout simplement ceux qui sont estimés lors du calcul précédent du réseau.

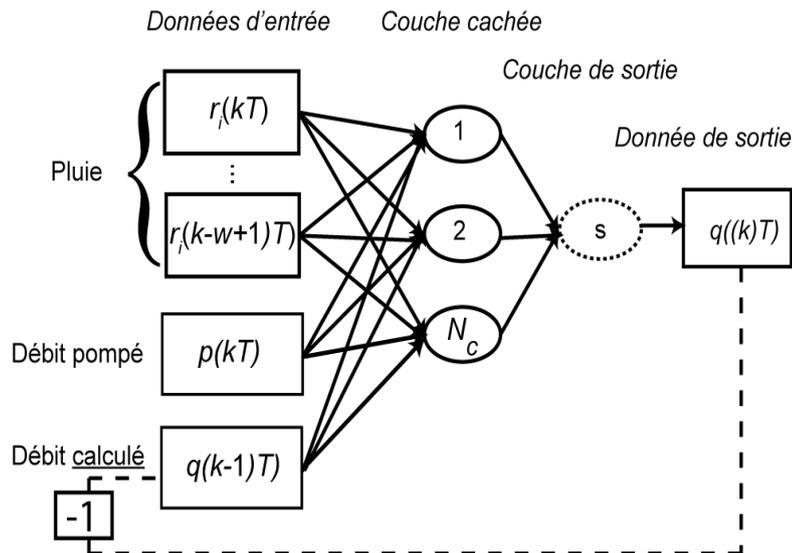


Figure 55 : Perceptron multicouche non dirigé et comprenant le débit pompé en entrée.

Pour le débit calculé en sortie du modèle, le débit restitué de 160 L/s à la source est systématiquement ajouté au débit simulé par le réseau lorsque celui-ci est inférieur à 160 L/s.

6.3. VARIABLES D'ENTREES ET DEMARCHE POUR LA COMPARAISON

6.3.1. Description des variables d'entrées

La période considérée va du 01/09/1988 jusqu'au 31/08/2004. Les deux modèles sont testés sur le cycle hydrologique (septembre à août) 2003-2004. Le reste de la période est utilisé pour le calage/apprentissage. Les variables d'entrée du modèle sont les cumuls de pluie journaliers et les débits pompés (du jour k pour simuler le débit du même jour).

Plusieurs chroniques de pluie ont été utilisées :

- r_{pond} . Il s'agit de la pluie pondérée par TEMPO à partir de six pluviomètres (Pompignan, Prades-le-lez, Saint-Martin-de-Londres, Valflaunès, Montpellier ENSAM et Montarnaud). La pondération obtenue n'en conserve que quatre : 28% Pompignan, 34% Prades-le-lez, 7% Saint-Martin-de-Londres et 30% Valflaunès.

- r_{eff} . Cette chronique correspond à la pluie efficace calculée par le logiciel TEMPO du BRGM à partir de la pluie pondérée et de l'évapotranspiration potentielle estimée par Météo France à Mauguio, notée e_p .

$$r_{\text{eff}}(k) = r_{\text{pond}}(k) - e_p(k)$$

- r_{pond} et évapotranspiration potentielle présupposée. L'évapotranspiration potentielle présupposée (dénommée artificielle ci-dessous) est une courbe gaussienne (pour le réseau de neurones) ou une sinusoïde (pour VENSIM) qui atteint son maximum en été. Cette méthode a déjà été utilisée avec succès pour simuler la relation pluie-débit par les réseaux de neurones par (A. Johannet, *et al.* 2008b). Pour le modèle VENSIM la variable d'entrée de pluie pondérée vaut alors :

$$r_{\text{pond,stp}}(k) = r_{\text{pond}}(k) - e_{\text{artificielle}}(k)$$

Tandis que pour le modèle neuronal, l'évapotranspiration présupposée est appliquée comme une variable supplémentaire dont il faut également sélectionner la fenêtre temporelle.

6.3.2. Démarche pour la comparaison

La simulation est d'abord effectuée en utilisant la variable d'entrée pluie brute. L'évapotranspiration restant une donnée difficile à estimer, on inclut ainsi le moins d'erreur possible en entrée des modèles. Dans un second temps, la chronique de pluie efficace est utilisée, puis, dans un troisième temps, la chronique de pluie brute est utilisée avec une variable évapotranspiration « artificielle ». Cette variable est une courbe gaussienne qui atteint son maximum en été. Elle a l'avantage de donner une information sur la saison sans pour autant nécessiter de mesures particulières. L'objectif est double : d'une part évaluer les éventuelles améliorations apportées par la donnée « évapotranspiration » et d'autre part comparer l'utilisation de l'évapotranspiration « réelle » et de l'évapotranspiration « artificielle ».

6.4. SIMULATION DU DEBIT

6.4.1. Variable pluie brute pondérée

Le graphique suivant présente les résultats des simulations effectuées avec VENSIM et le réseau de neurones, prenant tous deux comme variable d'entrée la pluie pondérée. Cette variable est également représentée sur le graphique en histogramme inversé.

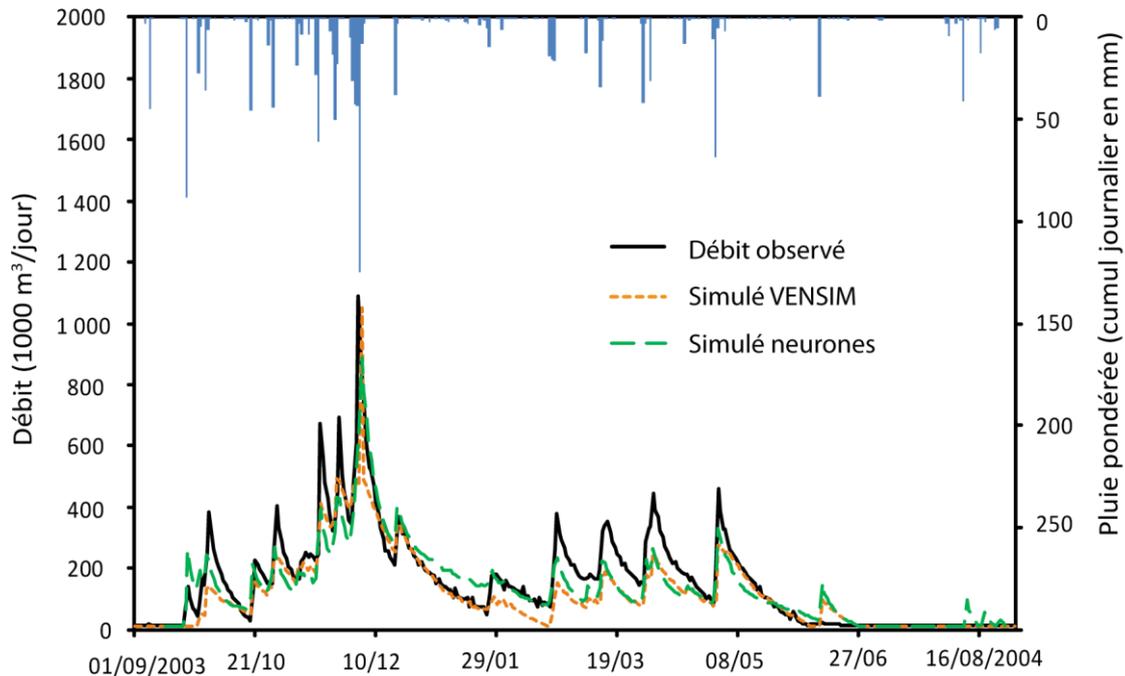


Figure 56 : Hydrogrammes simulés à partir de la pluie pondérée calculée par TEMPO sur l'ensemble du test. La courbe noire correspond au débit de débordement mesuré à la source du Lez, la courbe verte en tirets est l'hydrogramme simulé par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est l'hydrogramme simulé par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).

Pour la crue principale de décembre 2003, les deux modèles ont un décalage de un jour par rapport au pic de crue observé. Le modèle VENSIM a une amplitude plus proche du débit observé (le pic simulé atteint 97% du pic mesuré) que le modèle par réseau de neurones qui sous-estime la crue (81% du pic observé). Enfin, les crues de printemps sont sous-estimées par les deux modèles.

Les coefficients de Nash sont de 0,75 pour le modèle à réservoir et de 0,79 pour le modèle par réseaux de neurones. On peut remarquer que les valeurs de ces coefficients traduisent assez mal la comparaison entre les deux modèles que nous venons de proposer et qui était plutôt en faveur d'une meilleure modélisation par le modèle VENSIM.

Comme les modèles ne reçoivent aucune information concernant l'évapotranspiration potentielle, on peut s'attendre à ce que les débits soient surestimés, en particulier en été. Cependant cette période est très influencée par le pompage qui assèche la source. Le débit mesuré correspond donc au débit restitué. Si les informations de pompage et de débit restitué sont correctement exploitées par les modèles, le débit devrait être correctement simulé sur la période d'été, malgré l'absence d'information sur l'évapotranspiration.

Le graphique permet de constater que les données du pompage sont bien prises en compte par les deux modèles. En effet, une pluie au mois de Juin fait réagir les deux modèles mais de façon bien moins importante qu'une pluie similaire survenant au mois de septembre. Il se peut donc que cette réaction soit uniquement due au manque d'information sur l'évapotranspiration.

A la fin de l'été, on constate une différence de comportement pour les deux modèles : le modèle VENSIM ne réagit pas aux pluies du mois d'août alors que le réseau de neurones continue de réagir. Cela pourrait suggérer que le réseau de neurones serait plus sensible à l'absence d'information d'évapotranspiration que VENSIM.

Concernant les périodes pluvieuses, les deux modèles ont un comportement proche sauf pour la première crue d'automne et pour la plus forte crue qui survient au mois de décembre. La première crue d'automne est particulière car le karst est très déprimé à cette époque par le pompage, l'eau doit donc d'abord remplir le réservoir avant que le débit ne réagisse en conséquence. De ce fait, le débit observé forme d'abord un petit pic de crue ($< 200\,000\text{ m}^3/\text{jour}$) avant de passer à une augmentation plus importante (environ $400\,000\text{ m}^3/\text{jour}$). Ce comportement est mal représenté par VENSIM qui ne réagit pas du tout à la première pluie et atténue fortement le pic suivant. Le modèle par réseaux de neurones réagit de façon plus satisfaisante même s'il surestime le premier pic et sous-estime le second.

L'introduction de la pluie efficace comme variable d'entrée va permettre d'apprécier l'éventuelle amélioration de la simulation, et notamment de vérifier les hypothèses formulées plus haut concernant les réactions indésirables des modèles lors des pluies d'été.

6.4.2. Variable pluie efficace

Les modèles utilisés sont les mêmes que précédemment à savoir VENSIM et le modèle neuronal, mais les calages et apprentissages ont bien entendu été effectués avec la chronique de pluie efficace. La sélection de la complexité du réseau de neurones avec la chronique r_{eff} en entrée a donné un modèle plus parcimonieux que pour la pluie brute : seulement quatre jours de pluie et deux neurones cachés. Les performances sont pourtant équivalentes en termes de critère de Nash qui est égal à 0,78. Ce critère ne traduit pas l'amélioration apportée sur la simulation du pic de crue principal ainsi qu'à l'étiage.

Le pic de crue principal est toujours décalé d'un jour pour les deux modèles, mais l'amplitude est mieux représentée (95% du pic pour VENSIM et 101% pour le réseau de neurones qui estime donc le niveau parfaitement). C'est un point d'amélioration pour le modèle neuronal qui avait une amplitude trop faible dans la simulation précédente. De plus, les crues de printemps sont mieux simulées que précédemment. Sur ce point les deux modèles ont été améliorés. Cependant le modèle VENSIM simule des décrues un peu trop lentes, tandis que le modèle neuronal au contraire les décrues sont un peu rapides par rapport au débit observé.

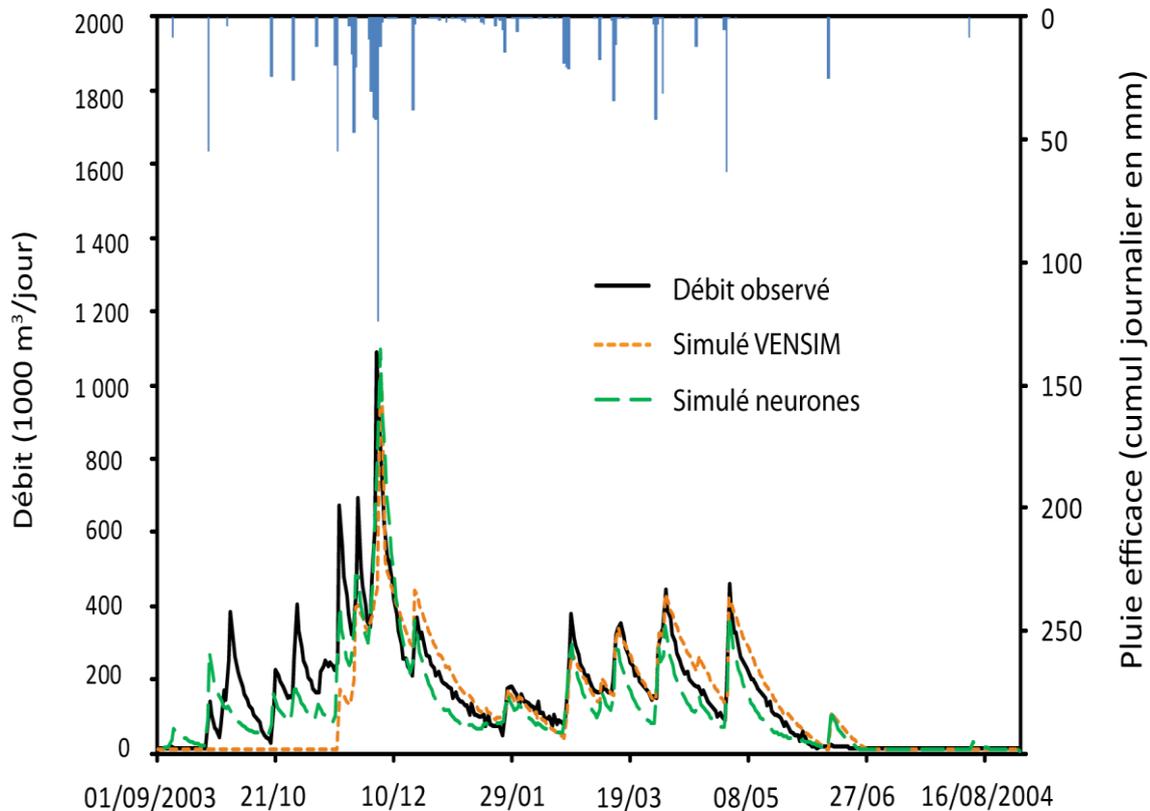


Figure 57 : Hydrogrammes simulés à partir de la pluie efficace calculée par TEMPO sur l'ensemble de test. La courbe noire correspond au débit de débordement mesuré à la source du Lez, la courbe verte en tirets est l'hydrogramme simulé par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est l'hydrogramme simulé par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie efficace).

Concernant la période estivale, on constate que les pics de crue du mois d'août ont quasiment disparu, l'évapotranspiration ayant enlevé la plupart des jours de pluie à cette période, en revanche le pic du mois de Juin est encore présent pour les deux modèles, bien que l'intensité de la pluie correspondante ait été diminuée par l'évapotranspiration. Ceci infirme donc l'hypothèse formulée au paragraphe précédent qui supposait que la prise en compte de l'évapotranspiration permettrait de supprimer le pic de crue indésirable de la fin du mois de Juin. Il reste à vérifier si l'évapotranspiration « artificielle » n'est pas plus efficace dans ce cas, ce qui sera discuté au paragraphe suivant.

Concernant l'automne, de grandes différences apparaissent cette fois entre le modèle par réseaux de neurones et VENSIM. Le réseau de neurones réagit dès la première pluie, confirmant que l'information concernant la vidange du karst n'est pas tout à fait acquise, comme le montrait déjà le paragraphe précédent. Le modèle VENSIM ne réagit pas du tout à la pluie jusqu'au mois de novembre. Ceci est vraisemblablement dû à l'évapotranspiration, trop importante, qui a généré une pluie efficace trop faible

pour que le modèle ne réagisse. Encore une fois, l'évapotranspiration artificielle pourra éventuellement apporter une amélioration.

Le coefficient de Nash pour le modèle VENSIM est de 0,55 alors que celui pour le réseau de neurone est de 0,78. La valeur particulièrement basse du coefficient de Nash pour VENSIM est essentiellement due au manque de réaction à l'automne.

6.4.3. Variable pluie brute pondérée et « évapotranspiration artificielle »

Les simulations pour le modèle à réservoir ont cette fois été effectuées avec le modèle VENSIM qui utilise en entrée une chronique de pluie efficace «artificielle» décrite au chapitre 3. Le réseau de neurones possède une entrée ETP artificielle distincte de l'entrée de la pluie ce qui lui confère plus de souplesse quand à l'utilisation de l'ETP artificielle. Ces simulations permettront d'évaluer si l'ajout d'une ETP « artificielle », donc disponible pour n'importe quel système hydrologique améliore le résultat comparativement aux simulations faites avec la seule pluie brute pondérée.

Dans un deuxième temps, seront observées les différences entre ces simulations et celles effectuées avec la pluie efficace « réelle », issue de l'estimation de l'évapotranspiration sur le bassin d'alimentation de la source.

Le réseau de neurones a une complexité intermédiaire entre celle obtenue avec la pluie efficace et celle obtenue avec la pluie pondérée, il comporte neuf jours de pluie en entrée et deux neurones sur la couche cachée.

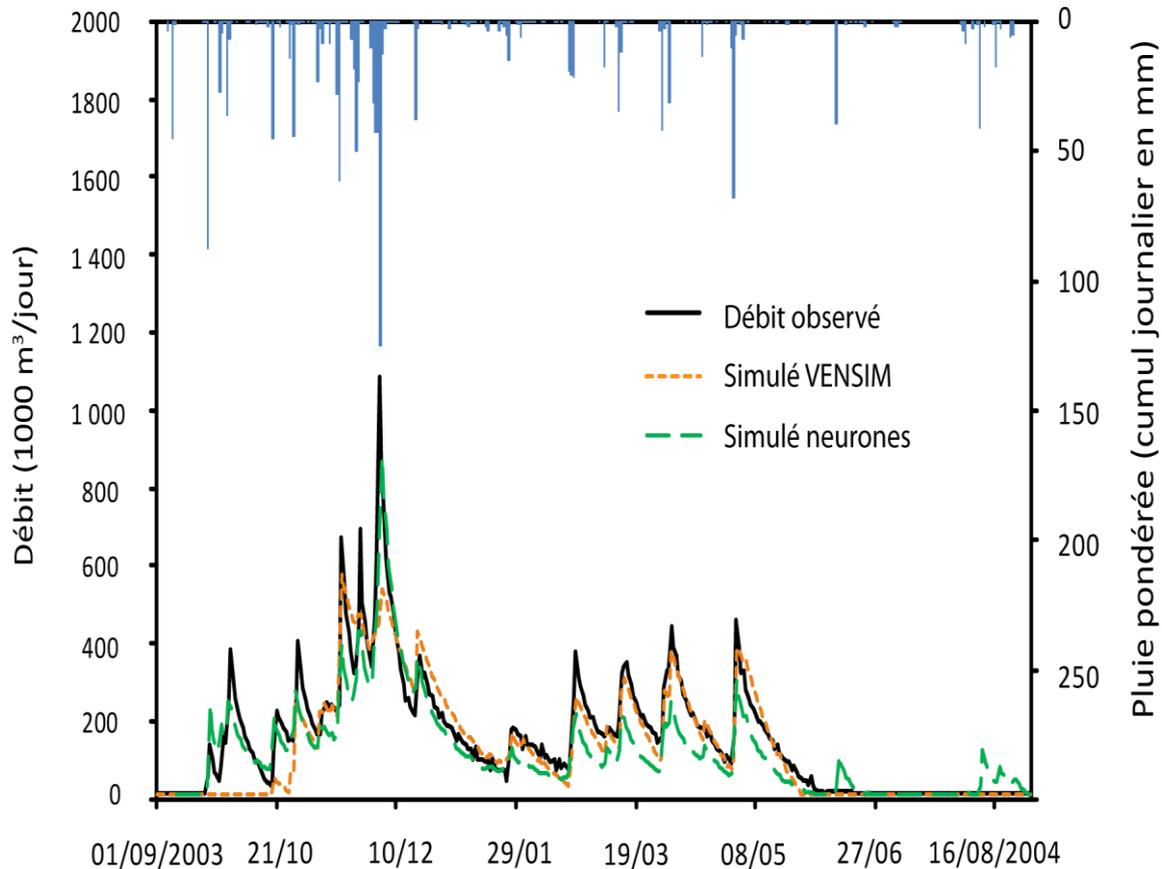


Figure 58 : Hydrogrammes simulés à partir de la pluie pondérée et de l'évapotranspiration artificielle sur l'ensemble de test. La courbe noire correspond au débit de débordement mesuré à la source du Lez, la courbe verte en tirets est l'hydrogramme simulé par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est l'hydrogramme simulé par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).

Concernant l'étiage, on peut observer que le modèle VENSIM ne réagit plus du tout aux pluies d'été ce qui constitue une amélioration par rapport aux modèles utilisant r_{eff} et r_{pond} . En revanche, le réseau de neurones réagit à chaque pluie, comme pour la simulation avec r_{pond} .

Les épisodes d'automne ne sont pas mieux simulés qu'avec r_{pond} et r_{eff} pour le modèle par réseau de neurones qui donne une simulation très proche de celle qu'il a fournie avec r_{pond} . Le modèle VENSIM réagit un peu plus rapidement à l'automne que le modèle VENSIM, utilisant la r_{eff} , mais cette réaction est encore trop tardive puisque le premier grand pic d'automne n'est pas du tout représenté.

Pour le pic le plus important survenu en décembre 2003, on constate toujours un décalage d'un jour pour les deux modèles qui sous-estiment tous deux la crue (seulement 50% du pic est simulé par VENSIM et 81% par le modèle de neurones).

Enfin, concernant les épisodes de printemps, ils sont correctement simulés par VENSIM alors que le modèle par réseaux de neurones sous-estime tous les pics.

L'ajout du signal d'évapotranspiration artificielle n'améliore pas significativement la simulation, comparé aux modèles utilisant la seule pluie brute pondérée. Dans le cas du modèle VENSIM, cela la dégrade même puisque la première crue d'automne est ignorée et le pic principal de décembre 2003 est particulièrement sous-estimé.

6.5. CONCLUSION SUR LA MODELISATION PLUIE-DEBIT

Les tableaux suivants récapitulent les différents critères de Nash et pourcentages du pic simulé pour la crue majeure de 2003 qui est la seconde crue la plus intense de notre base de données ; 22 % inférieure au premier événement le plus intense et 9 % supérieure au troisième événement le plus intense.

	r_{pond}	r_{eff}	$r_{pond} + e_{artificielle}$
VENSIM	0,75	0,55	0,77
RNF	0,79	0,78	0,78

Tableau 15 : Coefficients de Nash obtenus pour la simulation du débit journalier à la source du Lez par le modèle VENSIM et par le modèle par réseaux de neurones, en fonction de la chronique de pluie utilisée.

	r_{pond}	r_{eff}	$r_{pond} + e_{artificielle}$
VENSIM	97 %	95 %	50 %
RNF	81 %	101 %	81 %

Tableau 16 : Pourcentage du pic principal de débit obtenu pour la crue de décembre 2003 à la source du Lez par le modèle VENSIM et par le modèle par réseaux de neurones, en fonction de la chronique de pluie utilisée.

Ces chiffres, comme les observations notées dans les paragraphes précédents, traduisent bien la sensibilité des modèles aux variables d'entrée : le modèle par réseaux de neurones est très peu affecté par les changements de variable d'entrée. Son coefficient de Nash est quasiment constant alors que le pourcentage du pic estimé varie de 20%, avec une excellente simulation pour le modèle utilisant la pluie efficace. Il semble donc que le modèle neuronal ne trouve pas l'information qui lui manque sur l'évapotranspiration quelles que soient les variables proposées. Ceci a l'avantage de fournir un modèle robuste, peu dépendant des données d'entrées. En contrepartie il semble difficile dans ces conditions d'obtenir de meilleures simulations de l'étiage et des premières crues d'automne. Il faut cependant remarquer que ces simulations sont très satisfaisantes. On doit noter que ce résultat est tout à fait remarquable pour un modèle récurrent n'utilisant pas le débit précédent observé (avec un modèle dirigé, c'est-à-dire utilisant en entrée les débits précédents observés, le réseau de neurones

effectue une simulation avec un critère de Nash de 0,95 et 87 % du pic retrouvé). Par conséquent, le modèle neuronal mis en œuvre apparaît comme un outil fiable, et peu sensible aux variables d'entrées ce qui est très attractif dans un domaine où les données sont souvent très coûteuses. Une fois l'apprentissage effectué, le modèle peut simuler efficacement le débit à la source du Lez en utilisant uniquement la pluie brute.

Concernant le modèle à réservoir VENSIM, la meilleure simulation est obtenue en utilisant la pluie brute. Contrairement au modèle par réseaux de neurones, ce modèle est très sensible aux variables d'entrée, et les chroniques de pluie prenant en compte l'estimation de l'évapotranspiration réelle ont donné de moins bons résultats, tant en termes qualitatifs (qualité estimée par simple observation de l'hydrogramme) qu'en termes quantitatifs : le coefficient de Nash est de 0,55 pour le modèle avec la pluie efficace contre 0,77 pour le modèle utilisant la pluie brute. Le modèle prend donc bien en compte la donnée d'évapotranspiration mais la façon dont elle est prise en compte n'est peut-être pas assez souple pour fournir de bons résultats; en effet l'ETP est directement retranchée à la pluie avant que celle-ci ne soit donnée en entrée du modèle. Une entrée indépendante d'évapotranspiration qui enlèverait de l'eau au réservoir du modèle VENSIM selon un paramètre à caler serait peut-être préférable, avec l'inconvénient d'avoir un paramètre de plus à caler.

Dans tous les cas, l'information sur le remplissage du karst semble indispensable pour simuler correctement les premières crues d'automne. Au vu des résultats qui viennent d'être présentés, cette information ne peut venir des estimations actuelles de l'évapotranspiration.

En revanche, la piézométrie dans le drain principal pourrait être une information importante pour améliorer l'estimation des crues d'automne, plus pertinente que le débit estimé précédent qui est toujours quasi nul durant l'été. Rappelons que le modèle VENSIM a été conçu de manière à simuler soit le débit, soit la piézométrie ; il est donc proposé dans le paragraphe suivant de simuler la piézométrie avec les modèles VENSIM et réseaux de neurones.

6.6. SIMULATION DE LA PIEZOMETRIE

L'objectif de ces simulations est d'évaluer la capacité des modèles à représenter l'état de remplissage du karst, ici représenté par la piézométrie. Les variables d'entrée sont les mêmes que précédemment : pluviométrie, débit pompé et éventuellement évapotranspiration. Si les modèles parviennent à faire des simulations correctes de la piézométrie, il sera alors envisageable d'inclure la sortie de ce modèle au modèle de simulation du débit, permettant à ce dernier d'avoir une information sur le remplissage du karst. Dans le cas contraire, on déduira que ces modèles n'ont pas été capables de représenter l'état de remplissage du karst et ne pourront donc pas être utilisés pour améliorer les modèles de simulation du débit. Dans ce paragraphe, une attention particulière sera donnée à la qualité des simulations lors des premières pluies

d'automne, période qui semble la plus problématique d'après les résultats des simulations du débit.

Le signal de piézométrie est très fortement non-linéaire : sa variation est la plus importante en été, lorsque le niveau passe en-dessous de 65 m NGF et s'abaisse à cause du pompage, et au contraire faible lors des crues, et plus généralement lorsque le niveau atteint 65m NGF (voir Figure 59). Pour la piézométrie, les variations les plus fortes sont donc enregistrées en étiage, à l'inverse de la pluviométrie et des mesures de débit. C'est pourquoi les simulations de la piézométrie sont effectuées non plus sur un cycle hydrologique mais sur une année civile. L'année de test est l'année 2003. En raison des disponibilités des mesures, les années d'apprentissages seront les années 1997 à 2002.

La démarche suivie est la même que pour le débit : en premier lieu c'est la pluie brute pondérée qui est utilisée comme variable d'entrée, puis la pluie efficace calculée grâce à l'ETP estimée à Mauguio et enfin la pluie brute pondérée à laquelle on ajoute une évapotranspiration artificielle.

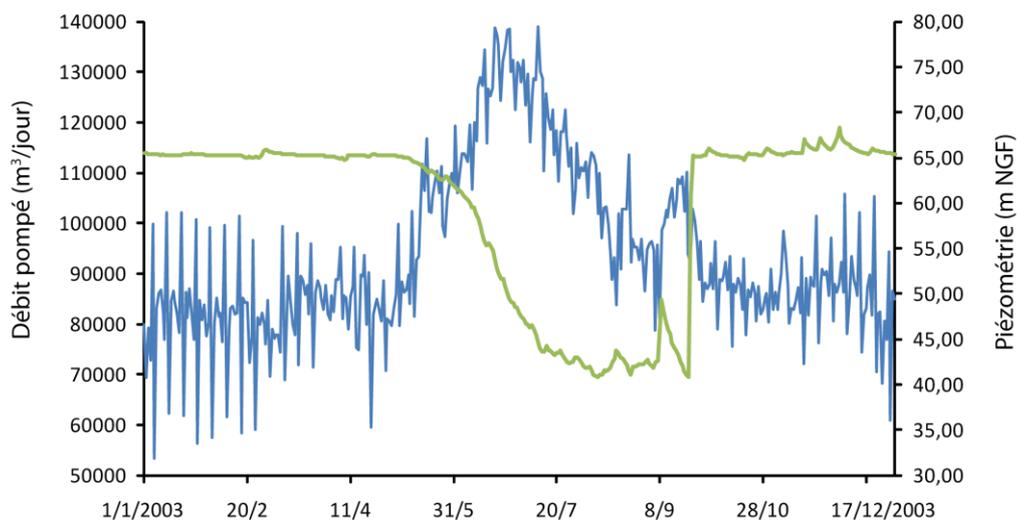


Figure 59 : Débit pompé et piézométrie à la source du Lez pour l'année civile 2003. La courbe verte correspond à la piézométrie dans le drain principal et la courbe bleue correspond au débit journalier pompé.

6.6.1. Variable pluie pondérée (P_{pond})

Les simulations ont été effectuées avec VENSIM et avec le modèle par réseaux de neurones, en effectuant un nouveau calage/apprentissage de façon à simuler la piézométrie. Le nombre d'entrées et de neurones cachés pour chaque réseau est reporté dans le Tableau 18 et sera discuté par la suite.

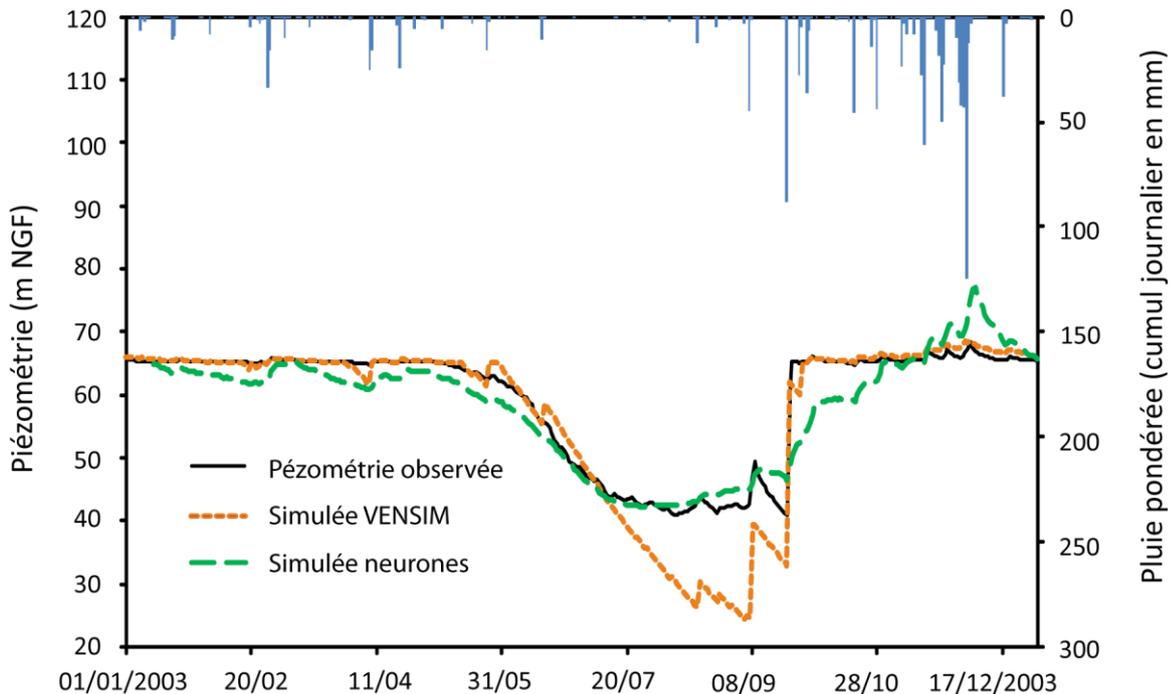


Figure 60 : Piézométrie simulée à partir de la pluie pondérée sur l'année test 2003. La courbe noire correspond à la piézométrie mesurée dans le drain principal de la source du Lez, la courbe verte en tirets est la piézométrie simulée par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est celle simulée par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).

La piézométrie constante à 65 m NGF est mal représentée par les deux modèles qui continuent de réagir aux pluies, surtout pour le modèle par réseaux de neurones qui simule de grandes variations de piézométrie lors de l'épisode pluvieux du mois de décembre. La variation par rapport au niveau 65m NGF du pic principal est surestimée par le réseau de neurones et représente plus de 500% de la variation observée (contre 150% pour le modèle VENSIM). Ce problème pourra éventuellement être réglé par l'utilisation de la variable pluie efficace en entrée ou par l'ajout d'une entrée évapotranspiration, au risque de compromettre la qualité du modèle en étiage qui est bien simulé. A l'automne, une brutale remontée du niveau piézométrique est observée : le niveau passe de 40 m NGF à 60 m NGF en une seule journée et retrouve le niveau de 65m NGF en seulement deux jours. VENSIM simule bien cette remontée, alors que le réseau de neurone simule une remontée beaucoup plus lente, plus de 30 jours sont nécessaires pour retrouver le niveau de 65m NGF. Par contre le modèle VENSIM surestime le déficit de l'été sur le niveau piézométrique : le 8 septembre, VENSIM prévoit un déficit pratiquement deux fois supérieur au déficit observé. Le modèle par réseaux de neurones est meilleur sur ce point, prévoyant en moyenne un déficit égal à celui observé. Les valeurs des critères de Nash sont de 0,59 pour VENSIM et 0,81 pour le modèle par réseaux de neurones. Encore une fois ceci traduit assez mal les observations effectuées : le modèle VENSIM paraît très mauvais à cause de l'importance du déficit qu'il a simulé mais reste meilleur que le réseau de

neurones sur les points les plus importants de la simulation, à savoir le début de l'automne et la grande crue du mois de décembre.

6.6.2. Variable pluie efficace (P_{eff})

L'introduction de la pluie efficace en entrée des modèles est effectuée dans l'espoir de simuler moins de réactions aux pluies que précédemment, la piézométrie étant souvent constante ou connaissant de très faibles variations lors d'épisodes pluvieux importants.

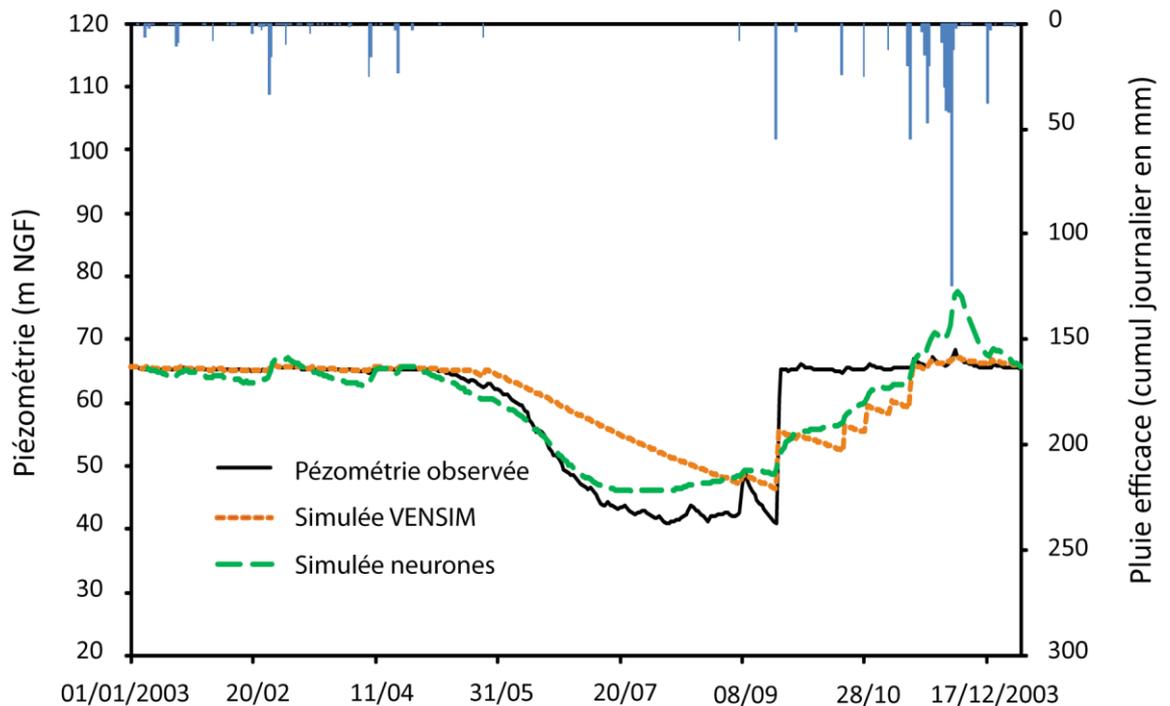


Figure 61 : Piézométrie simulée à partir de la pluie efficace sur l'année test 2003. La courbe noire correspond à la piézométrie mesurée dans le drain principal de la source du Lez, la courbe verte en tirets est la piézométrie simulée par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est celle simulée par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie efficace).

Le modèle VENSIM s'est amélioré sur la première partie de l'hydrogramme, il y est moins sensible aux pluies. En contrepartie, la brutale remontée à l'automne est beaucoup moins bien simulée et le niveau 65m NGF n'est atteint qu'au mois de décembre. La baisse du niveau en été est également moins bonne qu'avec la pluie pondérée.

Le réseau de neurones donne une simulation peu différente de celle effectuée avec la pluie brute pondérée. La remontée en automne est plus longue qu'avec la pluie brute, et similaire à celle simulée par VENSIM. Une forte réaction est toujours observée au moment de l'épisode de décembre 2003.

L'introduction de la pluie efficace n'a pas donné de bons résultats, pour le réseau de neurones comme pour VENSIM, les résultats sont moins bons qu'avec la pluie pondérée. Les coefficients de Nash (0,59 pour VENSIM et 0,81 pour le modèle neuronal) sont d'ailleurs les plus bas obtenus de toutes les simulations (voir Tableau 17).

6.6.3. Variables pluie pondérée et évapotranspiration « artificielle »

Sur ces dernières simulations, le réseau de neurones ne donne pas de résultats très différents de ceux présentés précédemment. Le modèle VENSIM (simplifié de façon à ne comporter qu'un seul coefficient de tarissement) a été amélioré par rapport aux deux autres simulations au niveau de la baisse du niveau piézométrique en été et du niveau le plus bas atteint qui était très surestimé lors de l'utilisation de la chronique P_{pond} . Cependant, le point le plus important de l'ensemble du test n'a pas été amélioré : la remontée rapide est meilleure que celle effectuée avec P_{eff} mais moins bonne que celle simulée avec P_{pond} .

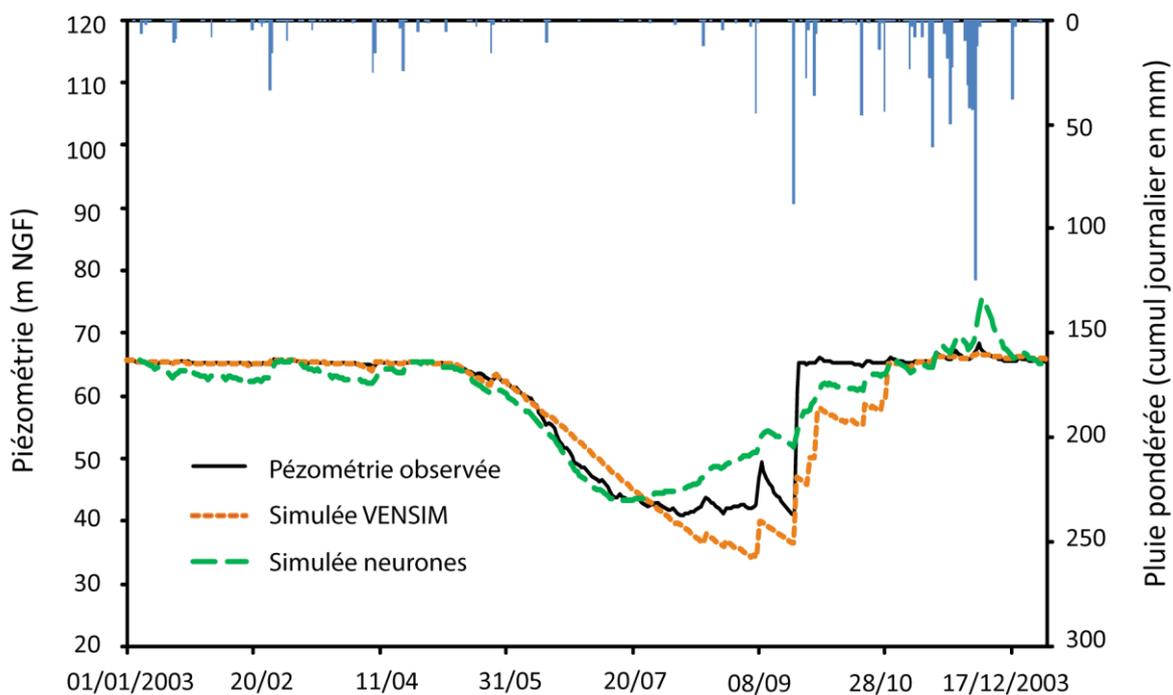


Figure 62 : Piézométrie simulée à partir de la pluie pondérée et de l'évapotranspiration a priori sur l'année test 2003. La courbe noire correspond à la piézométrie mesurée dans le drain principal de la source du Lez, la courbe verte en tirets est la piézométrie simulée par le réseau de neurones, et la courbe orange en pointillés est celle simulée par le modèle VENSIM. Les barres inversées représentent le cumul de pluie journalier (pluie pondérée).

6.6.4. Conclusion sur la simulation de la piézométrie

La simulation de la piézométrie a posé beaucoup plus de difficultés que la simulation du débit. Cela peut se comprendre par la particularité du signal piézométrique et de ses variations en réponse à la pluviométrie. Une pluie intense ne va pas générer une grande hausse du niveau piézométrique puisque, une fois la cote de débordement de la source atteinte, l'évacuation de l'eau est beaucoup plus rapide. Ainsi pour une même augmentation du niveau piézométrique, il faudra beaucoup plus d'eau si cette variation se passe au-dessus de 65m NGF par rapport au cas où cette variation se passe en-dessous de 65m NGF. De la même façon, les variations sont beaucoup plus importantes pendant l'étiage, c'est-à-dire en **l'absence** de précipitations, lorsque la source ne coule plus et que le pompage se poursuit, faisant ainsi diminuer les réserves. Ces variations à contretemps des variations pluviométriques ont visiblement posé problème pour la simulation de la piézométrie.

L'ajout d'un signal d'évapotranspiration, qu'il soit estimé ou artificiel n'a pas amélioré significativement les simulations, il paraît donc préférable d'utiliser uniquement la pluie brute pondérée en entrée, qui donne de meilleurs résultats particulièrement à l'automne.

Comme cela a été constaté pour le débit, le modèle par réseaux de neurones est peu sensible aux variables d'entrée, ceci est confirmé par les valeurs des critères de Nash données dans le Tableau 17. De même, le modèle VENSIM est plus sensible aux données d'entrées que le modèle neuronal. Par contre il a été en mesure de donner de meilleurs résultats sur deux points importants : la remontée brutale du niveau piézométrique en automne, et des variations modérées au-dessus de 65 m NGF.

	P_{eff}	P_{pond}	$P_{\text{pond}} + \text{ETP}_{\text{artificielle}}$
VENSIM	0,59	0,70	0,80
RNF	0,81	0,89	0,86

Tableau 17 : Coefficients de Nash obtenus par les deux modèles pour la simulation de la piézométrie en fonction de la chronique de pluie utilisée.

Le Tableau 18 récapitule les complexités des différents réseaux de neurones utilisés dans cette partie pour la simulation de la pluie et de la piézométrie. Dans les deux cas, les réseaux les plus performants pour l'utilisation de la chronique P_{pond} comportent le plus d'entrées, respectivement 12 et 14 pour la piézométrie et le débit, avec un réseau particulièrement complexe (10 neurones cachés) pour la simulation du débit. Les autres réseaux correspondent à des dimensions plus semblables à ce qui avait été constaté pour simuler la relation pluie-débit dans ce travail : moins de 10 jours d'historique de pluie et entre 2 et 4 neurones sur la couche cachée.

Simulation :	Débit			Piézométrie		
	P_{pond}	P_{eff}	$P_{\text{pond+ETP}}$	P_{pond}	P_{eff}	$P_{\text{pond+ETP}}$ P
Nombre d'entrées	14	4	9	12	8	6
Nombre de neurones cachés	10	2	2	1	3	3

Tableau 18 : Dimensionnement des réseaux de neurones pour la simulation de la pluie et de la piézométrie

De plus, on s'attendrait à ce que le nombre de jours nécessaires pour simuler la piézométrie soit supérieur à celui permettant de simuler le débit. Ce n'est pas ce qui est constaté, sauf dans le cas de l'utilisation de l'ETP artificielle. D'autres simulations auraient peut-être permis de simuler correctement la piézométrie, notamment en augmentant l'historique de débit pompé.

6.7. CONCLUSION SUR LA MODELISATION DE L'HYDROSYSTEME DU LEZ PAR RESEAUX DE NEURONES

Dans ce chapitre, la comparaison entre un modèle à réseau de neurones avec un modèle hydrologique à réservoir nous a permis d'évaluer les performances du modèle par réseaux de neurones en apprentissage non-dirigé, par rapport à un modèle à réservoir, à un autre type d'approche systémique plus classique en hydrologie. Cette étape a mis en évidence la robustesse de notre modèle dont les résultats ne sont pas dégradés par l'utilisation de chroniques contenant des incertitudes pouvant être fortes (sur l'évapotranspiration notamment). Ceci est sans doute un atout dans ce domaine où les mesures sont déjà entachées d'erreur et où le traitement de ces chroniques, notamment pour générer une pluie efficace, reste difficile puisque la mesure de l'évapotranspiration n'est pas techniquement possible. Il faut de plus remarquer que la période de test a été choisie de façon à se placer dans un cas très défavorable, sinon le plus défavorable. L'année 2003 a en effet connu une sécheresse intense suivie d'un épisode pluvieux particulièrement intense lui aussi. Les difficultés de modélisation sur cette période se sont particulièrement fait sentir avec le modèle VENSIM qui obtient de meilleurs résultats sur d'autres périodes de test. La simulation de la piézométrie avec le réseau de neurones a été également abordée dans cette étude, mais semble plus délicate que la simulation du débit. Ce volet mériterait sans doute une réflexion plus approfondie pour améliorer l'efficacité du modèle pour la simulation de la piézométrie dans le drain d'alimentation de la source du Lez.

7. Modèle Hydrologique

7.1. RESUME

Ce travail fait l'objet de la thèse de M. Coustau sur la "Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits" encadrée par HSM et le CERFACS, financée par une bourse ministérielle (SIBAGHE), et soutenue par le présent projet.

Un modèle Pluie-Débit mono réservoir (appelé 'ATHYS' car développé sous cette plateforme de modélisation) a été développé pour reproduire la genèse et la propagation des crues de surface du Lez à Lavalette.

- la base de données AT1 a été complétée et interprétée (sondes d'humidité, pluies radar...);
- le modèle développé est robuste (Nash très satisfaisants et pics de crues très bien reproduits), parcimonieux (4 paramètres de calage invariants pour le Lez et une condition initiale qu'il convient de définir avant chaque crue), distribué (par la prise en compte de la lame d'eau précipitée spatialisée);
- la condition initiale peut être pré-déterminée (avant le début de la crue) par le biais d'indicateurs de l'état de saturation antérieur du système. Les indicateurs testés les plus pertinents sont le niveau piézométrique et l'humidité des sols.

7.2. MODELE GR4J

Une première approche du fonctionnement du cycle hydrologique du Lez, consiste à simuler les cycles sur une période continue, reproduisant ainsi écoulements normaux, crues et étiages successifs. Le lancement du modèle sur une période de un à deux cycles annuels permet d'initialiser le système, puis les cycles sont soit utilisés pour le calage, soit pour la validation du modèle. Les jeux de données observées (Pluie, débit, évapotranspiration), sont donc utilisés pour préciser les valeurs des paramètres de calage du modèle (et non pas des conditions initiales).

7.2.1. Principe

Le modèle retenu est le GR4j, un modèle du Génie Rural à 4 paramètres et au pas de temps journalier, développé par le CEMAGREF.

La feuille "GR4J" permet de faire des simulations de débit au pas de temps journalier à l'aide du modèle GR4J (cf schéma du modèle ci-dessous). La version utilisée ici est

celle présentée par Perrin (2002) et Perrin et al. (2003) et développée sous Excel. On se référera à ces articles pour une explication des équations représentées.⁸

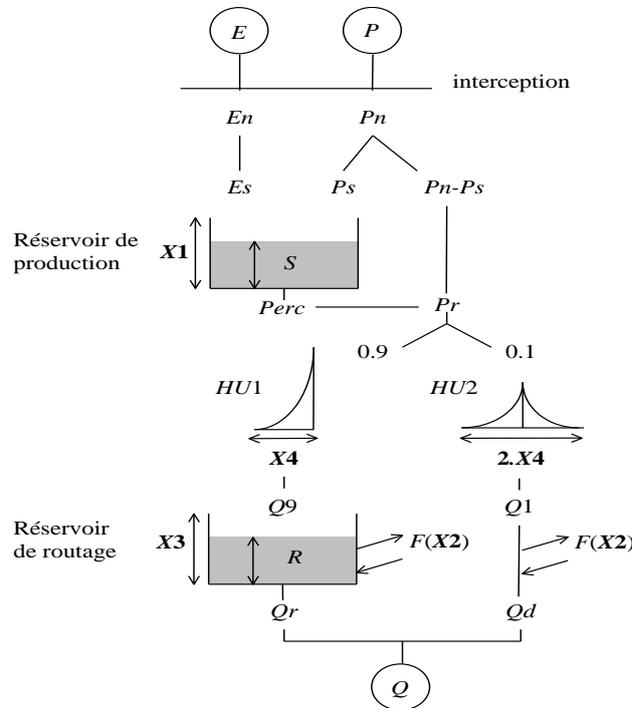


Figure 63 : Schéma de fonctionnement du GR4J , Perrin (2002).

Pour une utilisation sur un bassin donné, le modèle nécessite en entrée :

- la superficie du bassin en km² ;
- les valeurs transformées des quatre paramètres (ce sont en fait les valeurs réelles des cellules qui sont utilisées dans les calculs) ;
- les valeurs initiales des taux de remplissage des deux réservoirs ne sont pas nécessaires si une année de mise en route est utilisée ;
- les chroniques de pluie (mm) (les pluies correspondent aux pluies moyennes de bassin), d'ETP (mm) et de débit (m³/s) journalières ;

Quatre critères d'efficacité sont calculés pour juger de la qualité des simulations :

- critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les débits ;
- critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les racines carrées des débits ;
- critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les logarithmes des débits ;

⁸ Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés, Antony. Contacts: charles.perrin@cemagref.fr, vazken.andreassian@cemagref.fr, version 1.11 – 11/2009

- critère de bilan.

L'optimisation des paramètres a été réalisée par le « Solveur » d'Excel dans un premier temps, puis a été affinée manuellement.

Les paramètres de calage sont X1, X2, X3, X4 représentant respectivement la taille du réservoir de production (au sein duquel se développe l'ETP), les interactions entre la surface et le souterrain, la taille du réservoir de routage (représentant la composante souterraine des écoulements), la dynamique temporelle des transferts.

7.2.2. Calage et résultats

Les données utilisées sont les données de débit à Lavalette et de pluie et d'évapotranspiration potentielle à la station de Prades le Lez à un pas de temps journalier sur la période : 1^{er} septembre 1995 – 1^{er} septembre 2010.

Nom du bassin	Le Lez	
Superficie du bassin (km²)	114	
Paramètres modèle	Transf.	Réels
x1: Capacité rés. production (mm)	5,10	164,02
x2: Paramètre d'échange (mm)	1,80	2,94
x3: Capacité rés. routage (mm)	4,3000	73,70
x4: Délai (jours)	-0,20	1,32
Valeurs initiales		
Taux de remplissage initial S0/x1	0,60	
Taux de remplissage initial R0/x3	0,70	
Période		
Longueur de la période de mise en route (j)	365	
Durée de la période test (j)	5479	
Date de départ	01/09/1995	
Date de fin	01/09/2010	
Moyenne des pluies observées (mm/j)	2,571	
Moyenne des ETP observées (mm/j)	3,641	
Moyenne des débits observés (mm/j)	1,810	
Moyenne des racines des débits observés	1,000	
Moyenne des log des débits observés	-0,424	
Critères d'efficacité (%)		
Nash(Q)	74,7	
Nash(VQ)	83,2	
Nash(ln(Q))	77,8	
Bilan	87,3	

Figure 64 : Tableau de calage du GR4J

Les valeurs en jaune ont dû être renseignées lors du calage.

Les simulations en termes de débits à Lavalette sont représentées ci-dessous et comparées aux débits observés.

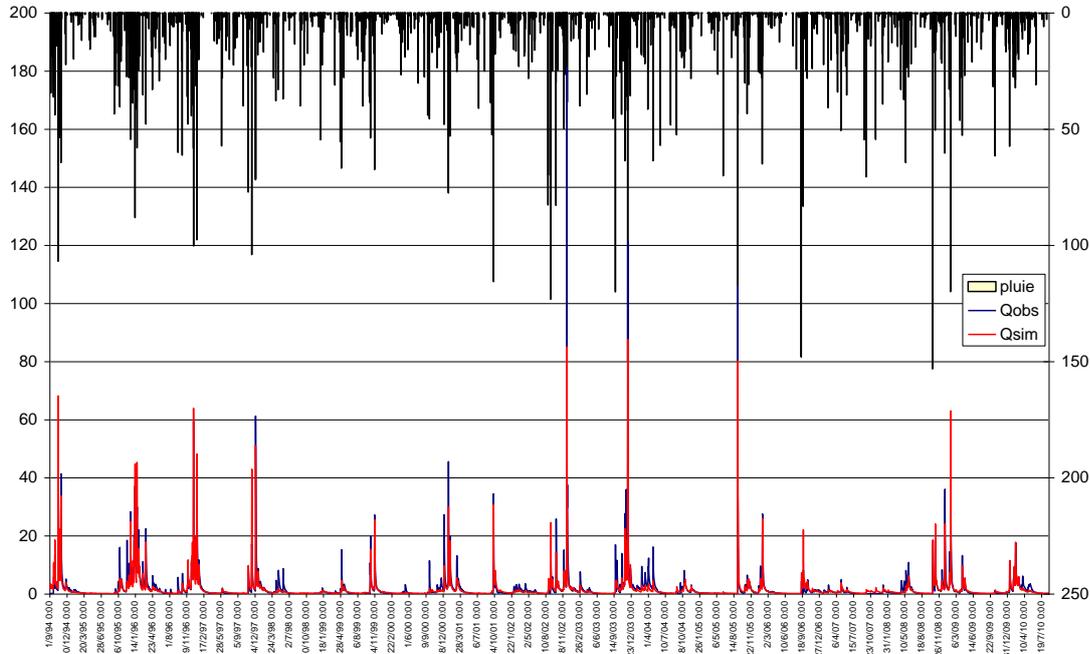


Figure 65 : Résultats des simulations du débit du Lez à Lavalette avec le GR4J (Observations en bleu, simulation en rouge)

Le critère de Nash associé à cette chronique est de 0.75 (pour une valeur maximale de 1), ce qui est un résultat correct.

Toutefois les périodes de fortes crues sont mal simulées (observer les maximums qui ne sont systématiquement reproduits qu'à hauteur de la moitié de leur amplitude), ainsi que de nombreuses petites crues pour lesquelles des écoulements sont observés à Lavalette, mais ne sont pas reproduits par le modèle. Enfin, la précision sur les basses eaux n'est pas fine, les prélèvements et restitutions ne sont pas pris en compte.

La dispersion entre les débits observés et simulés est d'autant plus forte que les débits sont importants, comme en témoigne la figure ci-dessous.

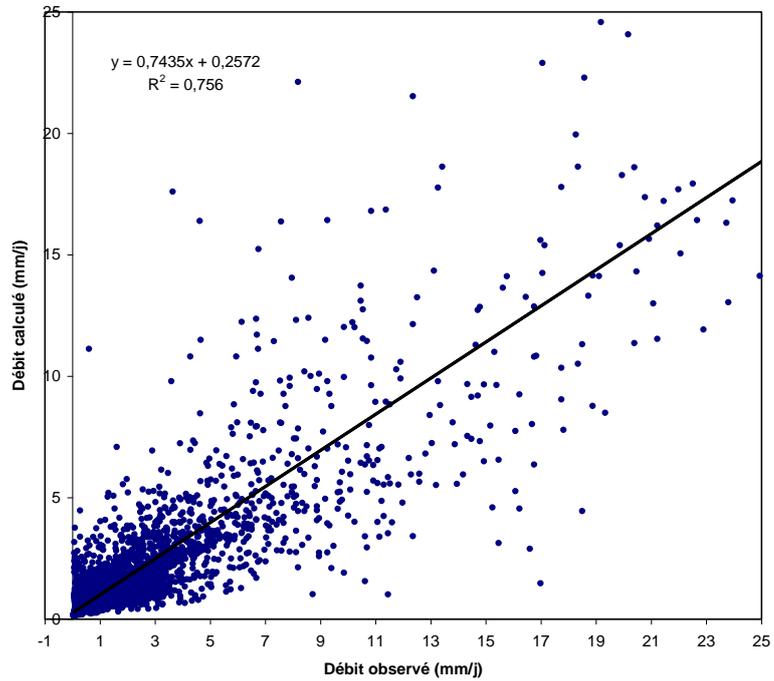


Figure 66 : Débit simulé par le GR4J calé en fonction du débit observé à Lavalette

Enfin le pas de temps journalier n'est pas adapté à la simulation des crues, comme en témoigne la chronique de l'automne – hiver 2002, au cours de laquelle les débits de pointe observés en crue ne sont pas expliqués par le modèle (Figure 67).

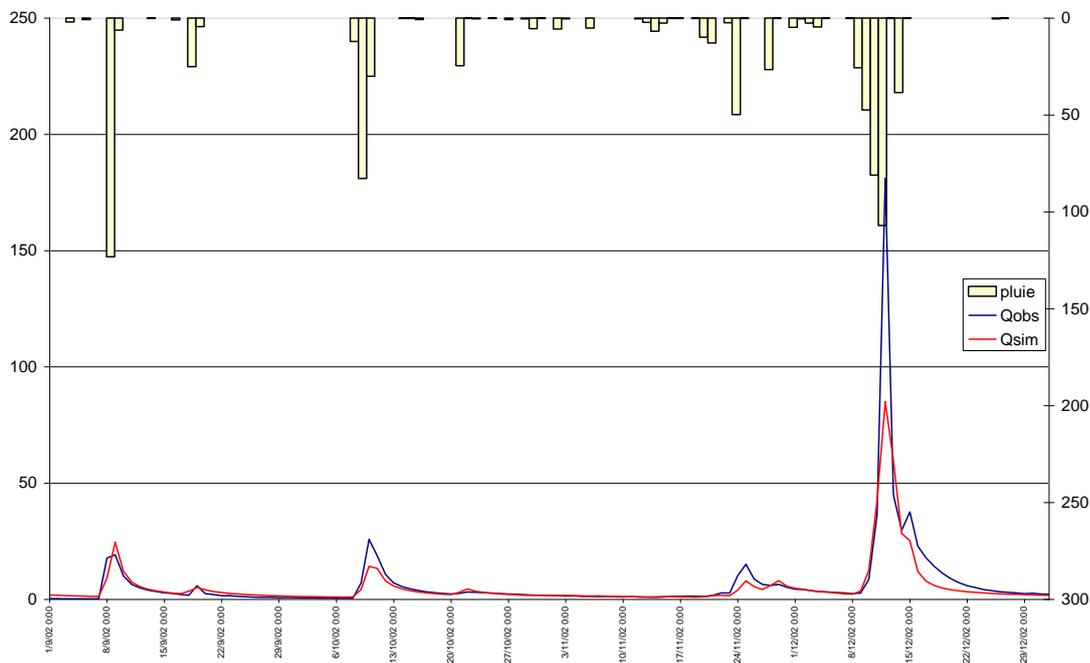


Figure 67 : Débit simulé par le GR4J calé (rouge) et débit observé à Lavalette (bleu) au cours de l'automne - hiver 2002

7.2.3. Conclusion

Ce type de modélisation permet de reproduire la succession des cycles hydrologiques au fil du temps. Les processus impliqués dans ces cycles sont nombreux, opèrent à des échelles spatio-temporelles différentes (le ruissellement sur les versants, la recharge de l'aquifère, l'évapotranspiration...). Leur simplification, même extrême, à l'échelle du bassin permet la mise en œuvre d'un modèle peu gourmand en paramètres et observations de terrain, et qui peut cependant fournir des réponses à de nombreuses questions de gestion. C'est ce qui explique que ces modèles soient couramment utilisés.

Dans notre cas d'étude, le Lez est un bassin à forte composante karstique, qui complexifie les échanges entre la surface et le souterrain, ainsi que les circulations souterraines. La réduction de la représentation de son fonctionnement, souterrain et de surface, à un modèle global avec 2 réservoirs et 4 paramètres n'est pas pleinement satisfaisante. De plus, les conditions météorologiques fortement variables qui y sont rencontrées (été chaud et sec, automne orageux) engendrent des réactions du bassin elles aussi fortement variables et non linéaires. L'extrapolation d'un fonctionnement « normal » à un fonctionnement de crue est alors hasardeuse. Enfin, la dynamique rapide du bassin du Lez (temps de réponse inférieur à 6 heures en cas de forte crue) n'est pas adaptée à une simulation journalière, les cumuls de pluie n'étant pas les variables explicatives des débits (il faudrait aussi considérer les intensités).

Pour la suite de l'étude, nous nous concentrerons sur les épisodes de crues importantes ($> 40 \text{ m}^3/\text{s}$) nécessitant un début de vigilance pour la sécurité des personnes et des biens. Pour ce faire, nous allons nous concentrer sur les processus dominants lors de la genèse et la propagation de ces crues et négliger les autres, on parle alors de modèle perceptuel. Ce modèle sera donc nécessairement événementiel, c'est-à-dire qu'il ne simulera que les événements de crue et fonctionnera avec des données horaires.

7.3. MODELE PLUIE-DEBIT EVENEMENTIEL 'ATHYS'

Un modèle hydrologique de simulation des crues de surface du Lez à la station de Lavalette a été développé et est présenté dans cette partie. Compte tenu de l'objectif visé (la prévision), du fonctionnement complexe et des fortes variabilités spatio-temporelles des pluies méditerranéennes, un modèle pluie-débit à réservoir, événementiel, distribué, parcimonieux et fonctionnant à pas de temps horaire a été utilisé.

7.3.1. Données de crue

Les caractéristiques des épisodes de crue à Lavalette étudiés sont présentées dans le Tableau 19.

Début	Fin	QH _p (m ³ /s)	tr (h)	P (10 ⁶ m ³)	Vr (10 ⁶ m ³)	Cr (ad.)
18/10/1994 06:00	26/10/1994 20:00	124	3	24.1	19.5	0.81
27/10/1994 06:00	11/11/1994 11:00	99.8	4	19.4	17.5	0.90
15/12/1995 06:00	25/12/1995 00:00	53.2	5	11.3	8.5	0.75
13/03/1996 06:00	22/03/1996 03:00	40.3	4	11.3	7.9	0.70
17/12/1996 06:00	28/12/1996 17:00	139	2	21.6	22.5	1.04
24/11/1997 06:00	04/12/1997 12:00	53.9	5	14.5	7.9	0.55
16/12/1997 06:00	27/12/1997 00:00	122	5	21.0	22.0	1.05
11/11/1999 06:00	23/11/1999 00:00	42.8	19	14.5	11.3	0.78
28/09/2000 06:00	03/10/2000 19:00	51.5	8	9.1	3.8	0.41
23/12/2000 06:00	31/12/2000 23:00	48.3	21	11.2	10.4	0.93
16/01/2001 06:00	24/01/2001 14:00	93.1	8	10.8	11.1	1.03
09/10/2001 06:00	14/10/2001 14:00	238	4	11.6	6.9	0.60
08/09/2002 06:00	12/09/2002 10:00	103	6	15.1	6.3	0.41
08/10/2002 06:00	14/10/2002 17:00	43.0	18	14.3	8.1	0.57
09/12/2002 06:00	21/12/2002 01:00	376	2	36.7	44.4	1.21
22/09/2003 06:00	25/09/2003 15:00	91.5	3	13.3	3.4	0.26
15/11/2003 06:00	20/11/2003 04:00	64.1	4	9.6	8.8	0.91
29/11/2003 06:00	10/12/2003 04:00	424	3	31.1	31.6	1.01
05/09/2005 06:00	07/09/2005 15:00	467	4	40.7	19.8	0.49
27/01/2006 06:00	07/02/2006 17:00	52.5	16	13.5	12.1	0.90
19/10/2008 06:00	25/10/2008 06:00	109	4	23.4	5.7	0.24

Tableau 19 : Caractéristiques des événements de crue étudiées : avec QHp: le débit du pic de crue, tr le temps de réponse du bassin, P la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin, Vr le volume ruisselé et Cr le coefficient de ruissellement.

7.3.2. Concept

Les modèles hydrologiques de type réservoir sont classiquement constitués d'une fonction de production et d'une fonction de transfert. La fonction de production détermine la quantité d'eau qui s'écoule en surface du bassin et la fonction de transfert achemine cette eau de surface à l'exutoire.

Le bassin topographique du Lez a une petite taille (114 km²) et une réponse rapide (env. 6h). L'exutoire retenu est la station de Lavalette en amont de Montpellier. Les processus de production des écoulements y sont dominants dans la réponse du bassin à une sollicitation pluvieuse [Refsgaard, 1997]. Un effort particulier a ainsi été fait pour déterminer la fonction de production la plus adaptée au Lez. Dans cette partie, la fonction de transfert se limitera donc à une fonction « Lag and Route Simple ». Toutefois, le modèle de propagation en rivière sera étudié précisément par la suite

Deux fonctions de production qui représentent l'état hydrique de deux manières différentes ont été testées et aménagées. Leurs avantages et leurs inconvénients y sont décrits. Toutes deux sont associées à la même fonction de transfert.

Le modèle hydrologique opère en mailles carrées régulières de 75 m x 75 m. La lame d'eau totale précipitée tombant sur le bassin topographique est calculée par la méthode des polygones de Thiessen.

7.3.3. Equations

Une première analyse des données laisse suggérer une influence importante de l'état hydrique sur la réponse du bassin, notamment en début d'épisode. Les modèles à réservoir permettent d'introduire de façon explicite cette influence de l'état hydrique via un ou plusieurs réservoirs. Certains modèles vont chercher à représenter la capacité de stockage totale de l'hydrosystème et l'évolution de la teneur en eau absolue de l'hydrosystème, alors que d'autres vont chercher à reproduire l'évolution du déficit hydrique de l'hydrosystème. La figure ci-dessous illustre la différence entre ces deux approches :

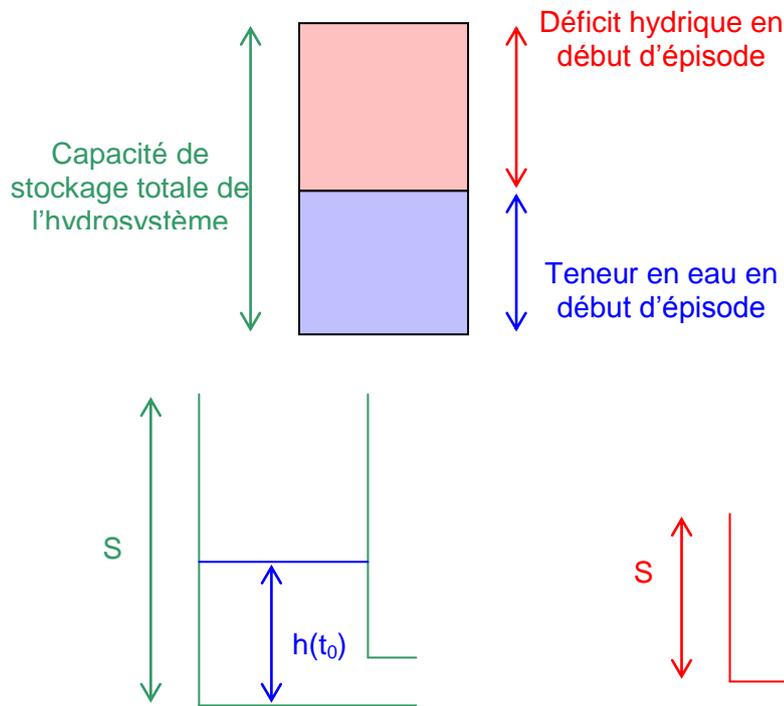


Figure 68 : Schématisation de la prise en compte de l'état de remplissage du souterrain

Pour tester ces deux représentations de l'état hydrique de l'hydrosystème, deux fonctions de production ont été utilisées. La fonction de production SMA-SCS [Michel et al., 2005] considère que la taille du réservoir représente la capacité de stockage totale de l'hydrosystème. Pour représenter l'état hydrique de l'hydrosystème en début d'épisode, l'état de remplissage initial du réservoir est ajusté d'un épisode sur l'autre. La fonction de production SCS instantané [Gaume et al., 2004] considère quant à elle que le réservoir représente le déficit hydrique initial de l'hydrosystème en début d'épisode. C'est donc la taille du réservoir qui est ajustée d'un épisode sur l'autre. Cette formulation présente l'avantage de n'utiliser qu'un seul paramètre, et non pas 2 comme la précédente.

a) Fonction de production : Modèle SMA-SCS

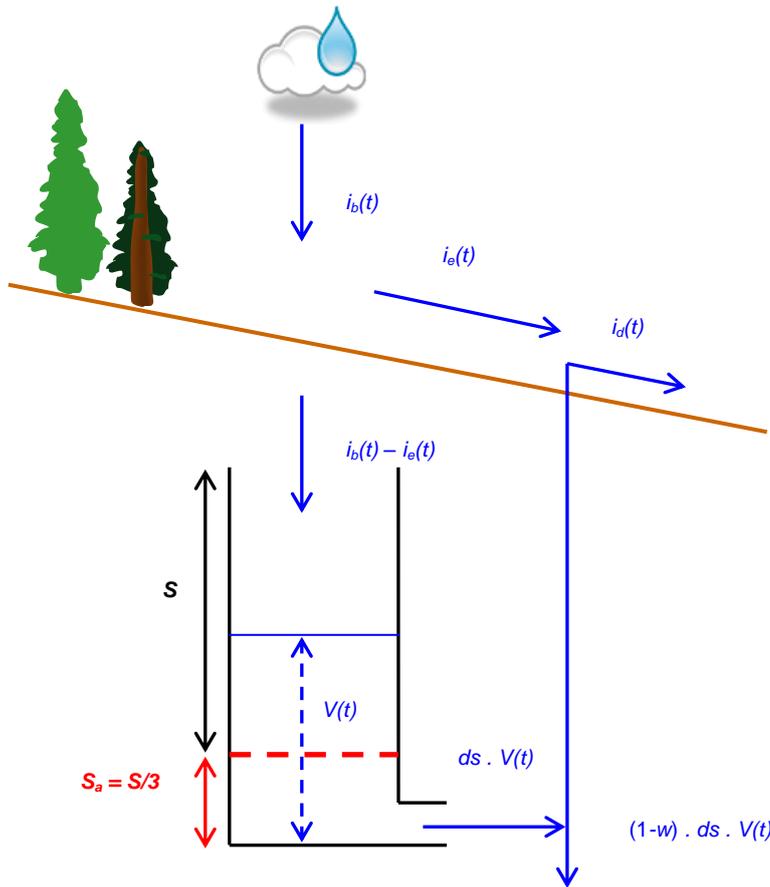


Figure 69 : Schéma de fonctionnement du modèle SMA-SCS

La fonction de production SMA-SCS [Michel et al., 2005] est une généralisation de la fonction SCS d'origine. Elle est représentée par un réservoir « sol » qui permet le calcul de la pluie efficace (ou ruissellement direct) comme suit :

$$i_e(t) = i_b(t) \frac{V(t) - S_a}{S} \left(2 - \frac{V - S_a}{S} \right) \quad \text{si } V(t) > S_a$$

$$i_e(t) = 0 \quad \text{sinon}$$

où $i_e(t)$ est l'intensité de pluie efficace (ruissellement direct), $i_b(t)$ est l'intensité de pluie brute, $V(t)$ est le niveau dans le réservoir « sol », $S_a = S/3$ est le seuil du réservoir « sol » au-delà duquel le ruissellement se déclenche et S est la taille du réservoir sol au-dessus du seuil de ruissellement. On s'aperçoit ici que le coefficient de

ruissellement $C(t)$ dépend à la fois du niveau dans le réservoir « sol » $V(t)$ et du paramètre S fixant la taille du réservoir « sol » et la hauteur du seuil de ruissellement S_a .

$$C(t) = \frac{V(t) - S_a}{S} \left(2 - \frac{V - S_a}{S} \right)$$

L'évolution du niveau $V(t)$ est régie par l'équation différentielle ordinaire (EDO) suivante :

$$\frac{dV(t)}{dt} = i_b(t) - i_e(t) - ds \cdot V(t)$$

où $V(t)$ est le niveau dans le réservoir « sol » au temps t , $i_b(t)$ est l'intensité de pluie brute à t , $i_e(t)$ est l'intensité de pluie efficace (ruissellement direct). Une vidange a été ajoutée afin de permettre la décroissance du niveau dans le réservoir et donc celle du coefficient de ruissellement au cours d'un épisode lorsqu'il ne pleut pas. Cette vidange est proportionnelle au niveau $V(t)$ dans le réservoir « sol ». Le coefficient de vidange ds est supposé constant pour un bassin donné.

L'état de remplissage initial V_0 du réservoir est alors ajusté pour représenter l'état hydrique de l'hydrosystème en début d'épisode.

Afin de représenter les écoulements retardés $i_d(t)$ dus au drainage des sols et à la vidange de l'aquifère karstique, une partie w de la vidange du réservoir « sol » participe à la crue de surface.

$$i_d(t) = w \cdot ds \cdot V(t)$$

L'autre partie $(1-w) \cdot ds \cdot V(t)$ est perdue et peut correspondre à la percolation en profondeur ou à l'évapotranspiration.

L'écoulement de surface total au temps t est alors donné par :

$$i_t(t) = i_e(t) + i_d(t)$$

Cette fonction de production possède 3 paramètres : S qui détermine la taille du réservoir « sol », ds le coefficient de vidange du réservoir « sol » et w qui définit la partie de la vidange qui participe aux écoulements de surface. Le niveau dans le réservoir « sol » en début d'épisode V_0 correspond à la condition initiale du modèle.

b) Fonction de production : Modèle SCS instantané

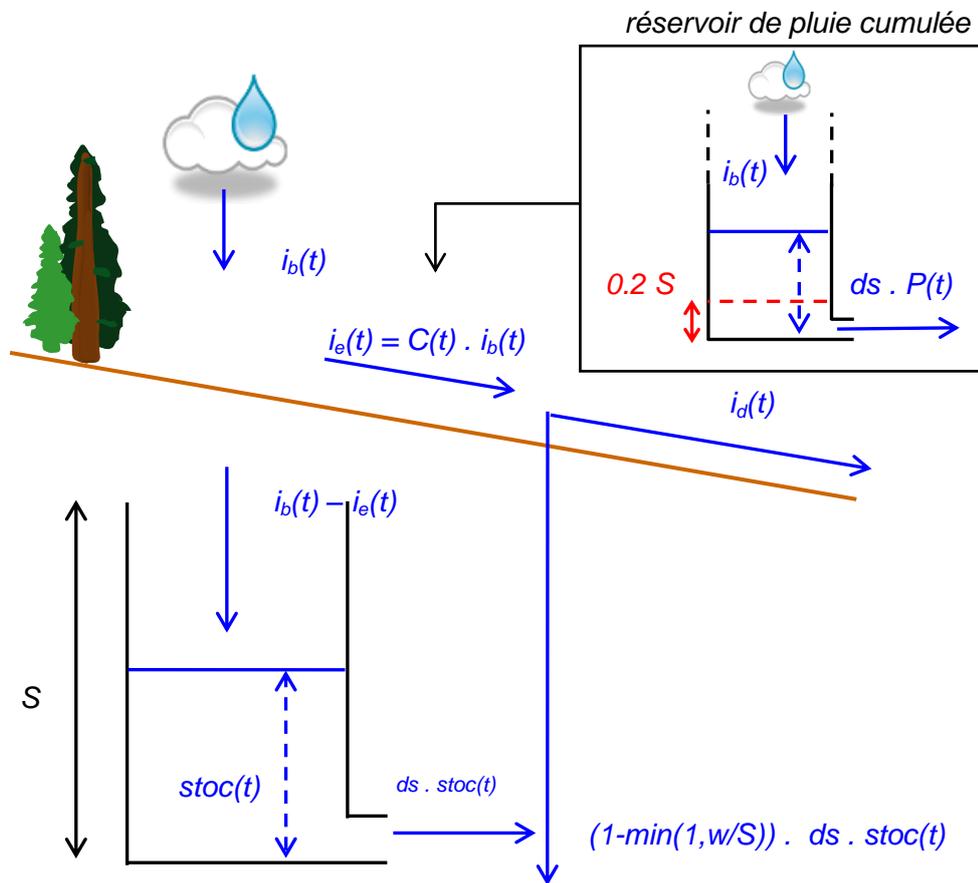


Figure 70 : Schéma représentant la fonction de production SCS aménagée pour le bassin du Lez

La fonction de production décrite ici (Figure 70) est dérivée de la fonction SCS d'origine. Elle est représentée par un réservoir de cumul de pluie de capacité infinie qui détermine la pluie efficace (ou ruissellement direct) [Gaume et al., 2004] :

$$i_e(t) = C(t) \cdot i_b(t)$$

où $i_b(t)$ est l'intensité de pluie brute, $i_e(t)$ est l'intensité de pluie efficace et $C(t)$ est le coefficient de ruissellement :

$$C(t) = \begin{cases} 0, & \text{si } P(t) < 0.2S \\ \left(\frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right), & \text{si } P(t) > 0.2S \end{cases}$$

Pour représenter la diminution du coefficient de ruissellement entre deux averses d'un même épisode, une vidange est appliquée au cumul de pluie $P(t)$ dont l'évolution dans le temps est contrôlée par l'équation différentielle ordinaire suivante :

$$\frac{dP(t)}{dt} = i_b(t) - ds.P(t)$$

où ds est le coefficient de vidange appliqué au cumul de pluie $P(t)$. Pour tous les événements, ce coefficient de vidange est constant et le cumul de pluie au début de chaque événement est nul : $P(0) = 0$.

Pour mieux représenter les écoulements retardés, un réservoir « sol », de capacité maximale S , a été ajouté. Le niveau $stoc(t)$ dans ce réservoir est nul en début d'événement : $stoc(0) = 0$. La taille du réservoir représente donc le déficit hydrique initial de l'hydrosystème. Ce réservoir se remplit par infiltration et se vidange proportionnellement à son niveau $stoc(t)$ suivant l'équation différentielle ordinaire suivante :

$$\frac{dstoc(t)}{dt} = i_b(t) - i_e(t) - ds.stoc(t)$$

où ds est le coefficient de vidange du réservoir d'infiltration cumulée. Par souci de parcimonie, il s'agit du même coefficient de vidange que celui de la pluie cumulée.

L'écoulement retardé $i_d(t)$ s'exprime finalement comme une proportion $\min(1, w/S)$ de la vidange $ds.stoc(t)$.

$$i_d(t) = \min\left(1, \frac{w}{S}\right) ds.stoc(t)$$

Ainsi, plus S est grand (plus le bassin est sec), plus le rapport w/S est faible (moins la récession de l'hydrogramme est soutenue).

Ce ruissellement retardé vient ensuite s'ajouter au ruissellement $i_e(t)$ déjà produit pour représenter le ruissellement total $i_t(t)$.

$$i_t(t) = i_e(t) + i_d(t)$$

La fonction de production possède donc trois paramètres : S , représentant le déficit hydrique initial du bassin ; ds , le coefficient de vidange et w qui contrôle la proportion de la vidange qui participe aux écoulements retardés

c) Fonction de transfert : Lag and Route Simple

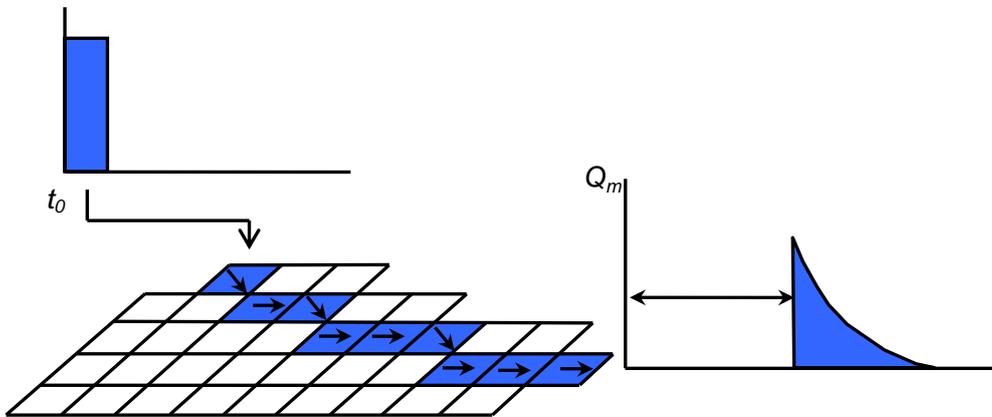


Figure 71 : schéma de la fonction de transfert « Lag and Route Simple »

L'écoulement total $i(t)$ produit par chaque maille est ensuite acheminé à l'exutoire du bassin par une fonction de transfert de type « lag and route » [Maidment 1992 [26-9]; Bouvier and Delclaux, 1996; Lhomme et al., 2004]. La contribution d'une maille parvient à l'exutoire après un temps de propagation T_m , calculé à partir de la vitesse de transfert V et de la longueur de la trajectoire séparant la maille de l'exutoire :

$$T_m = \sum_k \frac{l_k}{V}$$

où l_k est la distance parcourue par l'eau dans chacune des k mailles de la trajectoire. Cette contribution est également amortie par application d'un temps de diffusion K_m proportionnel au temps de propagation T_m .

$$K_m = K_0 \cdot T_m$$

La fonction de transfert est donc pilotée par deux paramètres : V pour ajuster le temps de propagation T_m et K_0 pour ajuster le temps de diffusion K_m . L'hydrogramme élémentaire produit par chaque maille à l'exutoire du bassin peut alors être calculé par :

$$Q_m(t) = \frac{i_t(t_0)}{K_m} \cdot \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) \cdot A$$

où A désigne l'aire de la maille. La contribution $Q_m(t)$ de chaque maille k est ensuite additionnée pour donner l'hydrogramme complet de crue.

d) Paramètres du modèle complet

Le modèle finalement retenu possède alors 5 paramètres : S qui représente le déficit hydrique initial de l'hydrosystème, et qui est une condition initiale (donc variable d'un

évènement à l'autre), w qui permet d'ajuster le soutien de la courbe de récession en contrôlant la part de la vidange du réservoir « sol » qui participe aux écoulements de surface, ds qui est le coefficient de vidange des réservoirs « cumul de pluie » et « sol », V qui est la vitesse de transfert et $K0$ qui permet d'ajuster la diffusion de l'hydrogramme produit. Ces paramètres restent constants pour l'ensemble des épisodes à l'exception de S qui varie d'un épisode sur l'autre.

7.3.4. Choix de la fonction de production

a) *Modèle SMA-SCS*

Cette fonction de production SMA-SCS est appliquée à chaque maille du bassin topographique avec une paramétrisation uniforme. Elle a été testée sur 6 épisodes de crues répartis sur la période 2001 – 2005 se produisant en début ou fin d'automne.

La valeur du paramètre ds fixe la pente de la courbe des écoulements retardés. Elle a été déterminée par les pentes des courbes d'écoulements retardés observées à l'exutoire ($ds = 0.28 j^{-1}$), puis par une analyse de sensibilité $ds = 0.01 j^{-1}$. Le paramètre S a quant à lui été fixé à 300mm. Le calage fournit les résultats suivants :

Episodes	V_0 (mm)	w (ad.)	Nash
Octobre 2001(2)	137	0.2	0.97
Septembre 2002	71	0.3	0.92
Décembre 2002	400	0.6	0.52
Septembre 2003	80	0.2	0.86
Décembre 2003	400	0.8	0.04
Septembre 2005	124	0.4	0.82

Tableau 20 : Valeurs de la condition initiale V_0 et du paramètre w pour les 6 épisodes testés. S est fixé à 300 mm (donc le seuil de ruissellement $Sa = S/3 = 100$ mm) et $ds = 0.28 j^{-1}$.

On constate que le niveau initial V_0 dans le réservoir est faible pour les épisodes de début d'automne alors qu'il est élevé pour les épisodes de fin d'automne. La valeur de w , qui varie d'un épisode sur l'autre, semble en rapport avec l'état hydrique initial du bassin. Lorsque V_0 est élevé ($V_0 = 400$ mm) la valeur de w est forte (>0.5). Ce comportement du modèle semble dû à la saisonnalité observée lors de l'analyse des courbes de récession (après les premières pluies d'automne, un bassin humide (représenté par un V_0 élevé dans le modèle) conduit à des décrues plus soutenues

(représentées par un w fort dans le modèle)). Pourtant, la formulation retenue ici suppose que le débit de vidange sera d'autant plus grand au début de l'épisode que l'état hydrique initial sera fort.

On peut alors se demander pourquoi le modèle a besoin de renforcer encore ce caractère saisonnier ? La courbe ci-dessous illustre un hydrogramme obtenu pour le premier jeu de paramètres calés ($ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$).

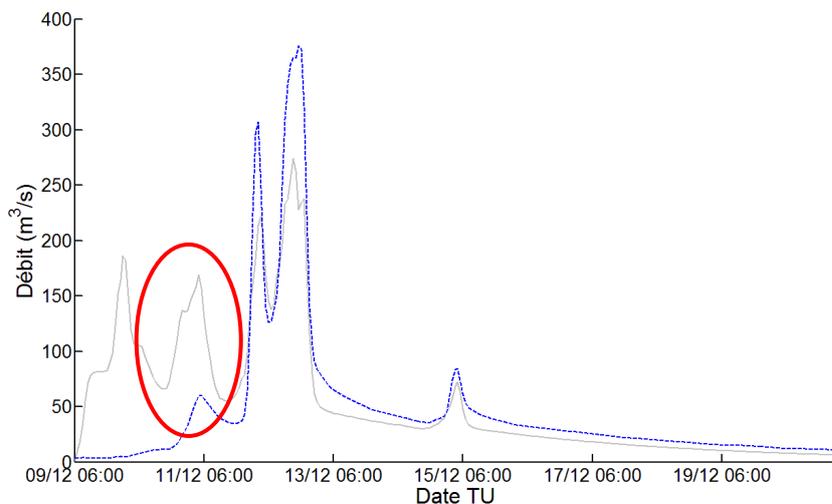


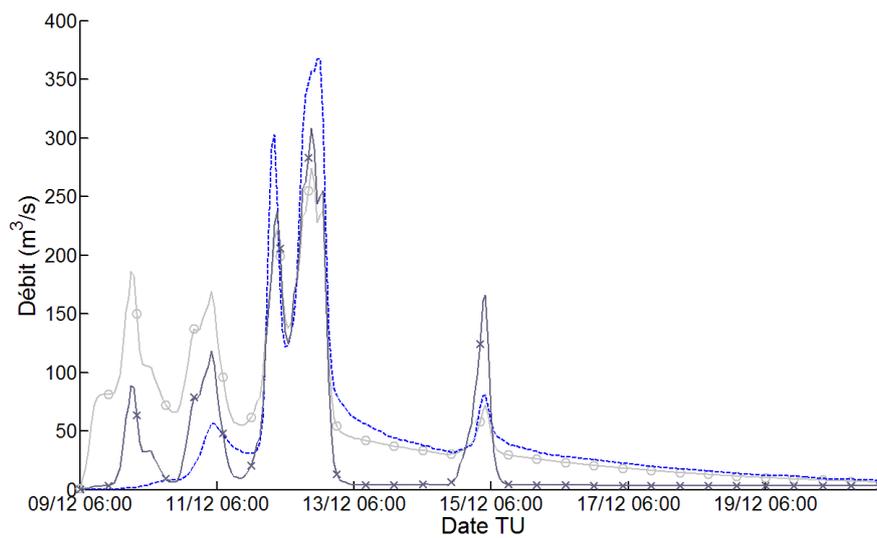
Figure 72 : Hydrogrammes simulés et observés pour la crue de décembre 2002. La zone entourée repère une production inappropriée de ruissellement direct alors que ce dernier n'a pas commencé en réalité. (en bleu, les débits observés; en gris les débits simulés avec SMA SCS)

Du ruissellement direct est alors généré dès le début de l'épisode et s'ajoute aux écoulements retardés générés par la vidange du réservoir. Sur l'hydrogramme observé, le ruissellement direct ne commence apparemment pas dès le début de l'épisode. Celui-ci se déclenche après une certaine quantité de pluie. Cette particularité se reproduit sur d'autres crues observées. C'est la raison de la performance particulièrement mauvaise du modèle pour la crue de décembre 2003 ($Nash=0.02$), puisque durant toute la période précédant la montée de la crue, du ruissellement est simulé (car le V_0 est très important et supérieur au seuil d'apparition du ruissellement) alors qu'en réalité, le ruissellement de surface n'a pas commencé.

L'utilisation du second jeu de paramètres de calage (avec $ds=0.01 \text{ j}^{-1}$) permet de limiter ce processus :

Episodes	V_0 (mm)	w (ad.)	Nash
Octobre 2001(2)	127	0.2	0.92
Septembre 2002	71	0.3	0.61
Décembre 2002	243	0.6	0.76
Septembre 2003	72	0.2	0.91
Décembre 2003	187	0.8	0.79
Septembre 2005	102	0.4	0.79

Tableau 21 : Valeurs de la condition initiale V_0 et du paramètres w pour les 6 épisodes testés. S est fixé à 300 mm (donc le seuil de ruissellement $S_a = S/3 = 100$ mm) et $ds = 0.01 j^{-1}$.



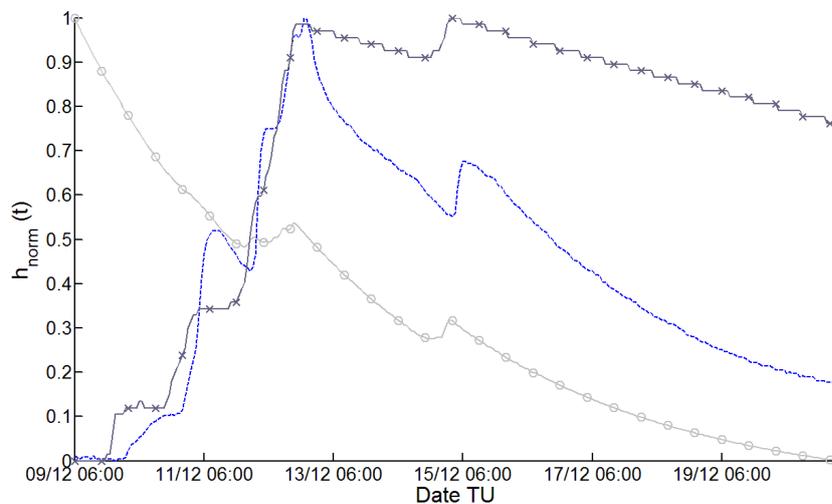


Figure 73 : Exemple de l'épisode de décembre 2002 illustrant le problème lié à la vidange du réservoir de production pour le modèle SMA. Le graphique du haut compare les hydrogrammes observé (tirets bleus) et simulés avec une vidange de $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les cercles) ou de $ds = 0.01 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les croix). Le graphique du bas compare le niveau piézométrique normalisé à Gour Noir (tirets bleus) aux niveaux normalisés dans le réservoir « sol » pour une vidange de $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les cercles) ou $ds = 0.01 \text{ j}^{-1}$ (courbe grise avec les croix).

Toutefois, alors que la valeur de $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$ calée à partir des courbes de récession des hydrogrammes observés permet de bien soutenir les écoulements retardés, elle entraîne pour les épisodes de fin d'automne une vidange trop importante du réservoir « sol » de la fonction de production. Le second calage ($ds = 0.01 \text{ j}^{-1}$) permet au modèle de simuler un niveau dans le réservoir de production plus proche de la dynamique de la piézométrie. Néanmoins, la vidange étant bien plus faible, les écoulements retardés sont aussi fortement diminués. Le modèle ne reproduit plus de façon satisfaisante les écoulements retardés observés.

La représentation de l'état hydrique utilisée dans cette fonction de production paraît donc poser quelques problèmes pour la simulation des épisodes de fin d'automne du bassin du Lez. La proportion de la vidange qui participe aux écoulements retardés semble aussi variable d'un épisode sur l'autre. Elle est d'autant plus importante que le bassin est initialement humide. Cette proportion paraît donc dépendre aussi de l'état hydrique initial et doit être reliée à ce dernier.

On retrouve dans ce double calage possible, les 2 dynamiques que l'on retrouvait dans les modèles de l'aquifère karstique et de la production des débits à la source. Toutefois, l'objet ici, n'étant pas de reproduire correctement l'intégralité de l'écoulement, mais bien sa part en crue, un autre modèle mono-réservoir va être testé. Ceci permettra de conserver le caractère parcimonieux de ce modèle de genèse des crues de surface et donc d'envisager des applications pour la prévision des crues. On suppose que les écoulements de crue sont expliqués par un seul réservoir et se

superposent à des écoulements de plus faibles amplitudes et/ou retardés qui n'expliquent qu'une très faible partie de l'hydrogramme de crue ...

b) *Modèle SCS instantané*

Cette fonction de production est appliquée à chaque maille du bassin topographique avec une paramétrisation uniforme. Les interprétations présentées ici sont basées sur l'étude des 6 épisodes évoqués précédemment.

Episodes	S (mm)	Participation vidange	Nash	Participation vidange	Nash
		Variable $\beta = \min(1, w/S)$		fixe $\beta = \text{constante}$	
Octobre 2001(2)	139	0.7	0.94	0.6	0.93
Septembre 2002	238	0.4	0.90	0.6	0.91
Décembre 2002	95	1.0	0.88	0.6	0.84
Septembre 2003	254	0.4	0.90	0.6	0.79
Décembre 2003	101	1.0	0.88	0.6	0.86
Septembre 2005	246	0.4	0.81	0.6	0.77

Tableau 22 : Valeurs du critère de Nash pour une participation β de la vidange du réservoir « sol » fixe ou variable selon les épisodes en fonction de la condition initiale S. Lorsque b est variable w est fixé à 101mm

La taille S du réservoir « sol » représentant le déficit hydrique initial est importante ($S > 200$ mm) pour les épisodes de septembre suivant un étiage prolongé (lorsque le bassin est sec) et elle est plus petite ($S < 200$ mm) pour les épisodes intervenant après les premières pluies de l'automne comme octobre 2001, décembre 2002 ou décembre 2003 (lorsque le bassin est plus humide). L'aménagement $\min(1, w/S)$ réalisé sur la participation de la vidange du réservoir « sol » aux écoulements de surface permet à la vidange de varier d'un épisode sur l'autre. Ainsi, la vidange participe à 40 % pour les épisodes de septembre pour lesquels les écoulements retardés observés sont peu soutenus et elle participe à 100 % pour les épisodes de décembre pour lesquels les écoulements retardés sont plus soutenus. Le modèle reflète ainsi la variation saisonnière observée sur le soutien des écoulements retardés. Les critères de Nash de ce modèle sont globalement meilleurs que ceux du modèle précédent.

Un réservoir « sol » initialement vide permet des pertes systématiques en début d'épisode et évite ainsi le déclenchement prématuré du ruissellement direct qu'on peut observer avec la fonction de production SMA-SCS pour les épisodes de fin d'automne :

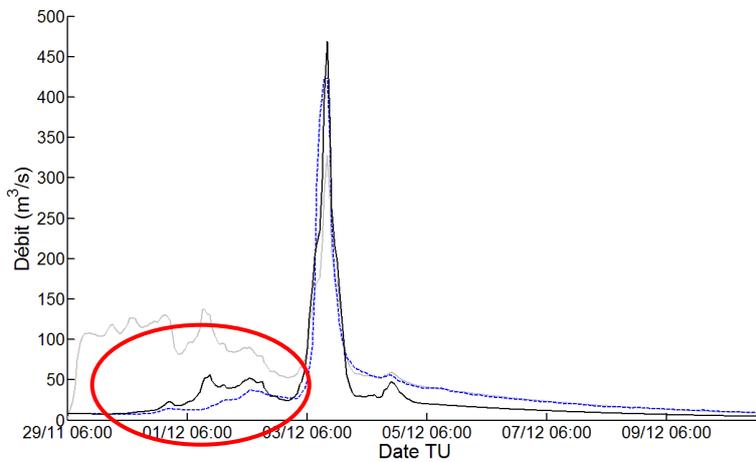


Figure 74 : Hydrogrammes observé (en tirets bleus) et simulé avec la fonction de production SMA (en trait continu gris) ou SCS aménagée (en trait continu noir) pour une des crues testées. La zone entourée repère les périodes en début d'épisode où le SMA-SCS produisait du ruissellement direct alors que ce dernier n'a pas commencé en réalité.

De plus, avec cette fonction de production, la vidange du réservoir « sol » permet à la fois un bon soutien des courbes de récessions observées et une bonne représentation de l'évolution de l'état hydrique du bassin au cours d'un épisode :

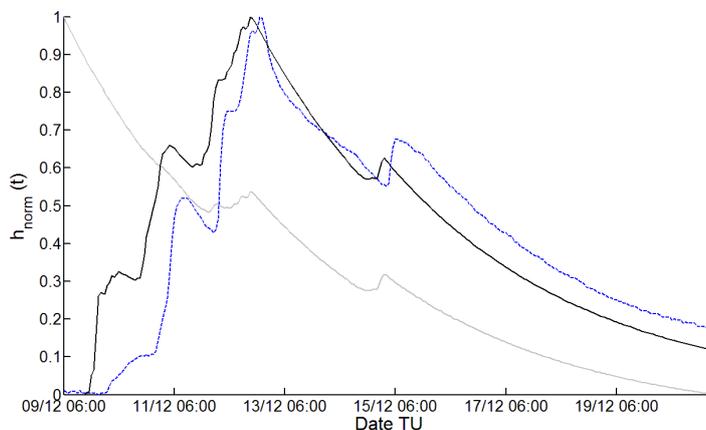


Figure 75 : Graphiques permettant de comparer, pour chacun des 6 épisodes de crue, l'évolution de la piézométrie à Gour Noir avec celle du niveau dans le réservoir « sol » des fonctions de production SMA-SCS (en gris) et SCS aménagée (en noir).

Cette fonction de production semble donc résoudre les problèmes rencontrés avec la fonction de production SMA-SCS. Un réservoir de production initialement vide autorise des pertes systématiques au début de tous les épisodes quel que soit l'état hydrique initial et empêche le déclenchement prématuré du ruissellement direct. Avec cette fonction de production, une valeur du coefficient de vidange ds permet à la fois un bon soutien des écoulements retardés et une bonne représentation de l'évolution de l'état

hydrique de l'hydrosystème. Enfin, une participation variable de la vidange aux écoulements de surface, dépendant du déficit hydrique initial, permet de refléter les variations saisonnières des écoulements retardés observés. C'est donc cette fonction de production qui sera appliquée à l'ensemble des 27 crues sélectionnées.

Gardons toutefois à l'esprit que la dynamique du niveau du réservoir souterrain au cours de la crue est généralement anticipée par rapport à la dynamique du signal piézométrique. Cette particularité semble indissociable du caractère mono réservoir de la fonction de production retenue.

7.3.5. Sensibilité

a) Sensibilité sur les paramètres

Une étude de sensibilité des débits simulés aux différents paramètres du modèle a été effectuée. Elle permet de qualifier et de quantifier l'effet de chacun des paramètres sur l'hydrogramme de crue simulé à l'exutoire du bassin.

Cette étude de sensibilité a été effectuée sur l'épisode d'octobre 2001, représentatif des épisodes de crue importants se produisant sur le bassin.

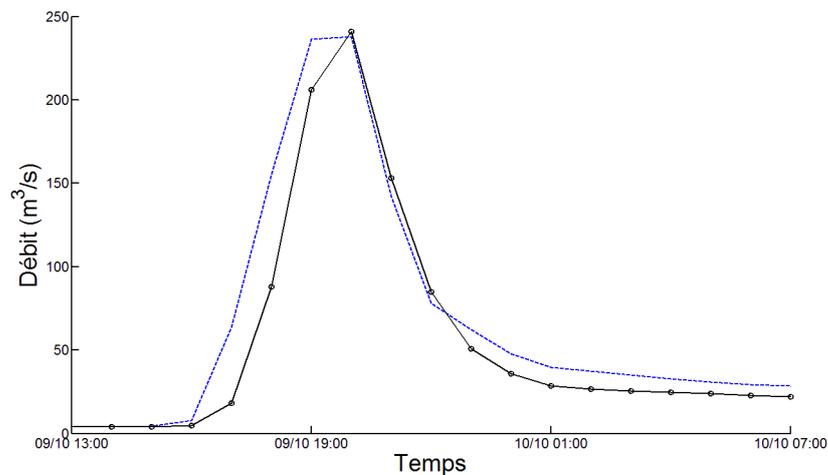


Figure 76 : Comparaison de l'hydrogramme observé (en tirets bleu) avec celui de la simulation « de référence » (en noir) pour l'épisode d'octobre 2001

Une première simulation dite « de référence » (courbe noire) est effectuée avec les valeurs calibrées des paramètres w , ds , V et K pour l'ensemble des épisodes) et la valeur de S calibrée pour l'épisode d'octobre 2001. Malgré un démarrage tardif de la montée de crue simulée, cette simulation représente de façon satisfaisante les débits observés à l'exutoire avec un Nash de 0.94.

A partir de cette simulation de référence, 5 simulations « perturbées » sont réalisées. Elles sont obtenues en perturbant tour à tour chacun des 5 paramètres de +10 % de sa valeur de référence. Pour quantifier l'influence des paramètres sur les débits à l'exutoire, les écarts de débits ΔQ entre la simulation « de référence » et chacune des 5 simulations « perturbées » sont calculés.

Il ressort de cette étude que :

- le coefficient de vidange ds et le paramètre w qui contrôle la participation de la vidange aux écoulements retardés ont une influence négligeable sur les débits de crue. (en expliquant moins de 1% de la valeur du débit de pointe) ;
- le paramètre ds va essentiellement jouer sur la pente de la courbe des écoulements retardés et sur le soutien des écoulements retardés ;
- le paramètre w permet d'ajuster le soutien des écoulements retardés ;
- le paramètre K_0 est légèrement plus sensible que les 2 paramètres précédents. L'écart maximum sur les débits est 3% du débit de pointe de la simulation de référence. Ce paramètre joue sur les pentes des courbes de montée et de descente de crue ;
- le paramètre de vitesse V joue essentiellement sur la date d'arrivée du pic de crue. Plus la vitesse V est forte, plus le pic de crue arrive tôt. L'écart maximum sur les débits est de 23% du débit de pointe de la simulation de référence ;
- la sensibilité au paramètre S est importante puisqu'une perturbation de 10 % de sa valeur entraîne une perturbation maximale de 12 % du débit de pointe de la simulation de référence. Celui-ci joue essentiellement sur l'intensité du pic de crue. Ce paramètre correspond à la condition initiale considérée comme très sensible dans les modèles événementiels [Zehe et Blöschl, 2004 ; Berthet et al., 2010].

Les débits du pic de crue sont surtout sensibles aux paramètres S et V . Une calibration sur les débits élevés ($> 50 \text{ m}^3/\text{s}$) permettra de s'affranchir de l'influence des paramètres w , ds et K_0 et d'avoir une première estimation de S et V .

b) Sensibilité sur la distribution de S

Un autre test de sensibilité a été conduit relativement au besoin de distribuer ou non le paramètre S au sein du bassin.

Le bassin versant a été découpé en deux parties : les causses en altitude pour lesquels la partie karstique est à une altitude de 201 à 623 m et les garrigues pour lesquelles la partie disposant d'une couverture végétale est à une altitude de -2 à 200 m.

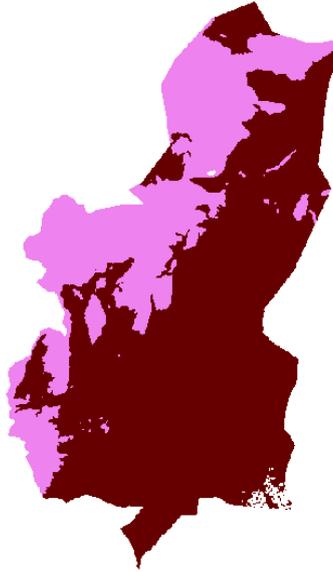


Figure 77 : Distribution de l'occupation des sols du bassin versant du Lez. Le karst est en rose et la couverture en bordeaux.

La valeur du paramètre S optimisée précédemment sert de référence au test. Ce S, noté S_{opt} par la suite, est considéré comme étant la moyenne pondérée par la surface de 2 S distincts ($S_{avg} = S_{opt}$), l'un propre à la partie où le karst est affleurant (en rose, noté S_{karst}) et l'autre propre à la partie où le karst est sous couverture (en bordeaux, noté S_{couv}). Pour chacun des 21 épisodes disponibles, les valeurs de S_{couv} et S_{karst} ont été calées selon 3 méthodes :

Méthode 1 : Le fonctionnement du karst est déterminé par l'état de l'aquifère. Cet état est exprimé par la piézomètre à la source du Lez qui déborde à 65 m NGF. Le karst est supposé pouvoir stocker 95mm de pluie entre 46 et 65m NGF (cf. étude abaques dans le livrable L4.2). Le S_{karst} est décrit donc par :

$$S_{karst} = 95/19 \cdot (65 - \text{piézomètre}) \quad \text{si piézomètre} < 65\text{m à la source}$$

$$S_{karst} = 0 \quad \text{si piézomètre} \geq 65\text{m à la source}$$

et la valeur de S_{couv} est ajustée pour respecter $S_{avg} = S_{opt}$ crue par crue.

→ représenté en bleu dans le tableau ci-dessous

Méthode 2 : La valeur de S_{karst} est fixée au maximum de tous les S_{opt} de l'étude précédente, et la valeur de S_{couv} est ajustée pour respecter $S_{avg} = S_{opt}$ crue par crue.

→ représenté en jaune dans le tableau ci-dessous

Méthode 3 : Enfin, la seule contrainte retenue est $S_{avg} = S_{opt}$ et les S_{couv} et S_{karst} sont optimisés.

→ représenté en rouge dans le tableau ci-dessous

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau ci-dessous :

					S karst fixé par débit source			S karst fixé à 405 mm		Savg fixé à S opt		
date de l'épisode	S optimal	Nash opt	piezo source	S karst	S couv	Nash	S couv	Nash	S couv (mm)	S karst (mm)	Nash	
1	oct-94	200	0,65	xx	xx	xx	xx	199	0,67	250	94	0,66
2	nov-94	121	0,59	xx	xx	xx	xx	104	0,55	131	99	0,59
3	déc-95	135	0,81	xx	xx	xx	xx	120	0,79	156	91	0,82
4	mars-96	154	0,84	xx	xx	xx	xx	151	0,81	179	100	0,85
5	déc-96	146	0,81	xx	xx	xx	xx	135	0,82	173	88	0,81
6	nov-97	266	0,82	xx	xx	xx	xx	262	0,85	266	267	0,83
7	déc-97	150	0,67	xx	xx	xx	xx	135	0,66	174	99	0,68
8	nov-99	168	0,74	xx	xx	xx	xx	151	0,7	186	129	0,75
9	sept-00	267	0,91	52,28	63,6	516	0,35	262	0,89	293	211	0,91
10	déc-00	117	0,6	65,25	0	167	0,16	104	0,53	125	99	0,61
11	janv-01	101	0,83	65,58	0	135	0,69	104	0,78	108	86	0,83
12	sept-02	238	0,9	61,18	19,1	453	0,79	231	0,85	291	125	0,91
13	oct-02	196	0,33	63,75	6,25	389	-0,3	231	0,57	220	145	0,38
14	déc-02	95	0,87	65,62	0	104	0,86	72	0,83	72	143	0,87
15	sept-03	254	0,9	39,55	127,25	294	0,8	231	0,94	218	332	0,92
16	nov-03	112	0,88	65,38	0	151	0,59	104	0,83	112	112	0,88
17	déc-03	101	0,89	65,85	0	135	0,87	88	0,87	101	101	0,89
18	sept-05	246	0,78	45,88	95,6	246	0,79	183	0,8	185	378	0,8
19	janv-06	132	0,85	65,38	0	199	0,5	120	0,81	149	96	0,85
20	oct-08	386	0,81	46,03	94,875	754	0,67	389	0,81	377	405	0,82

Tableau 23 : Résultats des calage avec S distribué

A partir de ces valeurs de S, les simulations de crues à Lavalette ont été menées. Leur qualité a été estimée à travers le critère de Nash :

Comparaison des Nash obtenus pour différents calage de S (en noir, un seul S pour tout le bassin optimisé - les autres couleurs correspondent à une spatialisation du S suivant 2 valeurs : S karst et S couverture)

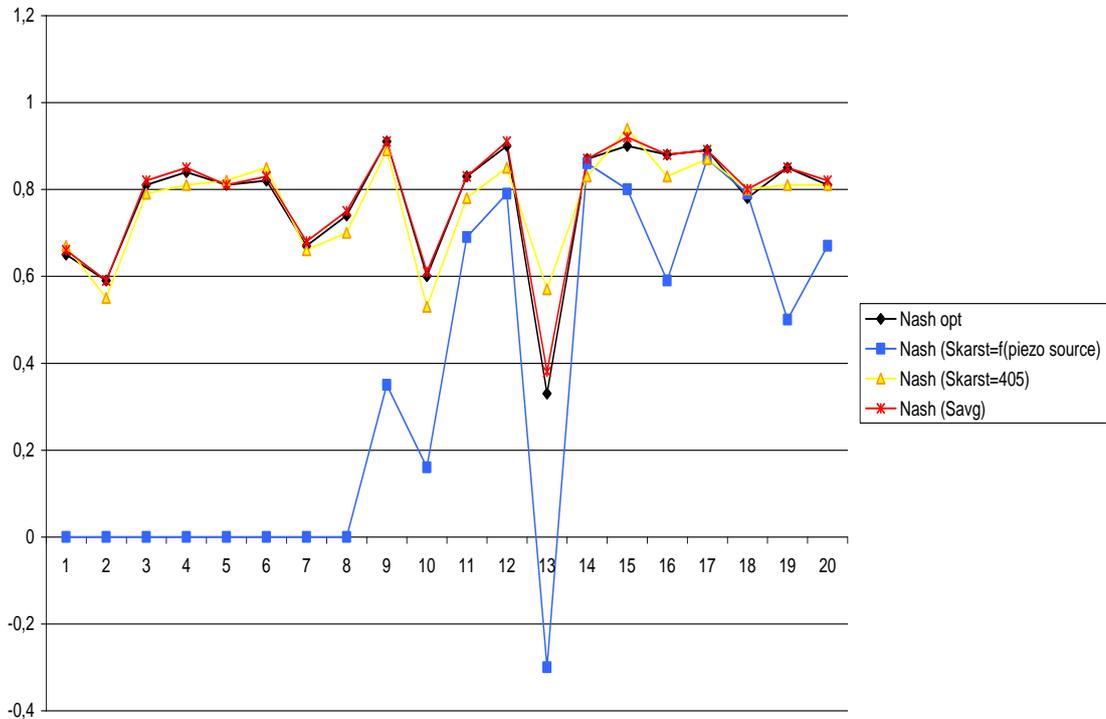


Figure 78 : Evolution des critères de Nash obtenus en fonction de la distribution de S

La passage d'une valeur homogène de S pour tout le bassin à 2 valeurs de S selon que l'on se situe sur le karst affleurant ou sous couverture (S karst et S couv) améliore ou détériore les résultats selon les cas.

- l'utilisation de la méthode 1 pour distribuer le S, voulant traduire la relation entre l'augmentation de la piézométrie à la source en fonction du cumul de pluie (en bleu), n'améliore pas les simulations, voire les dégrade dans certains cas ;
- l'utilisation de la méthode 2, avec une valeur de S karst constante et égale à la valeur maximale calée précédemment (405mm), et une valeur de S couv calculée de façon à conserver le S opt = S moyen, conduit à une amélioration moyenne du Nash de 1.3% (en jaune). Ceci est faible, mais n'alourdit pas la procédure de calage. Par contre, le Nash est tantôt amélioré, tantôt détérioré sur les crues testées (de -11.7% à +72.7%). Lorsqu'une détérioration est constatée, elle est en moyenne de -4.8% (13 crues sur 20). Lorsqu'une amélioration est constatée, elle est en moyenne de +14.6% (6 crues sur 20) ;
- la mise en oeuvre de la méthode 3 qui vise à conserver la valeur de S optimal (et homogène) comme moyenne pondérée par la surface des S couverture et S karst, suivie de la recherche du couple optimal (S karst, S couverture) (en rouge) conserve

les performances du modèle, et les améliore même légèrement dans certains cas. La recherche du jeu optimal de paramètres est toutefois plus longue, pour un gain moyen de 1.6% sur le Nash, ce qui reste faible.

L'étude de sensibilité a aussi porté sur l'influence de la distribution sur la qualité de la relation entre la condition initiale du modèle et les valeurs des indicateurs hydrogéomorphologiques :

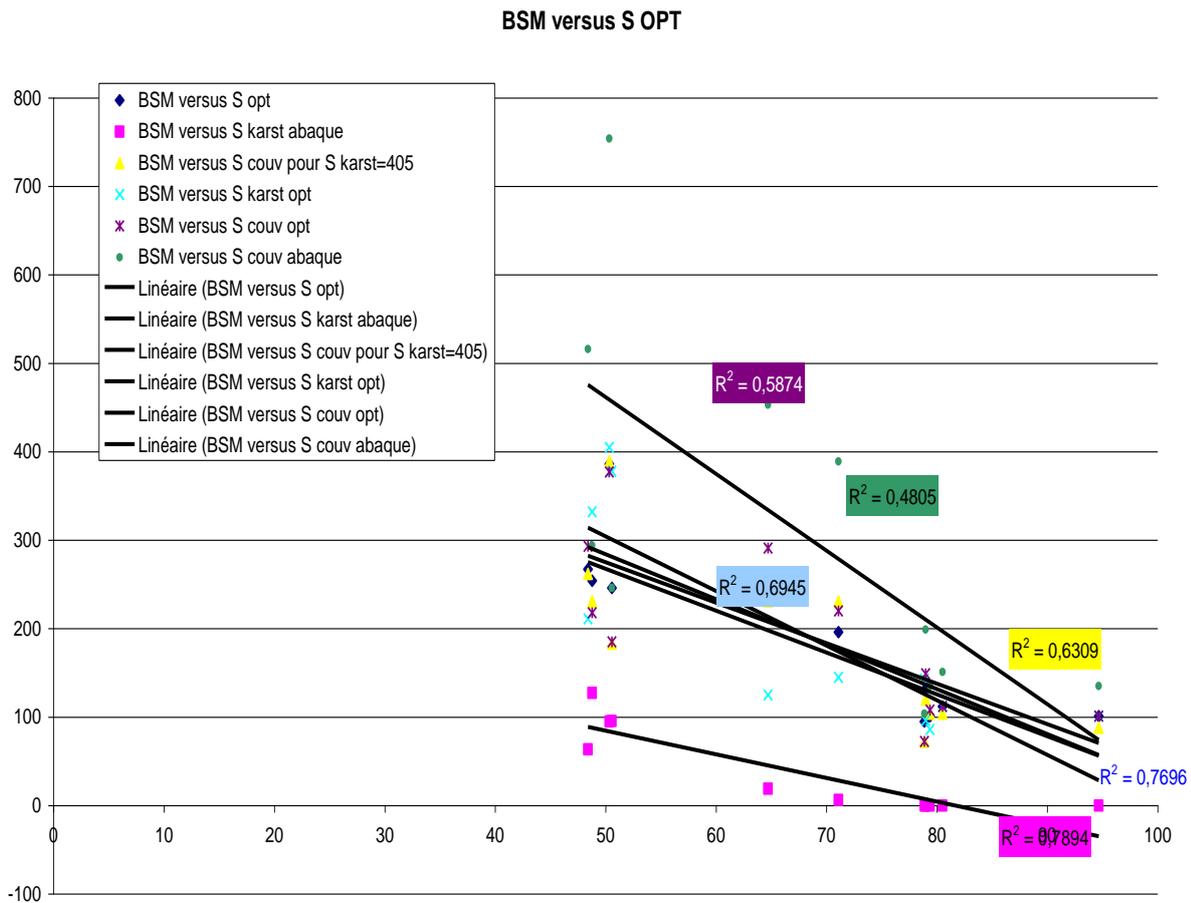


Figure 79 : Piézométrie initiale en fonction des valeurs de S distribués calés

Les relations entre la piézométrie mesurée à Bois Saint Mathieu, Claret et la source ainsi que l'humidité fournie par SIM avant la crue ont été tracées en fonction de la valeur des différents S distribués calés (cf. exemple graphe ci-dessus). La qualité de la régression entre indicateur et condition initiale est estimée avec le coefficient de détermination R^2 (cf. tableau ci-dessus) :

	BSM	HU2	Claret	Source
S opt uniforme	0,77	0,76	0,76	0,67
S karst abaque	0,79	0,76	0,8	0,99
S couv abaque	0,48	0,45	0,45	0,31
S couv pour S karst = 405	0,63	0,59	0,63	0,5
S karst opt	0,69	0,77	0,77	0,88
S couv opt	0,59	0,54	0,54	0,39

Il en ressort que :

- l'utilisation de la piézométrie à la source pour pré-déterminer la valeur de S karst (étude abaque), permet d'améliorer très fortement la corrélation entre indicateur (S karst) et condition initiale du modèle. Ce résultat s'explique par la construction même de la relation. Toutefois, le résultat sur les simulations de débits à Lavalette étaient détériorées. Cette solution ne permet pas d'améliorer simultanément la simulation des débits de surface et la corrélation entre l'initialisation du modèle et le niveau piézométrique ;
- L'utilisation d'un S karst constant et maximal détériore les relations (S karst et S couv). Or précédemment, nous avons montré que cette distribution de S détériorait aussi les simulations de débits à Lavalette. Elle est donc sans intérêt pour la présente étude ;
- L'utilisation d'un couple de S optimaux (S karst, S couv) conduit à une amélioration de la relation entre la condition initiale S karst et la piézométrie par rapport à l'utilisation d'un unique S uniforme sur le bassin. En particulier pour l'initialisation du modèle à partir de la connaissance de la piézométrie à la source ($R^2 = 0.67$ pour S uniforme --> $R^2 = 0.88$ pour S karst optimal). Seule la piézométrie de Bois Saint Mathieu s'éloigne de la condition initiale du modèle avec S distribué.

S couv s'éloigne de toutes les observations. Ce paramètre vient probablement compenser les erreurs et incertitudes liées à la modélisation

De plus, nous avons vu que les simulations en débit étaient améliorées par la prise en compte de cette distribution de S. Cette distribution du S pourrait donc être une piste à explorer. Toutefois dans la suite de l'étude, nous avons préféré ne plus la considérer, car elle nécessite l'ajout d'un paramètre de plus au modèle pour un gain limité.

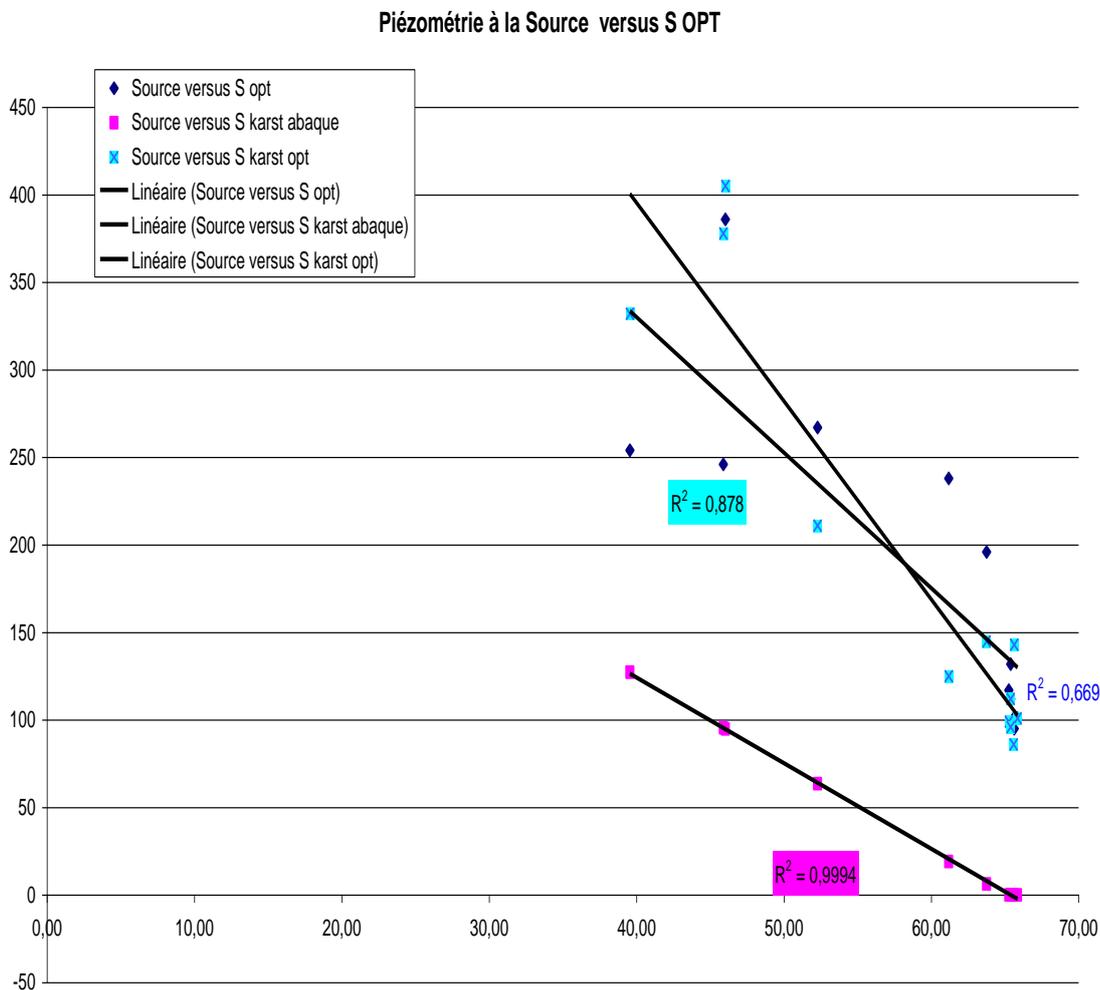


Figure 80 : Représentation des meilleures corrélations obtenues entre la piézométrie à la source et la valeur de la condition initiale du modèle

7.3.6. Calage

Parmi les 27 crues sélectionnées, 6 crues présentent un débit de pointe très faible (< 30 m³/s) comparé au reste de l'échantillon ce qui laisse suggérer un comportement différent du bassin lors de ces crues. La calibration est alors menée sur les 21 crues restantes. Les données de pluies utilisées en entrée du modèle sont soit les pluies radar corrigées par le « Mean Field Bias » (MFB) soit les données de pluie au sol fournies par les pluviographes. Ces pluies sont interpolées par la méthode des polygones de Thiessen. Le modèle s'applique à pas de temps horaire sur un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de 75 m de résolution. Le critère optimisé est celui de Nash.

- critère de Nash :
$$Nash = 1 - \frac{\sum(Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t))^2}{\sum(Q_{obs}(t) - Q_{obs})^2}$$
- $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$
- $K_0 = 0.3$
- $V = 1.3 \text{ m/s}$
- $w = 101 \text{ mm}$
- La condition initiale est variable selon l'événement.

Pluies utilisées par le modèle	Pluies au sol (pluviographes)		Pluies radar traitement HYDRAM		Pluies radar traitement CALAMAR	
	S	Nash	S	Nash	S	Nash
oct-94	200	0.66	Pas de données radar		Pas de données radar	
nov-94	121	0.60				
déc-95	135	0.82				
mars-96	154	0.85				
déc-96	146	0.82				
nov-97	266	0.83				
déc-97	150	0.68	208	0.48	Pas de données radar	
nov-99	168	0.75	204	0.59		
sept-00	143	0.94	267	0.91		
déc-00	117	0.61	150	0.65		
janv-01	101	0.84	116	0.81		
oct-01	164	0.81	Pas de données radar		139	0.94
sept-02	238	0.90	304	0.27	Pas de données radar	
oct-02	196	0.54	321	0.45		
déc-02	95	0.88	146	0.78	157	0.82
sept-03	481	0.81	254	0.90	276	0.89
nov-03	112	0.88	229	0.68	Pas de données radar	
déc-03	101	0.89	143	0.91	115	0.90
sept-05	33	0.72	246	0.81	240	0.90
janv-06	132	0.85	202	0.82	Pas de données radar	
oct-08	386	0.81	392	0.88		

Tableau 24 : Valeurs de la condition initiale et du critère de Nash obtenues avec les données de pluie au sol et de pluie radar (traitement HYDRAM ou CALAMAR) pour le jeu de paramètres suivant : $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$; $w = 101 \text{ mm}$; $V = 1.3 \text{ m/s}$; $K_0 = 0.3$

De manière générale, le modèle simule correctement 18 des 21 épisodes de crue avec un Nash allant de 0.66 à 0.94 et un jeu de paramètres constant pour tous les épisodes exceptée la taille du réservoir de production S. De plus, S présente de fortes valeurs pour les épisodes de début d'automne survenant après une longue période de sécheresse et de faibles valeurs pour les autres épisodes survenant après les premières pluies de l'automne. Comme attendu, la valeur de S, représentant le déficit hydrique initial, dépend de la saison et des pluies antécédentes (qui déterminent l'état hydrique du bassin en début d'épisode). Le modèle paraît donc bien refléter la saisonnalité constatée lors de l'analyse des données.

7.3.7. Initialisation

Afin d'initialiser ce modèle événementiel, les valeurs calibrées de S qui représentent le déficit hydrique initial ont été corrélées aux indicateurs de l'état hydrique de l'hydrosystème pris en début d'épisode à 6h00 TU. Ces indicateurs sont l'indicateur d'humidité Hu2 moyenné sur le bassin topographique permettant d'avoir une idée de la saturation des sols et la piézométrie de l'aquifère du Lez permettant d'estimer l'état de remplissage du réservoir profond.

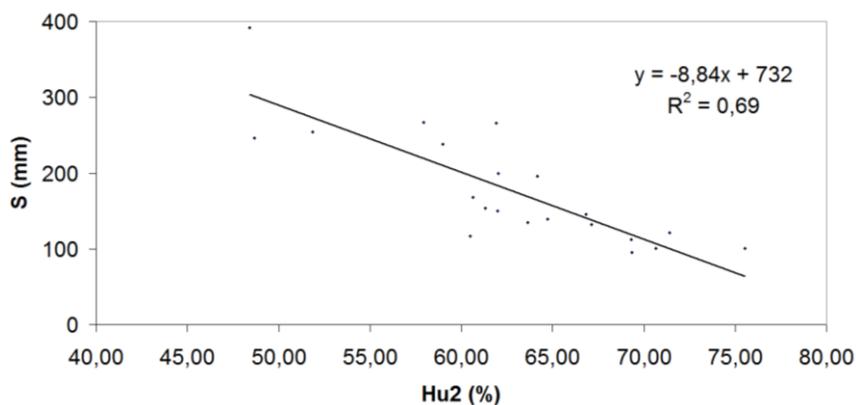


Figure 81 : régression linéaire établie entre la valeur calibrée de la condition initiale du modèle S et la valeur de l'indice Hu2 pris en début d'épisode.

Une régression linéaire a été établie entre l'indicateur Hu2 et la condition initiale du modèle S. Le coefficient de détermination R^2 est de 0.69.

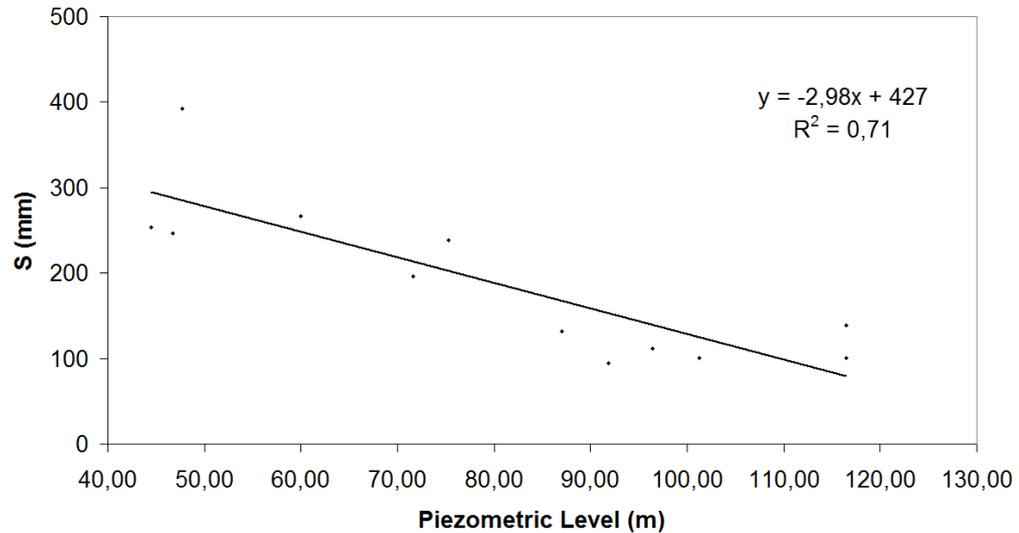


Figure 82 : régression linéaire établie entre la valeur calibrée de la condition initiale du modèle S et la piézométrie à Claret prise en début d'épisode.

La condition initiale S a aussi été comparée avec le niveau de remplissage de l'aquifère mesuré à pas de temps horaire pour 12 piézomètres appartenant à l'aquifère du Lez. Elles présentent un coefficient de détermination compris entre 0.50 et 0.81. Les meilleures corrélations sont obtenues pour les piézomètres des Matelles, de Bois Saint Mathieu et de Claret. Ces derniers sont situés près de la faille des Matelles qui représenterait un axe de drainage préférentiel de l'aquifère du Lez [Karam, 1989]. Les piézomètres situés près de la source du Lez (piézomètres de Saint-Gély, Bois des Avants, Bois des Rosiers et Gour Noir) et fortement influencés par son débordement présentent aussi des corrélations satisfaisantes.

Plusieurs incertitudes sont supposées réduire la qualité des régressions linéaires. Ces incertitudes concernent l'estimation des indicateurs et/ou celle de la condition initiale optimale du modèle :

- l'indicateur $Hu2$, en tant que sortie de ISBA, dépend des forçages météorologiques (pluies, température ...) et géographiques (hypothèses concernant la structure des sols ou le type de végétation). Des incertitudes sur ces forçages ou sur la structure du modèle ISBA peuvent affecter l'estimation de cet indicateur ;
- la piézométrie est sans doute l'indicateur connu localement avec le plus de précision. Sa capacité à rendre compte du remplissage de l'ensemble de l'aquifère peut être remise en cause par la nature hétérogène de l'aquifère karstique et les particularités du piézomètre. Néanmoins, les bonnes corrélations obtenues entre la source du Lez (représentative de la dynamique de l'ensemble de l'aquifère) et la plupart des piézomètres semblent indiquer que ces piézomètres sont représentatifs du remplissage de l'ensemble de l'aquifère ;
- l'estimation de la condition initiale S est aussi sujette à de nombreux biais. Premièrement, les incertitudes concernant l'estimation de la pluie sur

l'hydrosystème ont des répercussions directes sur l'estimation de la condition initiale. Deuxièmement, la calibration de la condition initiale se faisant à partir des débits observés à Lavalette, une incertitude sur la courbe de tarage (notamment pour les débits supérieurs à 300 m³/s) affecte directement l'estimation de la condition initiale. Enfin, la structure du modèle et la calibration des autres paramètres peut aussi influencer l'estimation de cette condition initiale.

Il existe ainsi de nombreuses sources d'incertitudes qu'il est important de prendre en compte au moment de l'interprétation des résultats. Cependant, on peut penser que les corrélations ne sont modifiées que par les erreurs aléatoires et non par les erreurs systématiques. Ces dernières sont filtrées lors de l'estimation des régressions linéaires entre S et les différents indicateurs. Pour améliorer ces relations, les principales erreurs à corriger sont les erreurs aléatoires. Celles-ci sont liées à l'estimation de la pluie en entrée du modèle, à l'estimation de la courbe de tarage ou aux forçages météorologiques du modèle de surface.

7.3.8. Validation

Pour contrôler la robustesse du modèle, trois tests de validation croisée (« split sample test ») sont réalisés. L'échantillon de 21 épisodes est séparé en deux parties : 14 épisodes font servir à la calibration et 7 vont servir à la validation. Trois échantillonnages différents sont réalisés. La calibration s'effectue sur les épisodes 1 à 14, pour le 1er échantillonnage, sur les épisodes 1 à 7 et 15 à 21, pour le 2nd échantillonnage et sur les épisodes 8 à 21 pour le 3ème échantillonnage. Pour chaque échantillonnage la validation se fait sur les 7 épisodes restants.

Cette méthode consiste à tester à la fois la robustesse de l'initialisation mais aussi celles des simulations de débits. En effet, elle permet de tester la robustesse de la régression linéaire entre S et Hu2 issue des 3 échantillons ayant servi à la calibration. Elle permet aussi de comparer pour chacun des 3 échantillonnages testés les valeurs de Nash des simulations de débits obtenues sur l'échantillon de calibration et celui de validation. Pour chaque épisode, les simulations de débits ont été réalisées en utilisant la valeur de S estimée par la régression linéaire entre S et Hu2. Ceci permet d'évaluer les performances et la robustesse du modèle en mode « opérationnel ».

La régression linéaire $S = a \cdot Hu2 + b$ estimée à partir des trois échantillons de calibration s'avère peu variable. En effet, les pentes « a » sont respectivement de -8.68, -8.69 et -9.04 pour les échantillons de calibration 1, 2 et 3. Les ordonnées à l'origine « b » sont respectivement de 721.1, 724.6 et 743.0 et les coefficients de détermination de 0.41, 0.74 et 0.75. Les Nash médians sont respectivement de 0.69, 0.77 et 0.81 pour les échantillons de calibration 1, 2 et 3 et de 0.85, 0.70 et 0.67 pour les échantillons de validation 1, 2 et 3. Ces résultats permettent d'accorder une certaine robustesse à l'initialisation du modèle et à ses simulations de débits à Lavalette.

7.4. DISCUSSIONS / INTERPRETATIONS

Comme le laisse suggérer l'étude de Roesch et Jourde (2005) et l'analyse des coefficients de ruissellement, une participation du karst aux crues de surface n'est pas à exclure. Cette participation peut permettre une atténuation de la crue par stockage de la pluie lors des premières crues de l'automne ou une aggravation par saturation de la capacité de stockage et/ou contribution par les sources karstiques.

7.4.1. Niveau dans le réservoir de production

On peut d'abord se demander si le karst peut aggraver la crue de surface par saturation de la capacité de stockage dès le début de l'épisode. Pour répondre à cette question, on peut comparer l'évolution du niveau piézométrique à celle du niveau $stoc(t)$ dans le réservoir « sol » du modèle. L'évolution de $stoc(t)$ est synchrone avec celle de $P(t)$ (niveau dans le réservoir « cumul de pluie ») qui régit l'évolution du coefficient de ruissellement au cours de l'événement. Plus $stoc(t)$ est élevé, plus $P(t)$ est élevé et plus le taux de ruissellement est important sur le bassin. Le niveau $stoc(t)$ est donc un indicateur de l'évolution de l'importance du ruissellement à la surface du bassin. Son évolution sera comparée à celle d'un piézomètre appartenant à l'aquifère du Lez. Le piézomètre choisi pour cette comparaison est celui de Bois Saint-Mathieu. Présentant une bonne corrélation avec la source, il peut être considéré comme représentatif de l'évolution de l'état de remplissage de l'aquifère du Lez. De plus, il est situé sur la partie Nord-Ouest du bassin topographique, zone où le karst affleure et permet le stockage de l'eau précipitée sur ce bassin. C'est cette partie du bassin qui, si elle se sature, peut entraîner une contribution du karst par saturation de la capacité de stockage.

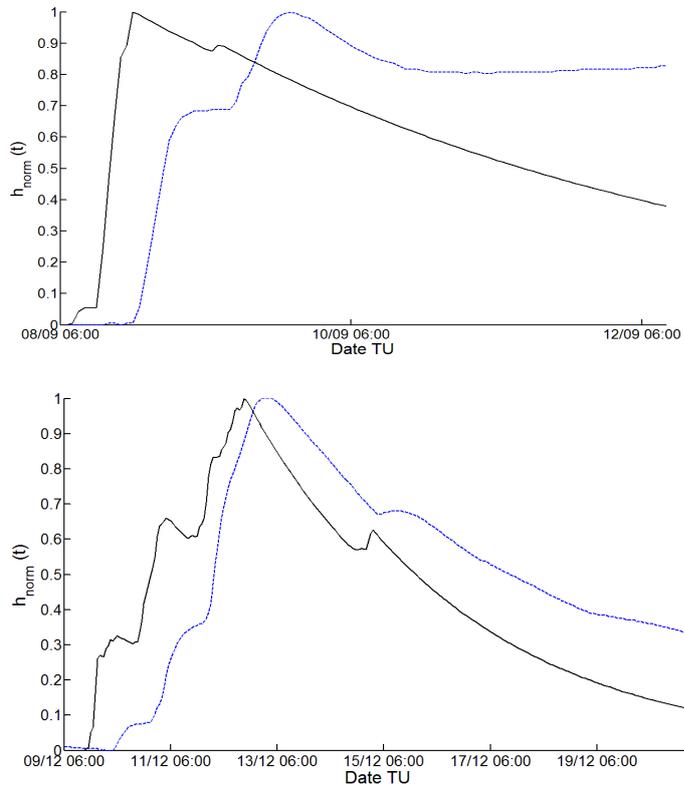


Figure 83 : Graphiques permettant de comparer le niveau dans le réservoir « sol » du modèle (en noir) et la piézométrie (en tirets bleus) pour les épisodes de septembre 2002 (graphique du haut) et décembre 2002 (graphique du bas)

En admettant que la partie nord-ouest du karst affleurant du bassin topographique puisse se saturer, cette saturation intervient lorsque le niveau piézométrique est au plus haut. Pour savoir si cette saturation intervient avant ou après la pointe de crue, on compare le temps d'arrivée du pic de piézométrie à celui du niveau dans le réservoir « sol » du modèle. Si la piézométrie atteint son maximum avant le niveau dans le réservoir « sol » alors le karst pourrait contribuer à la pointe de crue. En revanche, si le pic de piézométrie arrive après celui du niveau dans le réservoir « sol », le karst participerait davantage à la phase de décrue qu'à la phase de montée de la crue. Cette comparaison s'est faite sur les épisodes de crues entre 2000 et 2008 pour lesquels les données piézométriques à pas de temps horaire étaient disponibles. De manière générale, on s'aperçoit que les deux variables (à savoir la piézométrie et le niveau dans le réservoir « sol » du modèle) présentent la même évolution temporelle, avec un retard systématique de la piézométrie plus ou moins important en fonction des épisodes. Ce retard suggère que le souterrain ne contribuerait pas au premier pic de crue mais pourrait contribuer à la pointe de crue des pics suivants dans le cas d'une crue à pointes multiples. Ce comportement a d'ailleurs déjà été observé dans la région sur le bassin karstique de Nîmes [Maréchal et al., 2007] ou sur celui du Coulazou [Bailly-Comte et al., 2008].

7.4.2. Injection des débits observés à la source du Lez

Le karst peut aussi contribuer à la crue de surface en se vidangeant par ses sources qui constituent des exutoires pérennes ou temporaires de l'aquifère. On peut alors se demander si la vidange par ces sources permet au karst de contribuer à la pointe de la crue de surface. A la différence du mécanisme de participation par saturation de la capacité de stockage, la contribution par les sources peut permettre un transfert souterrain rapide de la crue par effet piston (transfert de pression). Ce phénomène est évoqué dans les études géochimiques récentes menées à la source du Lez. En supposant qu'un tel phénomène existe pour l'aquifère du Lez, le transfert souterrain (transfert de pression) peut être plus rapide que le transfert en surface (transfert de masse) intervenant dans le mécanisme de saturation de la capacité de stockage. La vidange du karst par les sources pourrait donc permettre une contribution du karst plus rapide que la saturation de la capacité de stockage et permettrait au karst de contribuer à la montée ou à la pointe de crue.

Pour savoir si cette vidange des sources peut permettre une contribution du karst à la pointe de la crue de surface, l'hydrogramme observé de la source du Lez est injecté dans le modèle distribué et transféré jusqu'à l'exutoire. Les temps d'arrivée des pics de crue sont ensuite comparés. Dans l'hypothèse où la fonction de transfert utilisée est représentative du transfert en surface du bassin, si le pic de crue (de l'hydrogramme transféré) de la source du Lez arrive plus tôt que celui de Lavalette, alors le karst contribue davantage à la montée ou à la pointe de crue qu'à la décrue. En revanche, si le pic de la source du Lez arrive plus tard, alors le karst contribue davantage à la décrue qu'à la pointe ou à la montée. De plus, la source du Lez étant l'exutoire du karst situé le plus en aval de l'aquifère et du bassin topographique, c'est elle qui peut contribuer le plus rapidement à la crue de surface. En effet, par rapport aux autres sources situées plus en amont, son débordement est plus rapide et le transfert de son hydrogramme en surface (supposé plus lent que le transfert de pression souterrain) est limité.

Episodes	Volumes Ecoulés			Source avant Transfert		Source après transfert		Lavalette	
	Véc _s 106 m ³	Véc _L 106 m ³	Véc _s / Véc _L (%)	QH _{pS} m ³ /s	tQH _{pS} TU	QH _{ptS} m ³ /s	tQH _{ptS} TU	QH _{pL} m ³ /s	QH _{ptS} / QH _{pL} (%)
sept-94	3.4	7.2	48	6.40	01/10 6h	6.37	01/10 8h	24.87	26
oct-94	4.5	20.7	22	13.90	20/10 19h	13.78	20/10 21h	123.62	11
nov-94	7.0	24.1	29	11.60	05/11 6h	11.58	05/11 8h	99.76	12
déc-95	4.0	12.1	33	8.50	18/12 2h	8.50	18/12 4h	53.20	16
mars-96	3.3	10.3	32	7.20	16/03 5h	7.20	16/03 7h	40.30	18
déc-96	6.5	27.2	24	14.60	19/12 18h	14.58	19/12 20h	138.64	11
Nov 97(2)	3.4	8.9	38	6.70	25/11 11h	6.64	25/11 13h	53.90	12
déc-97	5.7	23.2	25	14.20	18/12 19h	14.18	18/12 21h	121.59	12
nov-99	4.0	12.5	32	7.70	14/11 8h	7.69	14/11 8h	42.84	18
sept-00	1.0	3.8	26	4.50	29/09 15h	4.45	29/09 17h	51.47	9
déc-00	3.3	10.9	30	8.60	25/12 8h	8.58	25/12 10h	48.34	18
janv-01	5.2	15.3	34	13.90	19/01 7h	13.90	19/01 9h	93.11	15
Oct 01(2)	2.0	8.8	23	16.80	09/10 16h	15.90	09/10 18h	238.05	7
août-02	0.2	0.8	22	0.40	28/08 21h	0.40	28/08 23h	6.03	7
sept-02	1.5	6.3	23	7.20	08/09 20h	7.18	08/09 22h	103.26	7
oct-02	2.2	8.4	26	6.80	10/10 20h	6.75	10/10 22h	42.97	16
déc-02	7.5	47.2	16	19.60	12/12 11h	19.32	12/12 13h	375.89	5
sept-03	0.3	34.1	1	2.23	23/09 11h	2.21	23/09 13h	91.48	2
Nov 03(1)	2.2	8.7	25	9.40	17/11 18h	9.36	17/11 20h	64.07	15
déc-03	6.9	34.7	20	25.30	03/12 10h	24.72	03/12 12h	423.84	6

Tableau 25 : Présentation de quelques caractéristiques des hydrogrammes de Lavalette (débits observés) et de la source du Lez (débits observés ou transférés à Lavalette). Véc_S est le volume écoulé à la source du Lez, Véc_L est le volume écoulé à Lavalette, QH_{pS} et QH_{ptS} sont respectivement les débits de pointe à la source avant et après transfert à Lavalette, tQH_{pS} et tQH_{ptS} sont respectivement les temps d'arrivée du débit de pointe à la source avant et après transfert à Lavalette, QH_{pL} est le débit de pointe observé à Lavalette.

La fonction de transfert du modèle utilisée pour transférer l'hydrogramme à Lavalette n'a que peu d'impact sur la valeur du débit de pointe et a pour principal effet de le décaler de 2 h. Pour avoir une première idée de la contribution du karst par vidange de ses sources, on peut s'intéresser aux volumes écoulés à la source du Lez et à Lavalette au cours de l'épisode ainsi qu'aux débits de pointe de la source du Lez et à Lavalette. N'ayant les débits à la source que jusqu'en 2005 (les mesures s'arrêtant avant l'épisode de septembre 2005), les épisodes suivant décembre 2003 ne sont pas présentés.

Alors que le volume écoulé à la source représente en moyenne 26 % du volume total écoulé à Lavalette, le débit de pointe à la source du Lez n'en représente en moyenne

que 12 %. Lorsqu'on regarde les hydrogrammes, la source du Lez semble, à première vue, davantage influencer le débit à Lavalette dans la phase de récession que dans la montée ou la pointe de crue.

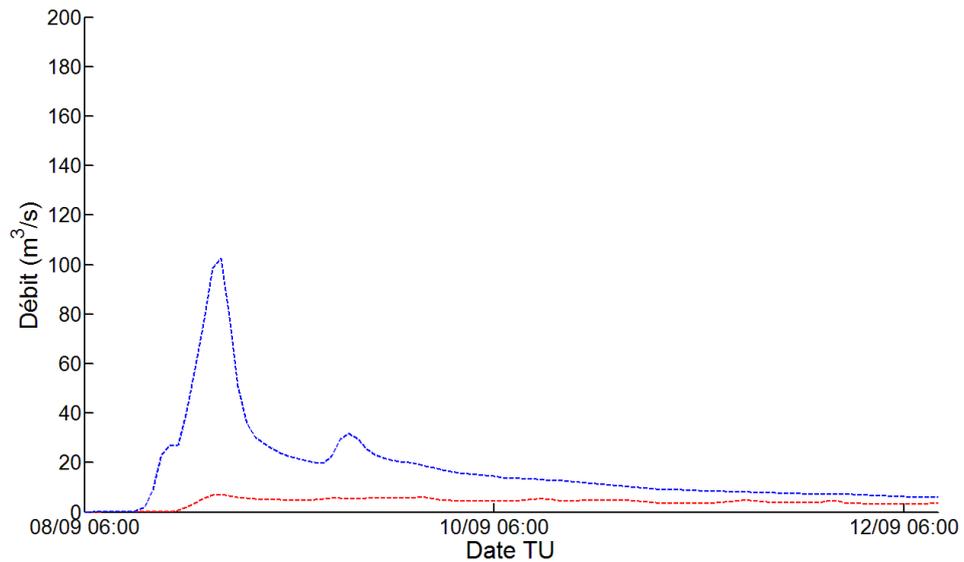


Figure 84 : Exemple de septembre 2002 présentant l'hydrogramme observé à Lavalette (bleu) et celui de la source du Lez transféré à Lavalette (rouge)

Episodes	tQHXT _s	tQHXL	$\Delta t(QHX)$	QHXL
Sept94 Pic1	23/09 22h	23/09 19h	3	12.62
Sept94 Pic2	01/10 8h	01/10 4h	4	24.87
Oct94 Pic1	20/10 6h	20/10 6h	0	91.53
Oct94 Pic2	20/10 21h	20/10 21h	0	123.62
Nov94 Pic1	28/10 9h	28/10 7h	2	43.13
Nov94 Pic2	05/11 8h	05/11 6h	2	99.76
Déc95 Pic1	17/12 7h	17/12 4h	3	53.20
Déc95 Pic2	18/12 5h	17/12 22h	7	49.49
mars-96	16/03 7h	15/03 20h	11	40.30
déc-96	19/12 20h	19/12 18h	2	138.64
Nov97(2)	25/11 13h	25/11 12h	1	53.90
déc-97	18/12 21h	18/12 17h	4	121.59
nov-99	14/11 8h	14/11 7h	1	42.84
sept-00	29/09 17h	29/09 16h	1	51.47
déc-00	25/12 10h	25/12 2h	8	48.34
janv-01	19/01 9h	19/01 5h	4	93.11
Oct01(2)	09/10 18h	09/10 20h	-2	238.05
août-02	?	26/08 0h		6.03
sept-02	08/09 22h	08/09 22h	0	103.26
oct-02	?	10/10 1h		42.97
Déc02 Pic1	11/12 12h	11/12 5h	7	60.58
Déc02 Pic2	12/12 1h	12/12 2h	-1	306.77
Déc02 Pic3	12/12 13h	12/12 17h	-4	375.89
sept-03	22/09 19h	22/09 19h	0	91.48
Nov03(1) Pic1	17/11 6h	16/11 16h	14	64.07
Nov03(1) Pic2	17/11 18h	17/11 2h	16	56.11
Déc03 Pic1	02/12 11h	02/12 8h	3	36.93
Déc03 Pic2	03/12 12h	03/12 14h	-2	423.84

Tableau 26 : Valeurs et temps d'arrivée des débits de pointe de chaque pic de crue. tQHXL et QHXL sont respectivement le temps d'arrivée et la magnitude du pic de crue à Lavalette ; tQHXT_s est le temps d'arrivée du pic de crue de la source du Lez transféré à Lavalette ; $\Delta t(QHX)$ est la différence entre le temps d'arrivée du pic de crue de la source du Lez (transféré à Lavalette) et celui du pic de crue à Lavalette.

Pour 18 des 27 pics étudiés, le pic de l'hydrogramme de la source du Lez transféré à Lavalette présente un retard de quelques heures (le plus souvent entre 1 et 4 h) par rapport au pic de crue observé à Lavalette.

En supposant que la fonction de transfert utilisée est représentative du transfert de l'eau en surface, la source du Lez contribue davantage à la phase de récession qu'à la montée ou à la pointe de crue. De plus, la source du Lez permettant a priori la contribution la plus rapide, on peut dire que pour ces pics de crue la vidange par les sources en amont permettrait au karst de contribuer davantage à la phase de récession qu'à la montée ou au pic de crue.

Pour 4 des 27 pics, le pic de l'hydrogramme de la source du Lez transféré à Lavalette présente quelques heures d'avance sur le pic de crue observé à Lavalette. Ces pics présentent un débit de pointe très élevé associé à une période de retour supérieure à 5 ans. De plus, ils interviennent généralement après un premier pic de crue situé quelques jours avant (pour octobre 2001) ou quelques heures avant (pour décembre 2002 et décembre 2003). La source contribue donc à la phase de montée et à la pointe de la crue de surface. L'avance du pic laisse même suggérer que des sources situées plus amont peuvent elles aussi contribuer à cette phase de montée. La contribution à la pointe de crue paraît donc possible lors des épisodes de crue importants, toutefois, comme le montrait le tableau précédent, cette contribution n'expliquerait qu'une faible partie du débit de pointe (5 à 6 % sur les valeurs de débits pour 16 à 20% des volumes).

Remarque concernant le rôle des eaux karstiques à la genèse des crues du fleuve Lez : Il conviendrait également de conduire une analyse sur la source du Lirou. La dynamique de réponse de la source de trop plein du compartiment jurassique situé à l'ouest de la faille de Corconne pourrait être différente de celle du Lez (plus rapide). Il est probable que les débits de pointes de crue de la source du Lirou soient supérieurs à ceux du Lez ($Q_{\text{Lirou}} > 20 \text{ m}^3/\text{s}$ en crue, le débit max de la source du Lez étant de l'ordre de $16 \text{ m}^3/\text{s}$). Dans ce contexte, la contribution des eaux des sources karstiques au débit du Lez à Garrigiano pourrait être supérieure à la petite dizaine de %. L'analyse des récentes instrumentations mises en place sur le Lirou pourront permettre d'apporter des éléments de réponse à cette interrogation dans un futur proche (nécessité de disposer de chroniques suffisamment longues). Cette discussion pourra être complétée par les données de l'ouvrage Suquet qui permettent de qualifier l'évolution de la charge hydraulique de ce compartiment.

7.5. CONCLUSION

Le modèle proposé reproduit de façon relativement satisfaisante les crues de surface du bassin karstique du Lez. Ses avantages pour la prévision des crues en temps réel sont sa frugalité et sa parcimonie. En effet, son utilisation nécessite un nombre limité de données, principalement les pluies horaires mesurées pendant l'épisode de crue. Il contient aussi un nombre réduit de paramètres qui restent constants pour l'ensemble des 21 événements testés sur la période 1994 – 2008, à l'exception de la condition initiale S qu'on ajuste d'un

épisode sur l'autre afin de représenter le déficit hydrique initial de l'hydrosystème en début d'événement.

Le caractère distribué du modèle permet de tirer avantage de la fine résolution spatiale des pluies radar sans augmenter le nombre de paramètres du modèle. En effet, l'utilisation de pluies radar de bonne qualité en début d'automne améliore la plupart des hydrogrammes simulés de façon significative en compensant la faible densité de pluviographes sur le bassin ou les lacunes dans les chroniques de pluie au sol. A la fin de l'automne, la qualité des mesures de pluie radar est moindre, probablement détériorée par la faible extension verticale du nuage et la faible altitude de l'isotherme 0° C. Les simulations qui en découlent sont alors moins satisfaisantes qu'avec les pluies au sol.

La condition initiale du modèle est également bien corrélée aux indicateurs de l'état hydrique de l'hydrosystème que sont l'indice d'humidité Hu_2 et la piézométrie. Les niveaux piézométriques montrent les meilleures corrélations avec la condition initiale mais le nombre limité d'événements disponibles ne permet pas d'établir une hiérarchie dans la performance des indicateurs. Son initialisation reste néanmoins robuste et se fait avec des indicateurs de l'état hydrique facilement disponibles.

La parcimonie, la frugalité, l'initialisation robuste et facile de ce modèle en font un outil utilisable pour de nombreuses applications hydrologiques opérationnelles comme la prédétermination ou la prévision en temps réel. Néanmoins, les sources d'incertitudes restent nombreuses et peuvent limiter les performances du modèle en opérationnel. Une technique d'assimilation de données peut alors être appliquée pour réduire ces incertitudes et améliorer les performances du modèle en opérationnel et en temps réel.

8. Modélisation hydraulique

8.1. RESUME

Le modèle hydraulique de propagation d'une crue dans le Lez est ici présenté. Il s'agit d'un modèle basé sur les équations de Barré de Saint Venant appliquées pour décrire les écoulements à surface libre dans le cours d'eau du Lez. Le principe du modèle y est présenté. Tous les ouvrages y ont été également introduits à partir des mesures effectuées dans le cadre de l'AT1. L'influence sur la ligne d'eau de ces ouvrages est prise en compte et analysée.

8.2. INTRODUCTION

Le rapport de l'AT1 sur le volet modélisation hydraulique du Lez a permis de préciser la zone étudiée pour le modèle ainsi que les données géométriques et hydrauliques disponibles, ou acquises permettant cette modélisation. Sans rentrer à nouveau dans ces détails nous en rappelons ci-après les principaux points.

Le modèle hydrologique ATHYS-MERCEDES allant jusqu'à la station de Lavalette (seuil dit de Moulin de Gasconnet), le modèle hydraulique SIC prend la suite, c'est-à-dire de cette station hydrologique de Lavalette jusqu'à la 3ème écluse.

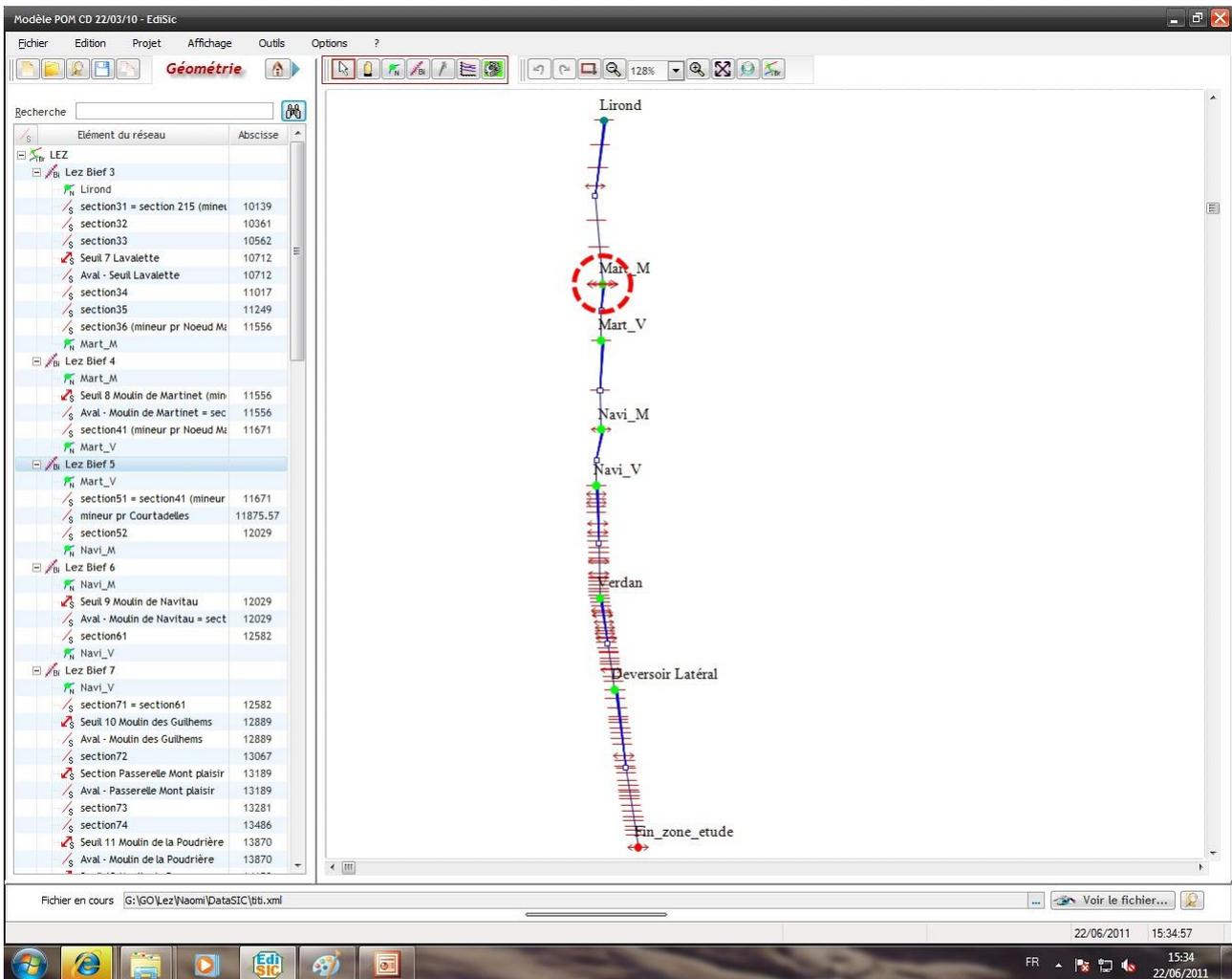


Figure 85 : Interface de SIC pour les données topologiques du Lez de Lavalette à la 3ème écluse

Nous avons également indiqué dans le rapport de l'AT1 l'importance des 25 ouvrages en travers situés le long du Lez entre la confluence Lez-Lirou et la 3ème écluse, dont 21 sur le tronçon retenu pour la modélisation dans SIC (Station de la Valette à la Station de la 3ème écluse). Ces seuils ont été entièrement relevés au GPS différentiel et au Tachéomètre Laser. Des données complémentaires, en particulier sur le seuil de la 3ème écluse ont été fournies par la DREAL.

Nom de la singularité	Remarque (ou cote principale en m NGF)
<i>Moulin du Près (2)</i>	55,3
<i>Moulin du Parc (3)</i>	44,59
<i>Moulin des Trépassés (4)</i>	41,54
<i>Moulin de Boudet (5)</i>	37,43
Moulin de Gasconnet (6)	34,96
Seuil de Lavalette (7)	33,25
Moulin de Martinet (8)	30,3
Moulin de Navitau (9)	28,92
Moulin des Guilhems (10)	24,84
Passerelle « Mont Plaisir » (Etat en ruine et inutilisée aujourd'hui)	20,83
Moulin de la Poudrière (11)	19,66
Moulin de Bez ou du Rocher (12)	17,96
Moulin du Sauret (13)	16,08
Seuil du Pont de Garigliano (14)	13,54
Moulin de l'Evêque (15)	Seuil mobile, 12,50 au max ?
Passerelle Hôtel de Région 1	Radier à 7,4, Passerelle pleine de 9,30 à 9,70
Passerelle Hôtel de Région 2	Idem à 170 m plus à l'aval
Seuil aval Pont Juvénal (16)	Barrage mobile, 8,02
Seuil Richter amont (17)	7,58 et 8,3 à 8,5 en lit moyen
Seuil Richter (18)	6,86
Seuil Richter aval (19)	6,07
Ecluse 1 (20)	6,62
Déversoir latéral Lattes	8,72 à 8,80, sur 150m de long en rive gauche
Ecluse 2 (21)	4,64
Ecluse 3 (22)	2,70

Tableau 27 : Ouvrages le long du Lez

Le travail présenté dans ce rapport sur la modélisation hydraulique et le calage-validation a consisté en grande partie à caler les coefficients de débit des divers ouvrages composant ces seuils, puis à simuler les crues retenues. Les données hydrauliques utilisées pour ce calage proviennent de la Banque Hydro. Nous avons en particulier utilisé les données des 21 crues retenues pour les raisons détaillées dans le rapport de l'AT1 (un cumul de pluie sur l'épisode supérieur à 90 mm, et un débit de pointe au niveau de Lavalette supérieur à 40 m³/s) :

(date début, date fin, stations disponibles avec les codes suivants : L=Lavalette, G=Garigliano, E=3ème Ecluse) :

> Du 18/10/1994 06:00 au 26/10/1994 20:00	L
> Du 27/10/1994 06:00 au 11/11/1994 11:00	L

> Du 15/12/1995 06:00 au 25/12/1995 00:00	L
> Du 13/03/1996 06:00 au 22/03/1996 03:00	L
> Du 17/12/1996 06:00 au 28/12/1996 17:00	L
> Du 24/11/1997 06:00 au 04/12/1997 12:00	L
> Du 16/12/1997 06:00 au 27/12/1997 00:00	L
> Du 11/11/1999 06:00 au 23/11/1999 00:00	L, G
> Du 28/09/2000 06:00 au 03/10/2000 19:00	L, G
> Du 23/12/2000 06:00 au 31/12/2000 23:00	L
> Du 16/01/2001 06:00 au 24/01/2001 14:00	L, G
> Du 09/10/2001 06:00 au 14/10/2001 14:00	L, G
> Du 08/09/2002 06:00 au 12/09/2002 10:00	L, G
> Du 08/10/2002 06:00 au 14/10/2002 17:00	L, G
> DU 09/12/2002 06:00 au 21/12/2002 01:00	L, G
> Du 22/09/2003 06:00 au 25/09/2003 15:00	L, G
> Du 15/11/2003 06:00 au 20/11/2003 04:00	L, G
> Du 29/11/2003 06:00 au 10/12/2003 04:00	L, G
> Du 05/09/2005 06:00 au 07/09/2005 15:00	L, G
> Du 27/01/2006 06:00 au 07/02/2006 17:00	L
> Du 19/10/2008 06:00 au 25/10/2008 06:00	L, G, E

Tableau 28 : Dates et stations disponibles des crues retenues

Mais parmi ces 21 crues, 1 seule (Du 19/10/2008 06:00 au 25/10/2008 06:00) présente des enregistrements aux 3 stations (Lavalette, Garigliano, 3ème Ecluse), et 12 crues aux 2 stations (Lavalette, Garigliano). Nous utiliserons ces 12 crues pour le calage-validation du modèle hydraulique. Ce travail sera bien entendu, pour être cohérent, réalisé sur le modèle hydraulique correspondant aux géométries des lits antérieurs à 2008, donc ne comprenant pas les aménagements récents de recalibrage et d'endiguement vers Lattes. Ces aménagements seront saisis dans une autre version des données géométriques (à partir des données BRL 2009 et des plans de recollement des travaux BEC), et utilisée probablement pour les scénarios prospectifs.

Crue HCRUE_L_11111999.txt - Qmin=1.23 - Qmax=43.6 - Zmin=35.021 - Zmax=36.061
Crue HCRUE_G_11111999.txt - Qmin=1.51 - Qmax=43.2 - Zmin=13.614 - Zmax=14.381

Crue HCRUE_L_28092000.txt - Qmin=0.185 - Qmax=56.3 - Zmin=34.796 - Zmax=36.201
Crue HCRUE_G_28092000.txt - Qmin=0.149 - Qmax=61.5 - Zmin=13.497 - Zmax=14.551
Crue HCRUE_L_16012001.txt - Qmin=5.99 - Qmax=96.6 - Zmin=35.307 - Zmax=36.581
Crue HCRUE_G_16012001.txt - Qmin=8.05 - Qmax=117 - Zmin=13.811 - Zmax=14.931
Crue HCRUE_L_09102001.txt - Qmin=3.98 - Qmax=292 - Zmin=35.203 - Zmax=37.791
Crue HCRUE_G_09102001.txt - Qmin=3.65 - Qmax=314 - Zmin=13.706 - Zmax=15.831
Crue HCRUE_L_08092002.txt - Qmin=0.321 - Qmax=116 - Zmin=34.862 - Zmax=36.731
Crue HCRUE_G_08092002.txt - Qmin=0.776 - Qmax=131 - Zmin=13.573 - Zmax=15.021
Crue HCRUE_L_08102002.txt - Qmin=0.595 - Qmax=45.4 - Zmin=34.943 - Zmax=36.081
Crue HCRUE_G_08102002.txt - Qmin=0.581 - Qmax=56.6 - Zmin=13.56 - Zmax=14.501
Crue HCRUE_L_09122002.txt - Qmin=3.22 - Qmax=387 - Zmin=35.155 - Zmax=38.301
Crue HCRUE_G_09122002.txt - Qmin=2.65 - Qmax=443 - Zmin=13.668 - Zmax=16.331
Crue HCRUE_L_22092003.txt - Qmin=0.114 - Qmax=94.2 - Zmin=34.744 - Zmax=36.561
Crue HCRUE_G_22092003.txt - Qmin=0.501 - Qmax=203 - Zmin=13.553 - Zmax=15.371
Crue HCRUE_L_17112003.txt - Qmin=3.42 - Qmax=68.9 - Zmin=35.168 - Zmax=36.331
Crue HCRUE_G_17112003.txt - Qmin=5.83 - Qmax=88.6 - Zmin=13.759 - Zmax=14.751
Crue HCRUE_L_29112003.txt - Qmin=6.93 - Qmax=440 - Zmin=35.352 - Zmax=38.591
Crue HCRUE_G_29112003.txt - Qmin=10.1 - Qmax=539 - Zmin=13.856 - Zmax=16.691
Crue HCRUE_L_05092005.txt - Qmin=0.185 - Qmax=487 - Zmin=34.704 - Zmax=38.791
Crue HCRUE_G_05092005.txt - Qmin=0.17 - Qmax=523 - Zmin=13.331 - Zmax=16.601
Crue HCRUE_L_19102008.txt - Qmin=0.173 - Qmax=122 - Zmin=34.694 - Zmax=36.771
Crue HCRUE_G_19102008.txt - Qmin=0.444 - Qmax=146 - Zmin=13.446 - Zmax=15.101
Crue HCRUE_E_19102008.txt - Qmin=0.242 - Qmax=110 - Zmin=2.8025 - Zmax=4.0025

Tableau 29 : Amplitudes des crues retenues (débits en m³/s et cotes en m NGF)

8.3. LES DONNEES HYDRAULIQUES

Pour valider un modèle il est nécessaire d'avoir des données hydrauliques auxquelles les données du modèle pourront être comparées. Sur la partie du fleuve Lez étudié, trois stations hydrométriques sont répertoriées dans la Banque Hydro : la station dite de « Lavalette », la station de « Garigliano » et la station de « La troisième écluse » (en souligné dans le Tableau 27). Les données cote/débit à ces stations ont pu être récupérées auprès de la Banque Hydro. Les cotes sont mesurées par des capteurs de niveaux (indiquées en général en mm par rapport à un zéro échelle, cf. Tableau 30), et les débits sont déduits de ces niveaux via une courbe de tarage mise au point à partir de jaugeages (au moulinet pour les faibles débits et au Saumon ou à l'ADCP⁹ pour les forts débits). L'aide de la DREAL a été très importante et utile dans la collecte et l'interprétation de ces données.

ZeroEchelle_Lavalette=34,431 m NGF;

ZeroEchelle_Garigliano=12,881 m NGF;

ZeroEchelle_3emeEcluse=-0,0275 m NGF;

Tableau 30 : Zéro-échelle retenus pour les 3 stations

De plus, au niveau du pont de l'Evêque, la Mairie de Montpellier dispose aussi de données qui nous ont été fournies. Le seuil mobile situé sous ce pont est manœuvré afin de maintenir un niveau de consigne à peu près constant à son amont. Afin de vérifier s'il n'y avait pas de problèmes éventuels dans ces données, des courbes de tarage des différentes stations ont été reconstituées et tracées sur des périodes différentes et comparées à la Q(Z) utilisée par la DREAL dans la banque Hydro. Ce travail était nécessaire et fastidieux car les données provenaient de diverses extractions, à des pas de temps différents pour les Q et les Z, avec parfois des horaires en temps local ou en temps universel, et avec des courbes de tarage qui ont parfois été retouchées au fil des années.

On peut remarquer que la courbe de tarage est la même pour la crue et la décrue. Dans certains cas les courbes de tarage sont définies avec des hystérésis, ce qui n'est pas le cas sur les stations étudiées ici. Voici le résultat au niveau des trois stations étudiées (croix en bleu des points de la Q(Z) de la DREAL et points en rouge des points de toutes les chroniques des 12 crues retenues ci-dessus) :

⁹ ADCP = Acoustic Doppler Current Profiler, il s'agit de mesurer le profil vertical de vitesses de l'eau à partir des particules en suspension dans l'eau par effet Doppler

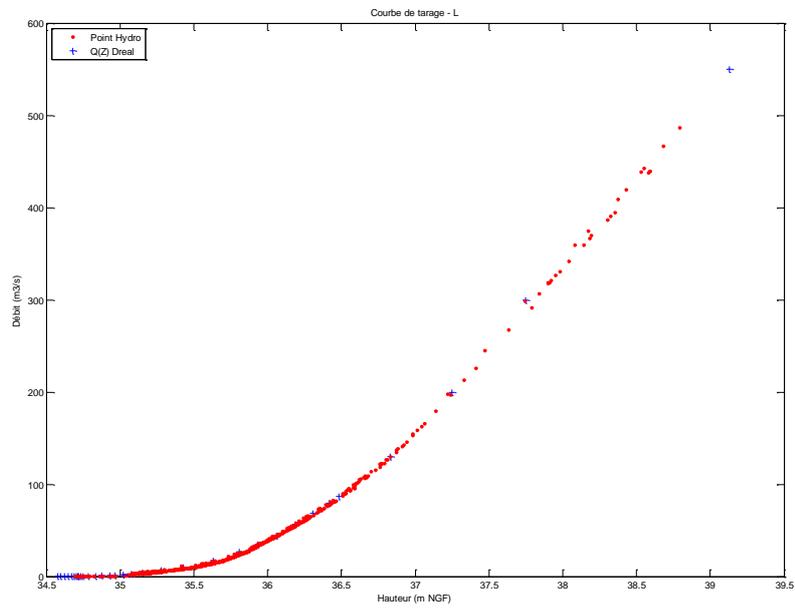


Figure 86 : Courbe de tarage à la station de Lavalette

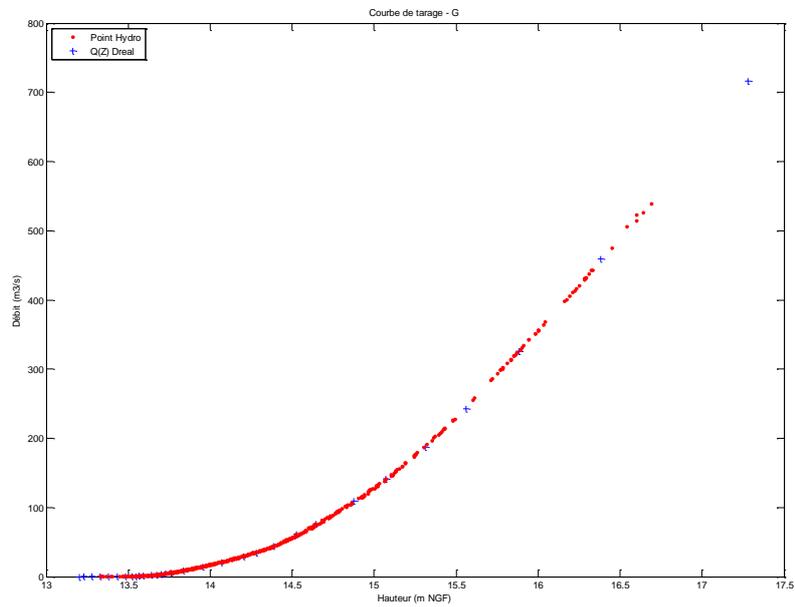


Figure 87 : Courbe de tarage à la station de Garigliano

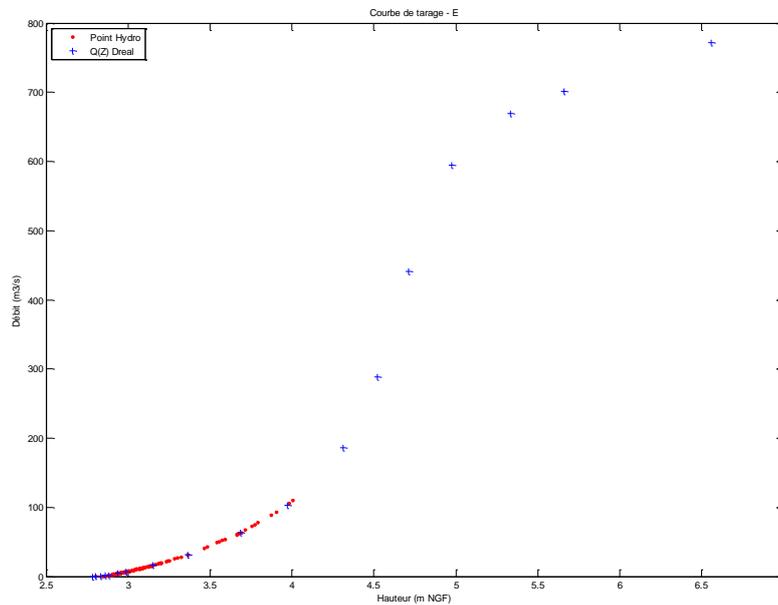


Figure 88 : Courbe de tarage à la station de la 3ème écluse

8.4. LE LOGICIEL SIC : LA GEOMETRIE ET LES SEUILS

8.4.1. Présentation du modèle hydraulique 1D et des modèles d'ouvrage

Les écoulements du Lez sont modélisés grâce au logiciel SIC basé sur les équations 1D de Saint-Venant, avec gestion des lits multiples (lits mineur, moyen et majeur), ainsi que des casiers aux nœuds.

Les équations de Saint-Venant sont des équations aux dérivées partielles, hyperboliques, du premier ordre, non-linéaires. Elles sont obtenues en écrivant la conservation de la masse (équation de continuité) et de la quantité de mouvement (équation dynamique) d'un volume élémentaire de liquide. Les hypothèses sont :

- l'écoulement est mono-dimensionnel,
- la pente I du fleuve est suffisamment faible pour faire l'approximation $\sin(I) \approx I$,
- la masse volumique de l'eau est considérée constante,
- la répartition des pressions est hydrostatique,
- les effets de la viscosité interne sont négligeables par rapport aux frottements externes.

Sous ces hypothèses, les équations sont :

$$\text{Continuité : } \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad [1]$$

$$\text{Dynamique : } \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q^2/S}{\partial x} + g.S \frac{\partial z}{\partial x} + g.S.J = k.q.V \quad [2]$$

où :

t est la variable de temps (s),

x la variable d'espace (m), orientée dans le sens de l'écoulement,

S la section mouillée (m²),

Q le débit (m³/s),

q le débit latéral par unité de longueur (m²/s) : $\begin{cases} q > 0 : \text{apports} \\ q < 0 : \text{pertes} \end{cases}$

g l'accélération gravitaire (m/s²),

z la cote absolue de l'eau (m),

J la pente de frottement,

V la vitesse de l'écoulement (m/s),

k = 0 si q > 0, k = 1 si q < 0. On suppose ainsi que les apports sont perpendiculaires au sens de l'écoulement et n'apportent pas de quantité de mouvement, et que les pertes sont parallèles au sens de l'écoulement et diminuent la quantité de mouvement.

Les frottements sont modélisés par la formule de Manning-Strickler :

$$J = \frac{Q^2 n^2}{S^2 R^{4/3}} \quad [3]$$

où R est le rayon hydraulique (m) et n le coefficient de Manning ($n = \frac{1}{K}$, où K est le coefficient de Strickler).

Ces équations sont résolues numériquement après discrétisation par le schéma implicite de Preissmann et par la technique du double balayage.

Les ouvrages qui peuvent être introduits dans le modèle hydraulique sont de type seuils, déversoirs, orifices...

Les seuils en travers sont modélisés dans SIC grâce aux formulations décrites ci-après. Ces équations coïncident avec les équations classiques rencontrées dans la littérature, mais garantissent également les continuités entre toutes les conditions hydrauliques possibles (surface libre / en charge et noyé / dénoyé). Nous explicitons ci-après les équations utilisées pour les seuils rectangulaires ainsi que pour les seuils triangulaires. Un seuil trapézoïdal sera considéré comme la somme d'un seuil rectangulaire et d'un seuil triangulaire. Un seuil oblique sera considéré comme un demi-seuil triangulaire. Un seuil oblique tronqué à une cote de berge maximum sera considéré comme la différence de deux seuils obliques, avec les cotes de radier correspondant aux cotes min et max de ce seuil.

Déversoir - régime dénoyé ($h_1 < w$ et $h_2 \leq 2/3 h_1$)

$$Q = \mu_F L \sqrt{2g} h_1^{3/2} \quad [4]$$

Formulation classique du déversoir dénoyé ($\mu_F \approx 0.4$).

Déversoir - régime noyé ($h_1 < w$ et $h_2 \geq 2/3 h_1$)

$$Q = \mu_S L \sqrt{2g} (h_1 - h_2)^{1/2} h_2 \quad [5]$$

Formulation classique du déversoir noyé.

Le passage noyé-dénoyé s'effectue pour $h_2 = \frac{2}{3} h_1$, on a alors :

$$\mu_S = \frac{3\sqrt{3}}{2} \mu_F \quad \text{pour } \mu_F = 0.4 \Rightarrow \mu_S = 1.04$$

On peut calculer un coefficient de débit dénoyé équivalent :

$$\mu_F = \frac{Q}{L \sqrt{2g} h_1^{3/2}}$$

qui permet de juger du degré d'ennoiement du seuil en le comparant au coefficient dénoyé μ_F introduit. En effet, le coefficient directeur de l'ouvrage introduit (interfaces, fichiers FLU et SIR) est celui du déversoir dénoyé (μ_F proche de 0.4).

Orifice - régime dénoyé ($h_1 \geq w$ et $h_2 \leq \frac{2}{3} h_1$)

On prend une formulation du type :

$$Q = \mu L \sqrt{2g} (h_1^{3/2} - (h_1 - W)^{3/2}) \quad [6]$$

Cette modélisation s'applique bien aux orifices rectangulaires de grande largeur.

La continuité vers le fonctionnement à surface libre est assuré quand $\frac{h_1}{W} = 1$, on a alors $\mu = \mu_F$

Orifice - régime noyé

Il existe deux formulations suivant que l'on est partiellement noyé ou totalement noyé.

Régime partiellement noyé ($h_1 \geq w$ et $\frac{2}{3} h_1 < h_2 < \frac{2}{3} h_1 + \frac{W}{3}$)

$$Q = \mu_F L \sqrt{2g} \left[\frac{3\sqrt{3}}{2} ((h_1 - h_2)^{1/2} h_2) - (h_1 - W)^{3/2} \right] \quad [7]$$

Régime totalement noyé ($h_1 \geq w$ et $\frac{2}{3} h_1 + \frac{W}{3} < h_2$)

$$Q = \mu' L \sqrt{2g} (h_1 - h_2)^{1/2} [h_2 - (h_2 - W)]$$

$$\Rightarrow Q = \mu' L \sqrt{2g} (h_1 - h_2)^{1/2} W \quad [8]$$

Formulation classique des orifices noyés, avec $\mu' = \mu_S$

Le fonctionnement déversoir orifice est représenté par les équations ci-dessus. Quel que soit le type d'écoulement en charge, on calcule un coefficient de débit dénoyé équivalent correspondant à la formulation classique de l'orifice dénoyé :

$$C_F = \frac{Q}{L \sqrt{2g} W (h_1 - 0.5 W)^{1/2}}$$

Déversoir triangulaire - régime dénoyé

Pour les seuils triangulaires on peut choisir, soit une formule de Gourley :

$$Q = C_d \operatorname{tg}\left(\frac{\alpha}{2}\right) h_1^{2.47} \quad [9]$$

Soit une formule gérant toutes les conditions d'écoulement (et en particulier noyé-dénoyé), par différence de deux seuils triangulaires sur le même principe que pour les seuils rectangulaires comme présenté ci-dessus. Pour cette approche nous choisissons les équations suivantes :

$$Q = C_d \operatorname{tg}\left(\frac{\alpha}{2}\right) h_1^{2.5} \quad (\text{dénoyé}) \quad [10]$$

$$Q = \frac{1}{0.286} C_d \operatorname{tg}\left(\frac{\alpha}{2}\right) \sqrt{h_1 - h_2} h_2^2 \quad (\text{noyé}) \quad [11]$$

Et une transition noyé-dénoyée obtenue pour $h_2 = 0,8 h_1$. On vérifie qu'il y a continuité entre les 2 équations précédentes lors de la transition.

8.4.2. Données géométriques

Pour construire un modèle dans SIC, la première étape consiste à rentrer la géométrie du fleuve ou du cours d'eau étudié. Il est donc nécessaire d'avoir des relevés topologiques de terrain afin de créer un modèle le plus fiable possible.

Dans le cas de l'étude du fleuve Lez, un premier modèle avait déjà été effectué avec des données sous forme Abscisse/Cote de BCEOM-EGIS datant de 1988 recoupées avec des données plus récentes (cf. Rapport de l'AT1). Pour le calage du modèle réalisé avec des crues datant des années 1999 à 2008, nous avons donc dans un premier temps travaillé sur ce modèle. Puis, de nouvelles données ont pu être récupérées auprès de BRL datant de 2009 ainsi que les plans de recollement des travaux effectués (CAM) au niveau des digues des écluses. Nous avons donc créé ensuite une nouvelle géométrie plus récente comportant les nouveaux profils en travers.

8.4.3. Les ouvrages en travers

a) Les structures

La connaissance des profils en travers n'est pas suffisante pour une modélisation correcte. En effet, des aménagements disposés le long du fleuve influencent fortement son écoulement. Sur le Lez, de nombreux ouvrages sont présents (cf. Tableau 27) : des seuils, des passerelles, des écluses. Que ce soit en période de crue, en étiage ou en fonctionnement normal de la rivière, ces ouvrages jouent un rôle essentiel dans les équilibres en régime permanent, ainsi que dans les dynamiques transitoires. Il est donc important de les modéliser. Les profils de ces ouvrages ayant été relevés au GPS différentiel et tachéomètres laser en 2009 et 2010 nous avons pu les rentrer dans le logiciel SIC. La prise en compte des seuils trapézoïdaux dans la version 5.22 de SIC permet de modéliser avec une plus grande précision ces ouvrages, en général constitués de structures obliques sur les berges.

b) Les coefficients de débits

Chaque structure nécessite un ou plusieurs coefficients de débit qui vont intervenir dans le calcul du débit ou de la cote par SIC. La plupart des ouvrages en travers étant modélisés par différents seuils, chaque seuil possède son propre coefficient. Il est impossible de connaître a priori tous les coefficients de débit de chaque ouvrage, même si des références bibliographiques proposent des valeurs a priori en fonction de la forme et des matériaux utilisés. Pour les seuils rectangulaires, les valeurs classiques utilisées sont de l'ordre de 0.4 (seuil de Bazin). Les seuils trapézoïdaux sont quand à eux décomposés en deux seuils différents. Un seuil rectangulaire pour l'écoulement central dont la valeur par défaut du coefficient de débit est de 0.4 (seuil de Bazin) et un

seuil triangulaire pour les écoulements latéraux dont la valeur par défaut est de 1.32 (formule de Gourley et Grimp : $Q=1,32*\tan(\alpha/2)*h^2.7$).

Nous allons réaliser un calage de ces coefficients par optimisation sur les seuils de Garigliano, de Lavalette et de la 3ème écluse.

c) Calage des coefficients de débit de Garigliano

Garigliano est un seuil trapézoïdal comportant une échancrure en son milieu.



Figure 89 : Seuil de Garigliano

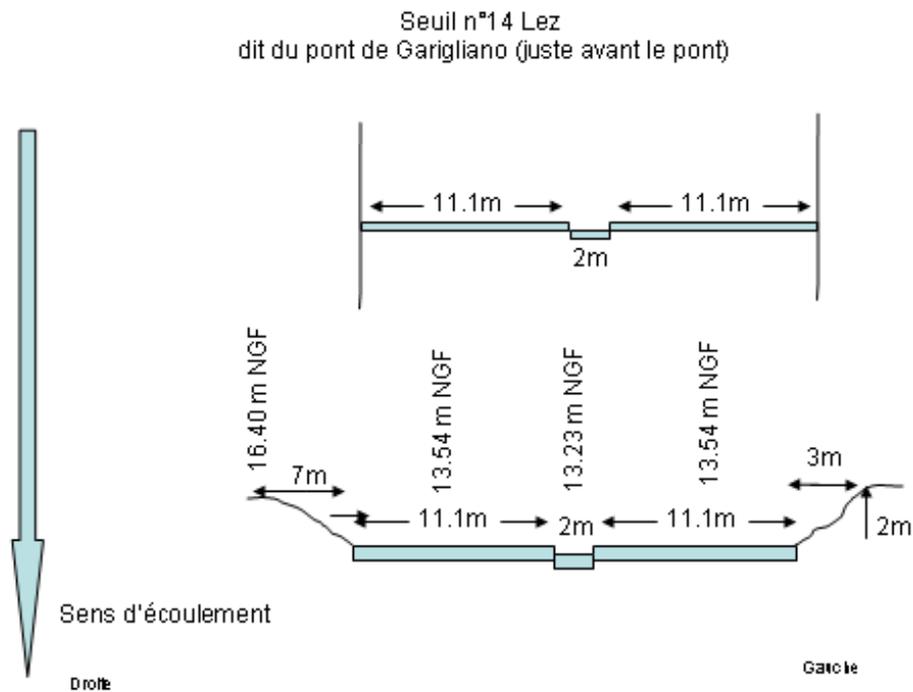


Figure 90 : Croquis de la structure (Seuil de Garigliano)

Il a été décomposé en trois parties différentes, chacune ayant son propre coefficient de débit.

La première peut être modélisée par un seuil rectangulaire dont les équations de débit sont celles utilisés dans SIC pour $T=1$ (cf. Notice théorique du logiciel SIC). Les caractéristiques de ce seuil sont $L=2m$, $h_r=13,23$.

La deuxième partie peut aussi être modélisée par un seuil rectangulaire dont les équations de débit sont celles de SIC pour $T=1$. Les caractéristiques de ce seuils sont $L=22,2$ et $h_r=13,54$.

La dernière partie (les 2 berges latérales obliques) peut se modéliser par deux demi-seuils triangulaires dont les équations de débit sont celles de SIC pour $T=11$ (avec puissance 2.5), voire avec l'équation proche de Gourley ($T=10$, avec puissance 2.47). Les caractéristiques de ces seuils sont de demi-angle $\text{atan}(3/2)$ et $\text{atan}(7/(16.40-13,54))$ et $h_r=13,54$. Pour simplifier, on supposera que leurs coefficients de débits sont les mêmes $m_3=m_4$.

Le débit passant sur le seuil à Garigliano est donc la somme de ces trois débits.

Le zéro-échelle du capteur au niveau de Garigliano est placé à la cote NGF : 12,881 (Cf. Tableau 30).

A l'aide d'un programme MatLab (basée sur la fonction fminsearch – algorithme de type Simplex Nelder Mead - et un critère quadratique sur l'écart entre les débits mesurés et simulés), les coefficients de débit m_1 , m_2 , m_3 de ces trois seuils vont être optimisés. Pour ce faire, dans un premier temps, en utilisant des débits faibles, le coefficient m_1 sera réglé. Puis dans un deuxième temps, les coefficients m_2 et m_3 seront calés.

→ **Calage de m_1**

Pour le calage du coefficient de débit m_1 sur le seuil central mince paroi, nous pouvons utiliser les données de la $Q(Z)$ pour les cotes situées entre 13,23 m et 13,54 m (8 couples de points Q-Z), ou également les données de la crue 28/09/2000 (3 couples de points Q-Z), 05/09/2005 (9 couples de points Q-Z), 19/10/2008 (14 couples de points Q-Z) qui comportent des points dans cette zone de cotes. Ce choix n'est pas neutre car suivant le nombre et la répartition des points, le critère quadratique minimisé donnera plus de poids aux forts débits et aux zones où les points sont plus nombreux.

Avec la loi de seuil classique de SIC ($T=1$) on obtient les résultats de calage suivants :

Données	Q(Z)	28/09/2000	05/09/2005	19/10/2008
Nb de points	8	3	9	14
Cd	0,5137	0,158	0,541	0,521
Nash	0,99357	0,50663	0,95688	0,93257
Erreur max (%)	40%	4%	10%	11%

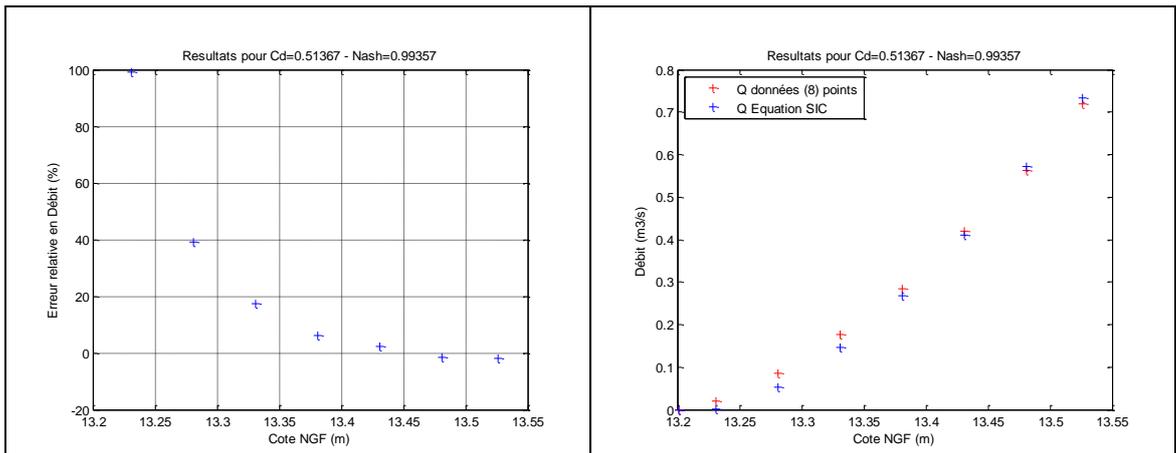


Figure 91 : Résultats du calage avec $T=1$ sur données $Q(Z)$

On observe que les résultats les plus satisfaisants sont obtenus sur les données de la loi Q(Z) qui comprend 8 points dans cette gamme de cote. On a un coefficient de seuil de 0,5137 à l'optimum et un Nash de 0,99357. Les écarts relatifs sont importants aux très faibles débits mais deviennent très faibles aux débits plus importants. Le coefficient de 0,5137 peut paraître raisonnable, surtout compte tenu du fait que la nappe n'est pas aérée (ce qui conduit à des coefficients plus forts).

→ Calage de m2 et m3

On fixe donc ici $m_1=0,5137$ calé précédemment. Pour les cotes > 13,54 m NGF on dispose de beaucoup plus de couples de données, soit issues des données de crues (687 points au total sur les 12 crues), soit directement de la loi Q(Z) (23 points) qui fait référence (et dont d'ailleurs les données de crues sont issues, mais avec des nombres et répartitions de points différents).

Si l'on prend tous les couples de points avec des cotes > 13,54, sans limite supérieure, donc y compris pour les forts débits, on obtient :

Données	Q(Z)	28/09/2000	05/09/2005	19/10/2008
Nb de points	23	23	40	130
m2	0,564	0,398	0,442	0,319
m3	5,465	7,36	8,41	12,51
Nash	0,99755	0,99914	0,99902	0,99974
Erreur max (%)	37% puis 5%	65% puis 3%	16% puis 4%	16% puis 2%

On peut également caler les coefficients m2 et m3 sur la totalité des points des 12 crues retenues (687 points) :

Données	Les 12 crues
Nb de points	687
m2	0,405
m3	9,29
Nash	0,99849
Erreur max (%)	80% puis 8%

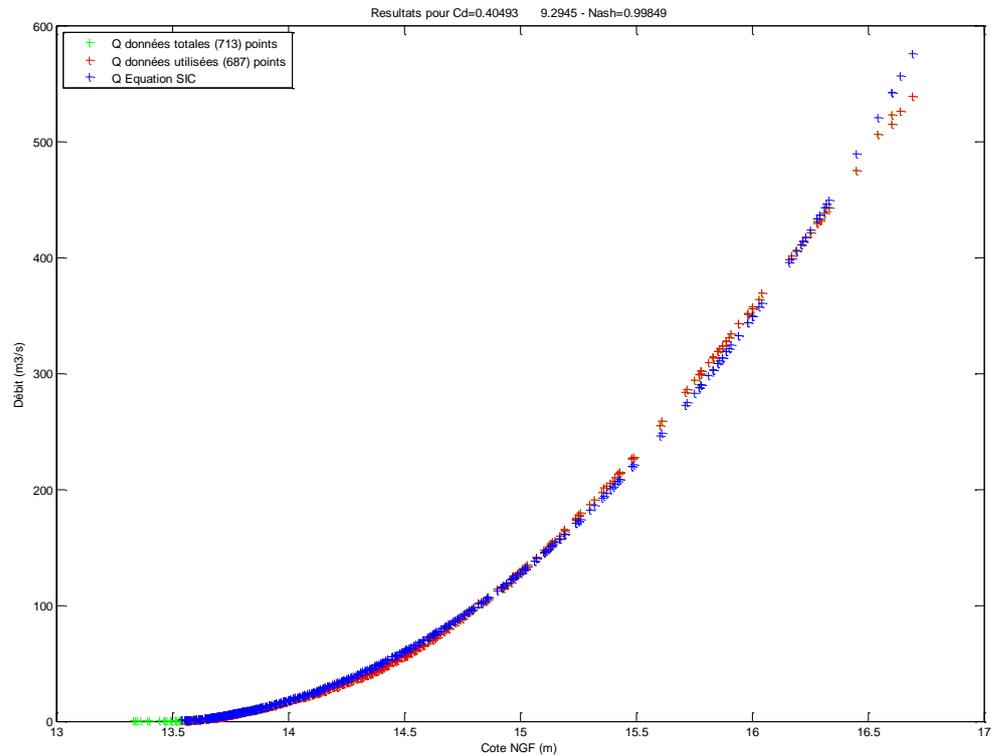


Figure 92 : Résultats du calage de $m_2=0.405$ et $m_3=9.29$ sur données 12 crues

On voit que les résultats obtenus pour la crue 05/09/2005 ou pour la totalité des 12 crues donnent un bon Nash (0.99902 ou 0.99849), un coefficient de débit m_2 de l'ordre de 0,41 ou 0,44 et un coefficient de débit m_3 de 8,4 ou 9,3. Mais on remarque également (Figure 92) que ce calage se fait en dégradant les résultats pour les débits dans les gammes 20-100 m^3/s et 180-420 m^3/s afin de favoriser un comportement moyen satisfaisant. La forme de la courbe laisse pourtant apparaître une inflexion au-delà des valeurs 200 m^3/s qui laisse supposer un ennoisement progressif du seuil aux forts débits, ce qui paraît possible. Le calage effectué à ce stade suppose en effet une équation dénoyée, car la cote aval n'est pas mesurée. Ce point sera vérifié lors des simulation-calage-validation sur le modèle complet SIC qui lui tient compte, bien entendu, de l'ennoisement éventuel du seuil à partir de la cote aval calculée par le logiciel.

On peut donc tenter de caler simultanément m_2 et m_3 en se limitant aux données correspondant à des cotes entre $Z_{min}=13,54$ et $Z_{max}=15,04$ (soit 1,5 m de charge sur le seuil large). La limite basse de $Z_{min}=13,54$ est naturelle puisque en dessous de cette valeur les seuils de coefficients m_2 et m_3 ne coulent pas. La limite supérieure $Z_{max}=15,04$ a été choisie car il semble qu'au-delà de cette valeur la courbe de la $Q(Z)$ de la DREAL s'incurve faisant probablement apparaître un ennoisement progressif du seuil.

Données	Q(Z)	28/09/2000	05/09/2005	19/10/2008
Nb de points	17	23	22	129
m2	0.289	0.398	0.315	0.316
m3	13.69	7.36	12.71	12.66
Nash	0.99958	0.99914	0.99969	0.99975
Erreur max (%)	17% puis 3%	65% puis 3%	14% puis 2%	15% puis 3%

Sur la totalité des points des 12 crues compris entre $Z_{min}=13.54$ et $Z_{max}=15.04$, on trouve :

Données	Les 12 crues
Nb de points	597
m2	0,318
m3	12,21
Nash	0,9989
Erreur max (%)	80% puis 4%

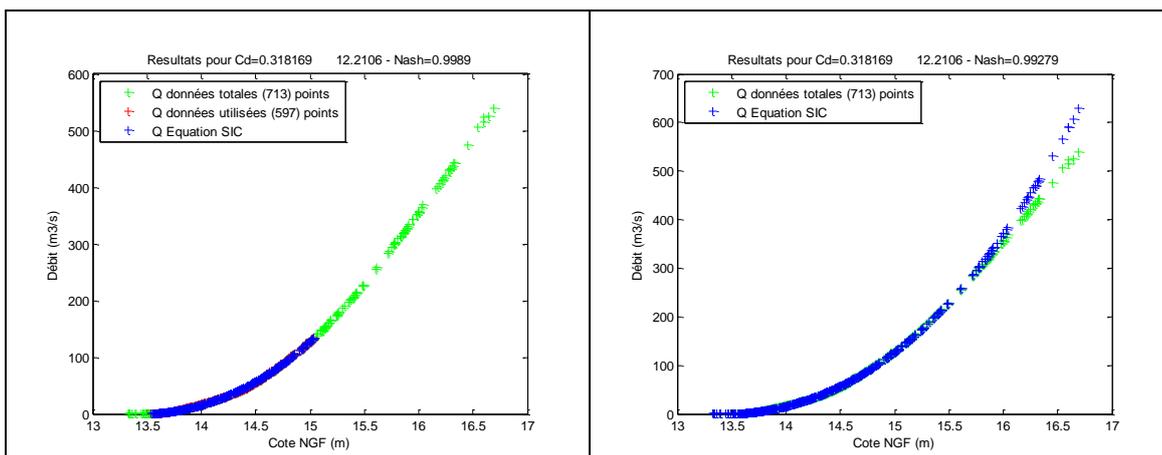


Figure 93 : Résultats du calage de $m_2=0.318$ et $m_3=12.21$ sur données 12 crues limitées entre $Z_{min}=13.54$ et $Z_{max}=15.04$ et vérification de la loi ainsi obtenue sur tous les points

Ce résultat paraît globalement satisfaisant, dans la mesure où le calage est meilleur pour les débits allant jusqu'à environ 250 m³/s, tout en autorisant un décrochage de la loi pour les forts débits (> 350 m³/s) probablement expliqué par un ennoiment du seuil.

Il reste néanmoins vrai que le coefficient $m_2=0.318$ peut paraître faible, et que le coefficient $m_3=12.21$ paraît très fort et bien éloigné du coefficient par défaut de la loi de Gourley ($m_3=1.32$).

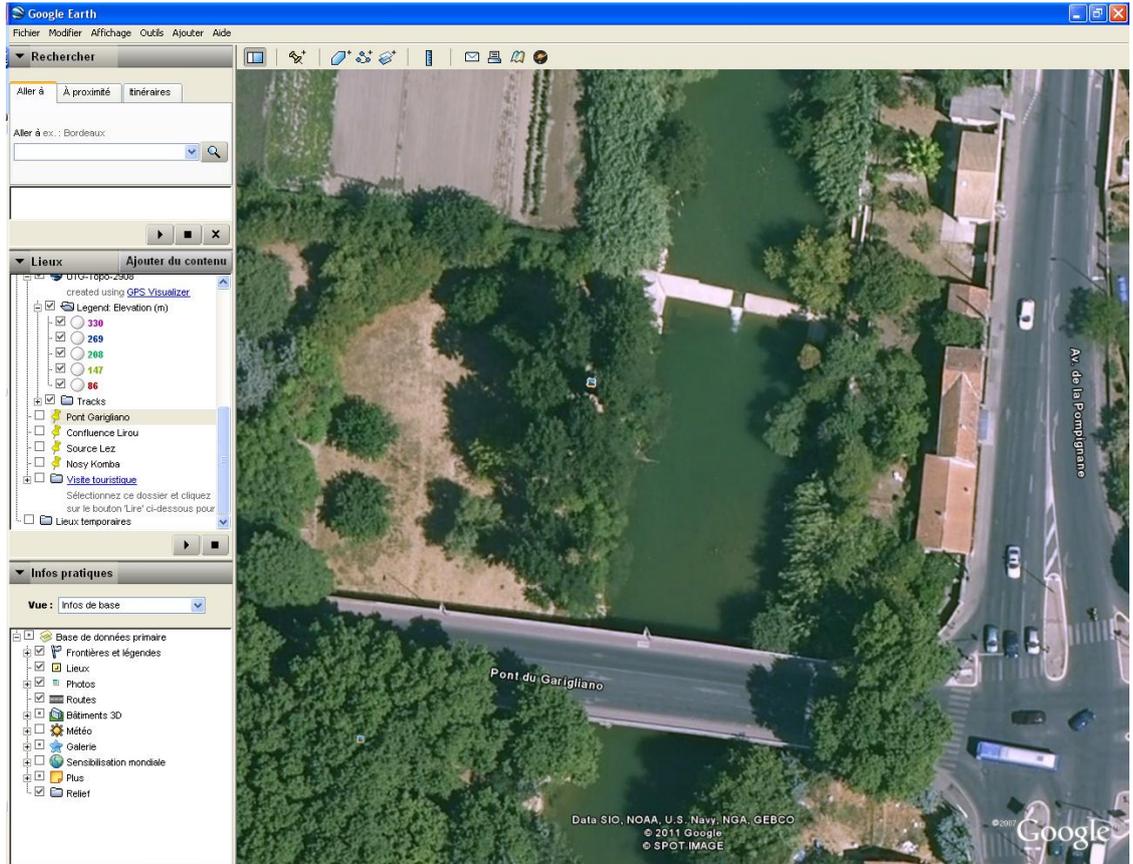


Figure 94 : Photo aérienne du seuil de Garigliano

Une explication possible est que les écoulements lors des forts débits génèrent des débordements importants en rive droite qui sont bien pris en compte lors des jaugeages réalisés à partir du pont (Figure 94), mais qui sortent de l'ébauche du seuil dont la géométrie retenue est représentée Figure 90. Mais cette raison ne nous semble pas entièrement satisfaisante car nous avons tenté de caler l'angle du seuil oblique rive droite et obtenu des valeurs incompatibles avec les observations terrain (173°). Il est également vrai que les formules de seuils triangulaires (type Gourley) sont adaptées aux seuils triangulaires avec contraction et pelle aval, ce qui n'est pas vraiment le cas ici.

Malgré ces remarques, et l'intérêt réel de mieux comprendre le fonctionnement de ce seuil pour des débits supérieurs à 250 m³/s il est incontestable que le calage donne de bons résultats par rapport à la courbe de tarage DREAL que nous ne remettons pas en cause ici, n'ayant aucun élément objectif pour le faire. La dernière chose à clarifier est si effectivement le seuil devient noyé au-delà de 250 m³/s et de vérifier en simulation dans le logiciel SIC que les résultats continuent à bien coller à la Q(Z), quitte à affiner les coefficients de débit m2 et m3 si nécessaire.

d) Calage des coefficients de débit de Lavalette

Le capteur de Lavalette est placé en amont du seuil de Gasconnet. Nous allons donc utiliser les données hydrauliques de la station de la banque Hydro de Lavalette pour caler les coefficients de débit du seuil de Gasconnet.

Ce dernier peut être représenté sous la forme suivante :

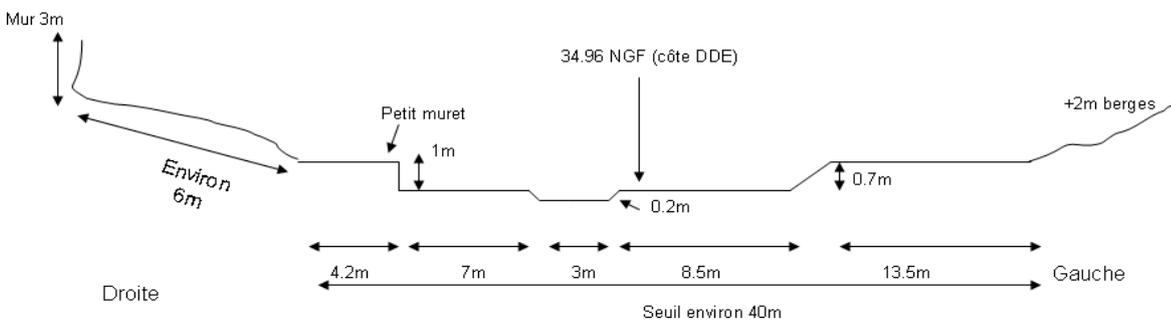


Figure 95 : Seuil de la station Hydro de Lavalette, dit seuil de Gasconnet

C'est un seuil qui est beaucoup moins régulier que celui de Garigliano, et nous allons devoir faire un certain nombre de simplifications géométriques pour pouvoir représenter son fonctionnement hydraulique. Ce seuil sera donc composé de six parties différentes :

- un petit seuil central avec $L=3$ m et $h_r=34,76$ m (coefficient de débit m1) ;
- un seuil bas avec $L=15,5$ (7+8,5) m et $h_r=34,96$ m (coefficient de débit m2) ;
- un seuil triangulaire avec $\alpha=\text{atan}(3,8/0,7)$ (3,8 m étant la longueur provenant de 40-4,2-7-3-8,5-13,5) et $h_r=34,96$ m (coefficient de débit m3) ;
- un seuil haut avec $L=13,5$ m et $h_r=35,66$ m (coefficient de débit m4) ;
- un seuil muret avec $L=4,2$ m et $h_r=35,96$ m (coefficient de débit m5) ;
- un seuil triangulaire mimant les rives obliques, d'angle approximatif 70 (coefficient de débit m6).

Le débit passant sur le seuil à Lavalette est donc la somme des débits passant sur ces six seuils. Le capteur au niveau de Lavalette est placé à la cote NGF : 34,431

Si on cale dans un premier temps le seuil central seul (pour les points entre 34,76 et 34,96), on trouve $m_1=0,659$. Le Nash est de mauvaise qualité (0,098), mais peu significatif car correspondant à des débits très faibles :

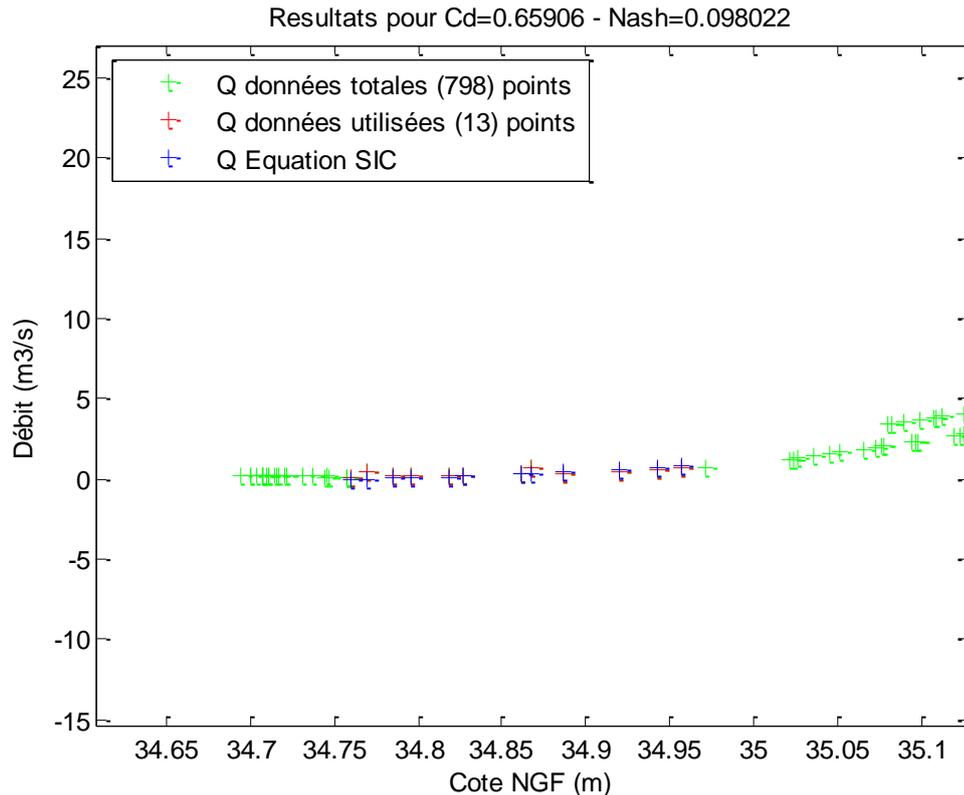


Figure 96 : Résultats du calage de $m_1=0.659$ sur les données de 12 crues limitées entre $Z_{min}=34,76$ et $Z_{max}=34,96$

Dans un second temps on optimise les coefficients des débits supposés les mêmes pour les seuils rectangulaire 2 et 5, et un autre coefficient pour le seuil 4. Pour le seuil oblique, on lui donne la valeur de 1,32, valeur par défaut de la formule de Gourley. Pour cette étape on se restreint aux cotes inférieures à 36,75 m NGF pour éviter d'utiliser des points correspondant potentiellement à des écoulements noyés (cf. discussion ci-après).

Les résultats obtenus par optimisation (toujours Simplex Nelder-Mead) sont les suivant :

- $m_2 = m_5 = 0,1871$ pour les seuils 2 et 5,
- $m_3 = m_6 = 1,32$ pour les seuils obliques,

- $m_4 = 0,7059$ pour le seuil 4.

On obtient un Nash de 0,9984 avec ces valeurs sur les (716) points de calage, et de 0,9978 sur la totalité des (798) points disponibles.

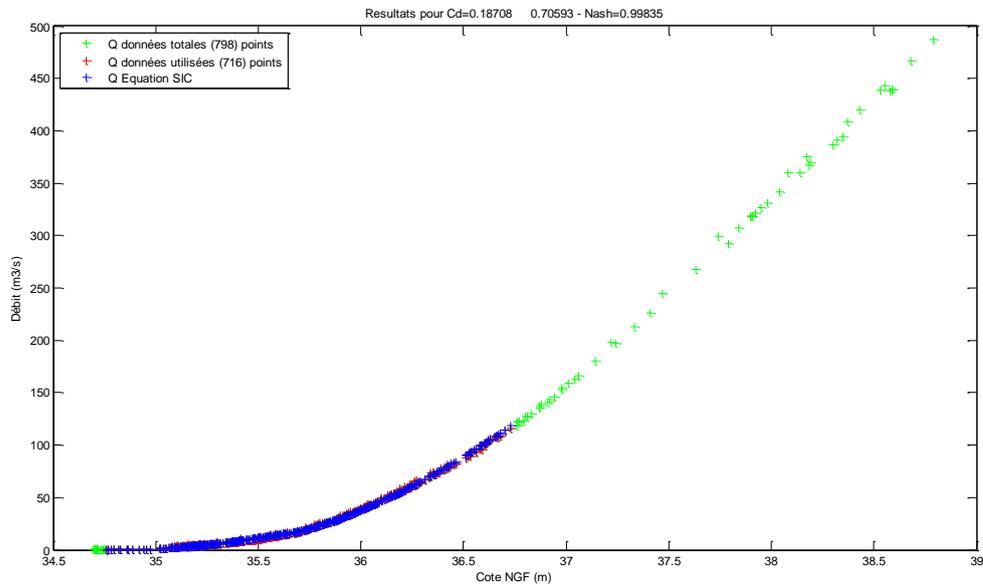


Figure 97 : Résultats du calage de $m_2=m_5=0,1871$, $m_4=0,7059$, sur les données de 12 crues limitées entre $Z_{min}=34,76$ et $Z_{max}=36,75$

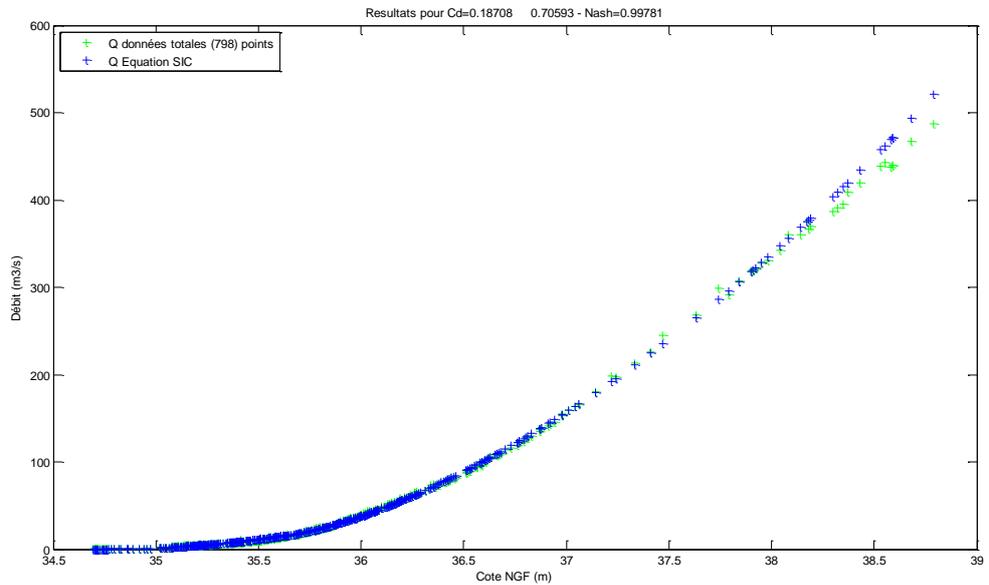


Figure 98 : Résultats du calage de $m_2=m_5=0,1871$, $m_4=0,7059$, sur données 12 crues limitées entre $Z_{min}=34,76$ et $Z_{max}=36,75$ et vérification de la loi ainsi obtenue sur tous les points

Cette dernière courbe, obtenue par extrapolation (aux forts débits, correspondant à des cotes $> 36,75$ m c'est-à-dire environ > 125 m³/s) des lois d'ouvrages calées comme indiqué précédemment, montre un léger décrochage pour les cotes supérieures à environ 38 m NGF, laissant supposer un ennoisement du seuil pour ces valeurs. Ce point pourra être étudié lors de la modélisation complète dans le logiciel SIC.

e) Calage des coefficients de débit de la 3^{ème} Ecluse

La troisième écluse est un ouvrage se présentant sous cette forme ci :

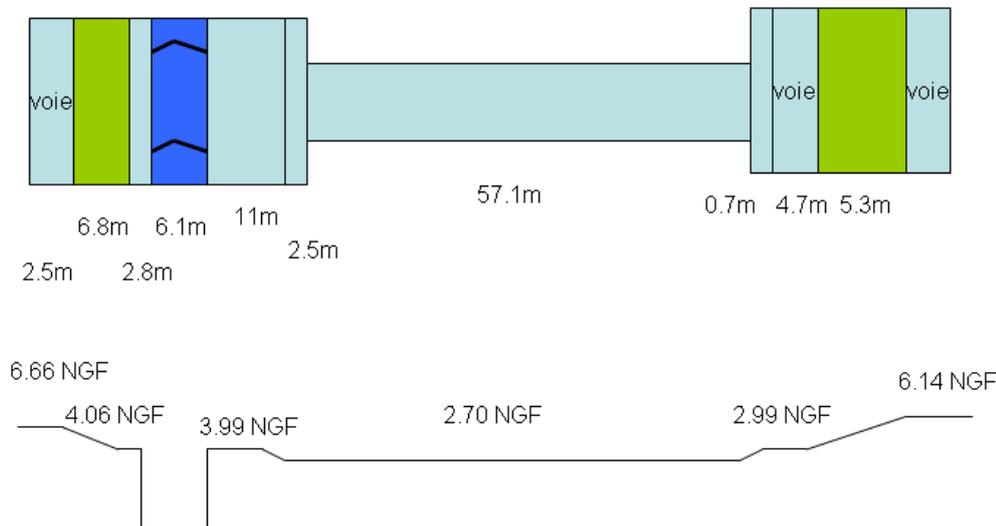


Figure 99 : 3ème écluse

L'ouverture en rive droite représente l'écluse qui est utilisée (peu fréquemment, et encore moins en crues) pour le passage des bateaux. La modélisation se fera par :

- un seuil rectangulaire bas : $L=57,1$ et $h_r=2,70$ (m1),
- un seuil rectangulaire : $L=11+2,8=13,8$ et $h_r=3,99$ (m2),
- une vanne de caractéristique : cote de radier =1, Largeur=6.1, cote de surverse =3,99 qui sera modélisé dans le programme Matlab par un seuil rectangulaire : $L=6,1$ $h_r=3,99$ (également m2),
- un seuil rectangulaire : $L=2,5$ et $h_r=6,66$ (m3),
- un seuil rectangulaire : $L=4,7$ et $h_r=2,99$ (m4),
- un seuil rectangulaire : $L=3$ et $h_r=6,14$ (m5),
- un demi-seuil oblique avec $L=0$, $\alpha=2*(90-\tan^{-1}(1,29/2,5))=125,41$ et $h_r=2,70$ (m6),
- un demi-seuil oblique avec $L=0$ $\alpha=2*(90-\tan^{-1}(2,6/6,8))$ et $h_r=4,06$ (m7),
- un demi-seuil oblique avec $L=0$, $\alpha=2*(90-\tan^{-1}(0,29/0,7))=135$ et $h_r=2,70$ (m8),
- un demi-seuil oblique avec $L=0$ $\alpha=2*(90-\tan^{-1}(3,15/5,3))=118,55$ et $h_r=2,99$ (m9).

Pour cet ouvrage, la station Hydro est récente (2008) et nous ne disposons que d'une seule crue (19/10/2008), avec 18 points. Nous disposons également de la courbe de tarage de la DREAL, mais qui est largement extrapolée pour les débits importants et ne disposent que de peu de jaugeages (information discutée avec la DREAL, qui est intéressée pour améliorer cette courbe de tarage).

Comme précédemment nous calons le premier coefficient m_1 , pour les cotes faibles (entre 2,7 et 2,99 m NGF). Nous ne sommes pas arrivés à obtenir un calage satisfaisant avec la cote $h_r=2,70$. La forme de loi obtenue semblait indiquer que la cote de seuil 2,70 m NGF n'était pas possible. N'étant pas sûrs de cette valeur, car ce seuil est très grand (long et large) et diverses cotes ont été relevées sur ce seuil (entre 2.69 et 2,73 avec nos relevés de 2009-2010, et des points aux extrémités de 2,86 et 2,73 en rive gauche et 2,78 et 2,75 en rive droite, données DREAL relevées en décembre 2008), nous avons tenté de faire une optimisation simultanée de cette cote h_r ainsi que du coefficient de débit m_1 . Nous obtenons un calage satisfaisant avec $m_1=0,34754$ et $h_r=2,8036$, avec un Nash de 0,9975. Par la suite nous prendrons donc ces 2 valeurs pour m_1 ainsi que pour h_r .

Nous effectuons ensuite le calage des autres coefficients pour les cotes comprises en 2,99 et 4,06 (4 points sur la $Q(Z)$). Pour les coefficients des seuils obliques, nous supposons les valeurs par défaut $C_d=1,32$. Pour les coefficients concernés m_2 et m_4 nous trouvons $C_d=-0,734$ (coefficient négatif, impossible) pour un Nash de 0,9946 ! Ces résultats peuvent probablement être expliqués par le fait que les données utilisées datent de 2008, alors que la géométrie du seuil, et en particulier les banquettes latérales proviennent du recalibrage des rives du Lez dans cette zone, travaux réalisés en 2009-2010. Faute de données récentes nous allons donc utiliser des coefficients par défaut réalistes pour ces autres seuils, et comparer les résultats obtenus à la courbe de tarage actuelle, qu'il faudra certainement améliorer avec de nouveaux jaugeages. Par ailleurs, les écoulements sur ces banquettes latérales sont très noyés (il n'y a pas de chute à ce niveau), ce qui correspond à des coefficients faibles. La littérature manque en fait cruellement d'études sur ce type de seuils, qu'ils soient horizontaux ou obliques. De manière très heuristique et sans fondement théorique nous prenons un coefficient $m_2=m_4=0,1$. Avec cette valeur nous obtenons les résultats présentés à la Figure 99.

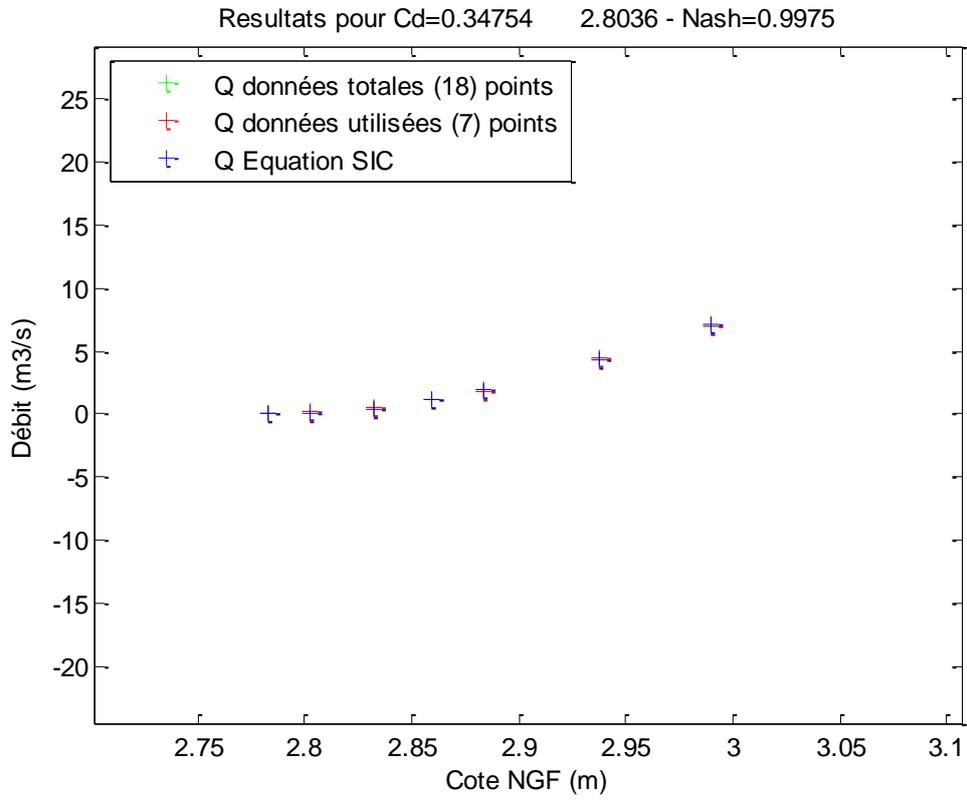


Figure 100 : Résultats du calage de $m1=0,3475$ et $hr=2,804$, sur données limitées entre $Zmin=2,70$ et $Zmax=2,99$

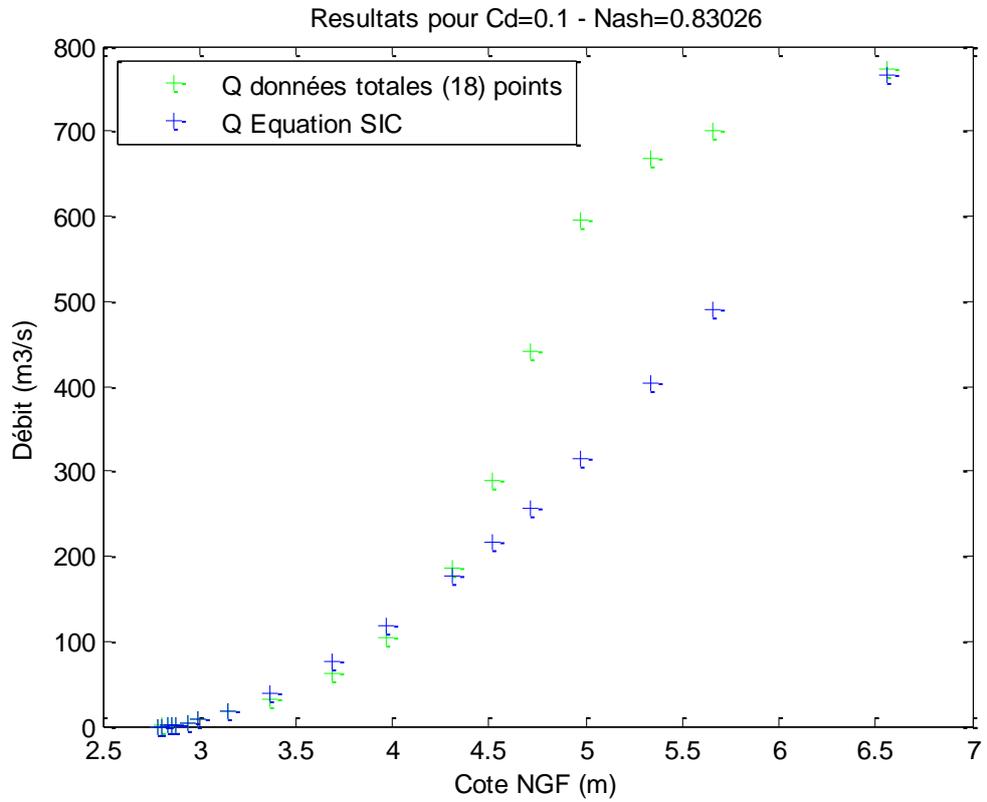


Figure 101 : Comparaison loi "calée" de SIC par rapport à la Q(Z) DREAL

La Figure 99 montre les limites du calage et de la validation de la modélisation que nous proposons ici, à ce stade, pour des cotes supérieures à 3.5 m NGF (et donc des débits de l'ordre de 50 m³/s). Faut de jaugeages récents pour des débits élevés, nous ne pouvons pas non plus dire d'où proviennent les écarts observés. Le premier point à vérifier serait de mesurer la cote de débordement moyenne du seuil principal (la valeur de 2,80 que nous avons obtenue par optimisation est-elle correcte?). Ensuite il faudrait mieux caractériser les écoulements sur les banquettes latérales, ainsi que sur l'écluse proprement dite (des batardeaux doivent normalement la protéger en cas de crue, mais existe-t-il des risques de débordement au-dessus de ces batardeaux?). Enfin la courbe de tarage utilisée actuellement sur cette station montre un décrochage très important pour les débits élevés, semblant indiquer un ennoisement (supposé ou vérifié ?) très important de ce seuil. Nous ne pourrions pas vérifier ce point avec la modélisation actuelle retenue dans le cadre de ce projet, puisque le modèle se termine à ce seuil. Pour vérifier s'il y a risque d'ennoisement, il faudrait poursuivre la modélisation plus à l'aval, avec prise en compte des étangs, et probablement jusqu'à la sortie à la mer, avec un effet du niveau de la mer difficile à connaître, car à notre connaissance non mesuré.

8.4.4. Les Paramètres du modèle

Une fois ces données calées, il faut pouvoir pour chaque tronçon rentrer des coefficients de Strickler et des infiltrations. Ce sont les paramètres du modèle sur lesquels on interviendra pour caler au mieux le modèle à la réalité. Pour commencer, les infiltrations sont calées à 0. Les Strickler dépendent des caractéristiques du lit du fleuve. Les valeurs provenant des études et calages précédents sont comprises entre 15 et 25, et ponctuellement 75 dans les zones bétonnées (Cf. Mauris 2010, Monnier 2011).

8.5. ETUDE D'UN OUVRAGE PARTICULIER : LE PONT DE L'ÉVÊQUE

Le pont de l'Évêque est situé dans la ville de Montpellier au niveau de l'hôtel de région.

Il est composé de trois vannes mobiles gérées par la Mairie de Montpellier. Le but de cet ouvrage est de conserver une hauteur constante à l'amont de ce dernier.

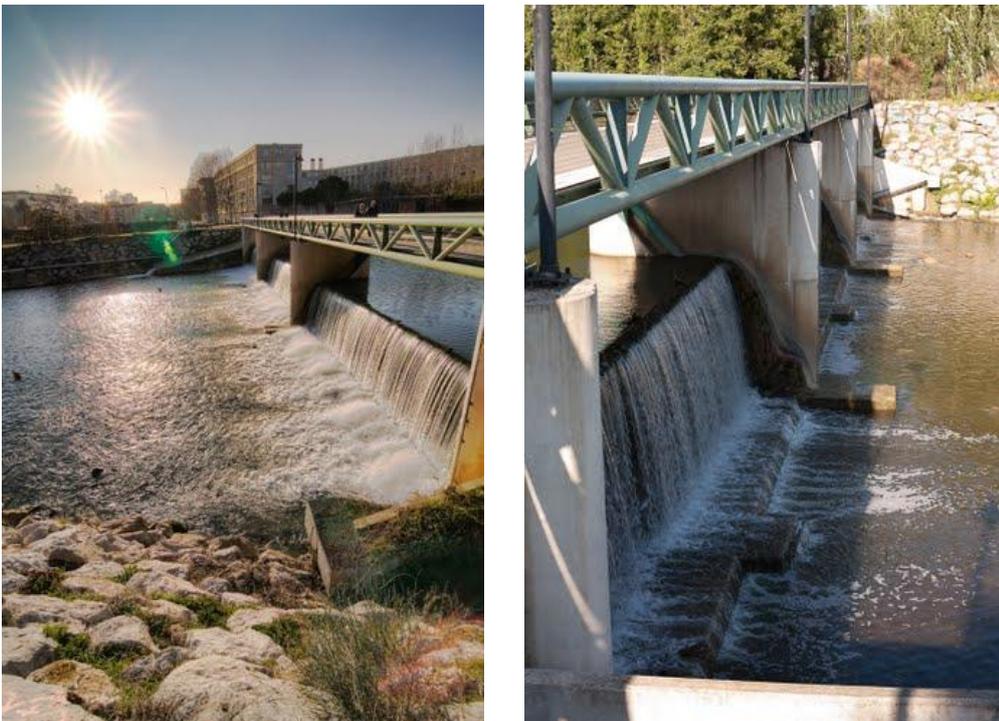


Figure 102 : Pont de l'Évêque

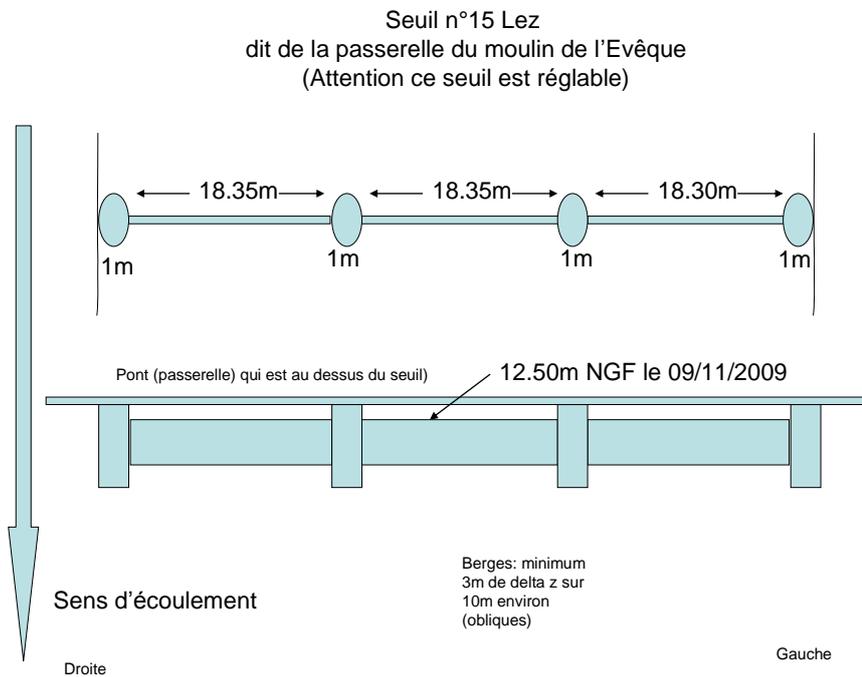


Figure 103 : Schéma du Pont de l'Evêque

Les données hydrologiques que nous possédons sur cet ouvrage nous proviennent de la mairie de Montpellier. Nous avons les débits, les cotes et les mouvements de seuils sur la période 2000-2011. En regardant les données, nous pouvons vérifier que le but de cet ouvrage est d'imposer une hauteur d'eau constante $Z=2,5\text{m}$ au niveau de l'amont de l'ouvrage.

Pour ce faire, en période de crue les seuils (vannes) sont baissés et en période d'étiage, ils sont levés. En période d'étiage, lorsque le débit prend les valeurs 0,488, 0,732, 0,977, 1,221 m^3/s les positions angulaires des seuils varient entre $\alpha=20^\circ$ et 21° . En période de crue, lorsqu'on regarde la crue de décembre 03, pour des débits de 100, 373, 500 m^3/s on a des valeurs de 53, 76, 83,3°.

Nous recherchons la loi qui lie la hauteur d'eau sur le seuil (h), le niveau absolu de l'eau (NGF) et l'angle du clapet. D'après les données de plan de l'ouvrage on a la relation suivante :

$$h = (\text{Niveau d'eau}) - (L \cdot \cos\alpha + 9,85)$$

avec 9,85 étant la hauteur en mètres de l'axe de rotation du clapet et L étant la hauteur des vannes. $L=2,77$ d'après les plans fournis. Pour trouver le débit qui passe sur le seuil on applique la formule du déversoir en prenant en compte les piliers sur le côté ($0.2h$) :

$$Q=m\sqrt{(2g)(ld-0.2h)*h^{3/2}}$$

Avec ici $m=0,41$ et $ld=18,35$ m (largeur d'un seuil, sachant qu'il y en a 3 d'identiques).

Pour rentrer les données du fonctionnement de ce seuil dans SIC, nous avons besoin de la hauteur du seuil en fonction du temps. Sachant que nous avons l'angle d'ouverture de la vanne, pour avoir accès à la hauteur du seuil, il faut calculer $hr=9,85+2,77\cos\alpha$.

8.6. LES SIMULATIONS DE CRUE

8.6.1. La Modélisation

Une première modélisation sur les différentes crues répertoriées a été effectuée. Dans un premier temps, nous avons effectué ces modélisations sur l'ancien modèle (données géométriques antérieures à 2009, c'est-à-dire avant le recalibrage du lit à l'aval vers Lattes).

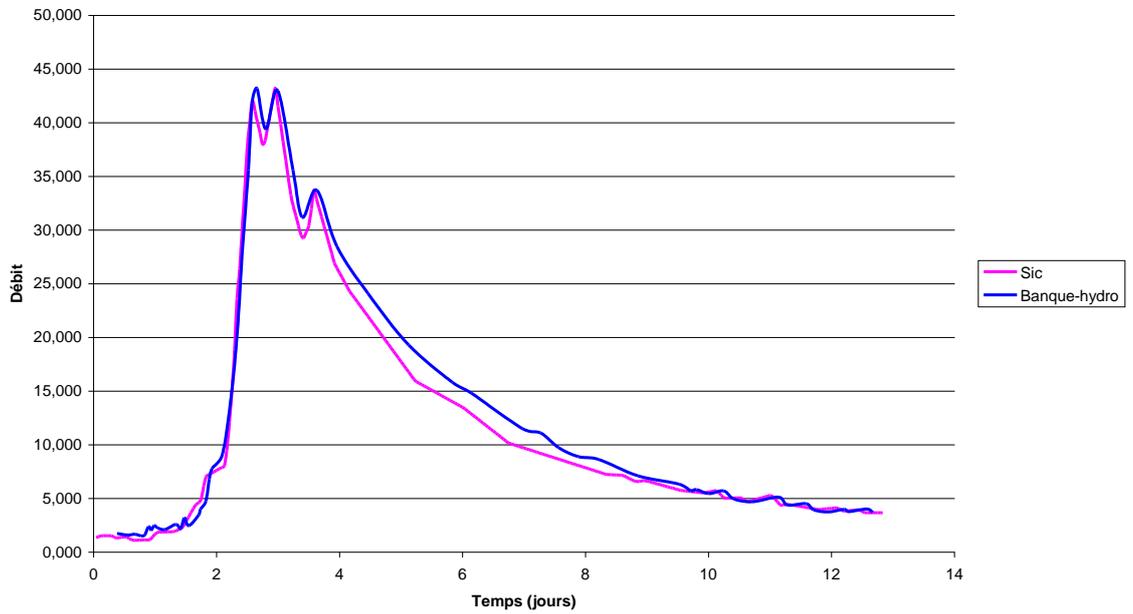
Pour chaque crue la démarche a été la même :

- faire tourner le modèle en calcul permanent en injectant, au niveau du nœud Lironde, le débit au temps de référence ;
- importer les conditions initiales dans un second scénario ;
- lancer le second scénario en calcul transitoire en injectant la crue au niveau de la Lironde. Le pas du calcul étant souvent réglé à 10 mn pour plus de rapidité du calcul. Cependant, sur certaines crues, en particulier celle de 2008, le pas de temps de 1 min a été appliqué car 10 mn ne permettait pas d'avoir des résultats corrects (lits à sec).

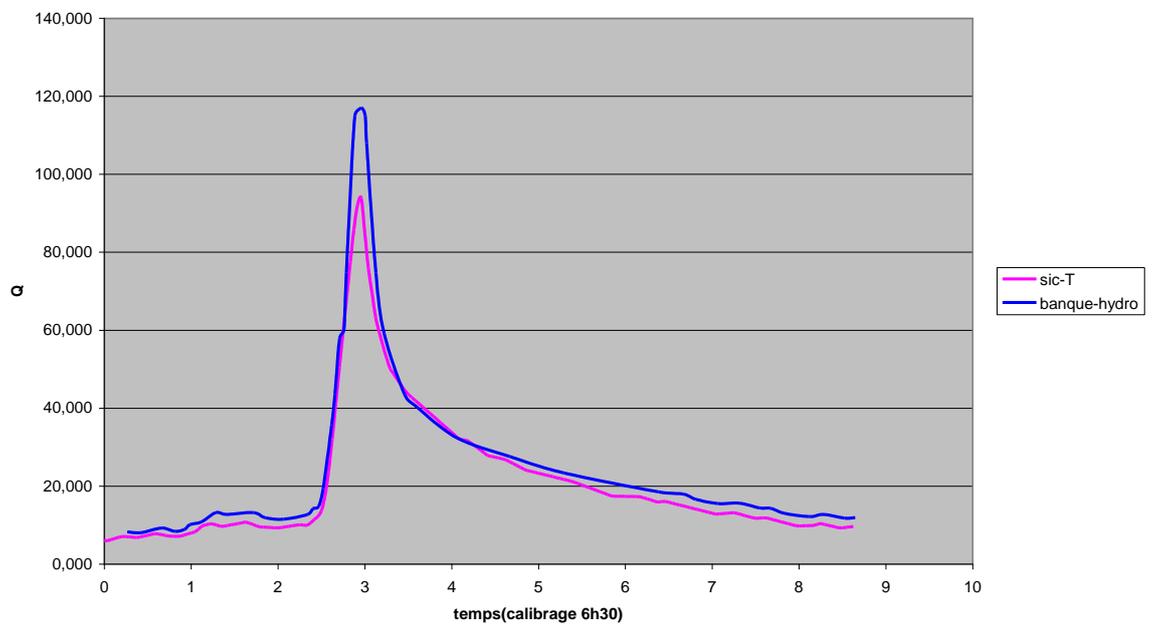
8.6.2. Quelques résultats

Nous présentons ici quelques résultats (pour les crues de novembre 1999, janvier 2001, octobre 2002, décembre 2002, décembre 2003, et octobre 2008). Les autres sont disponibles dans le document Malaterre & Monnier 2011.

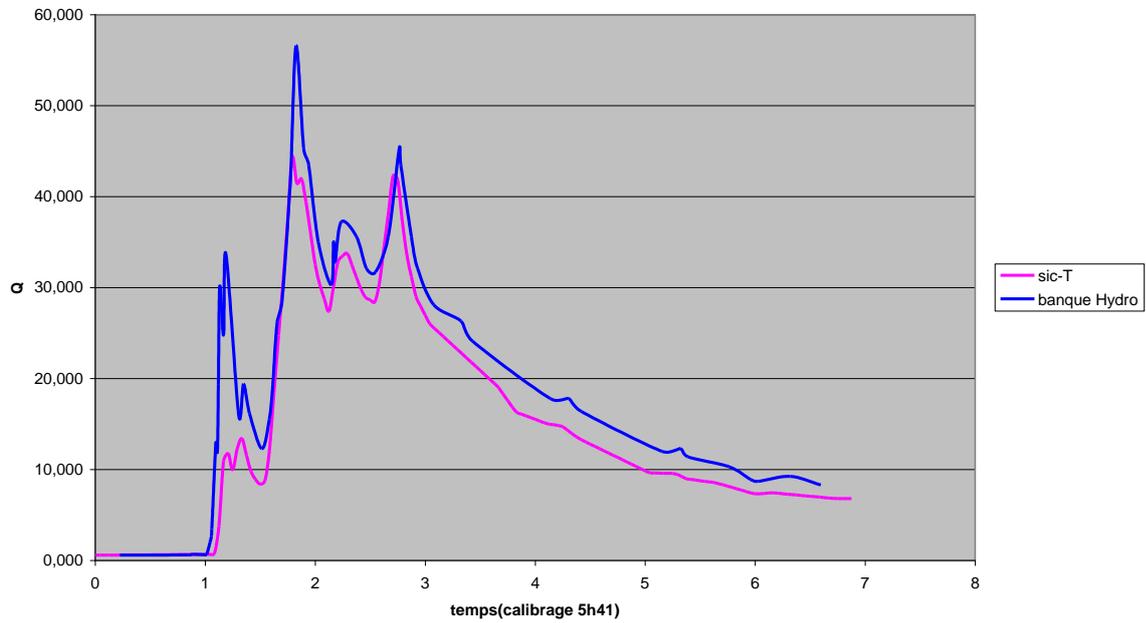
Débit Gargliano crue nov99



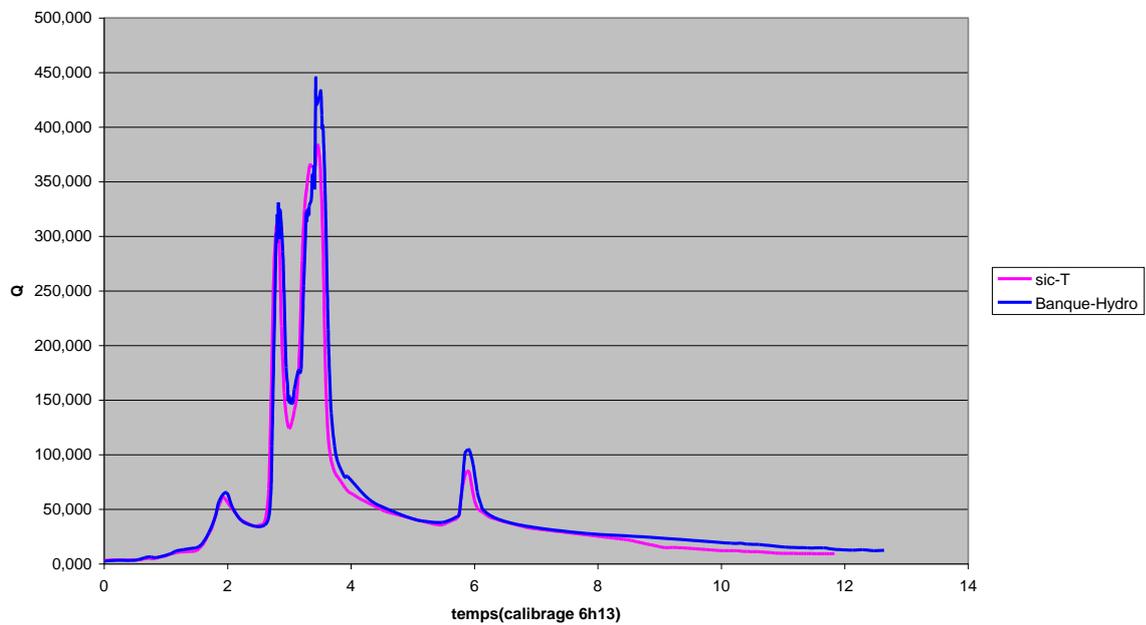
Gargliano janv01



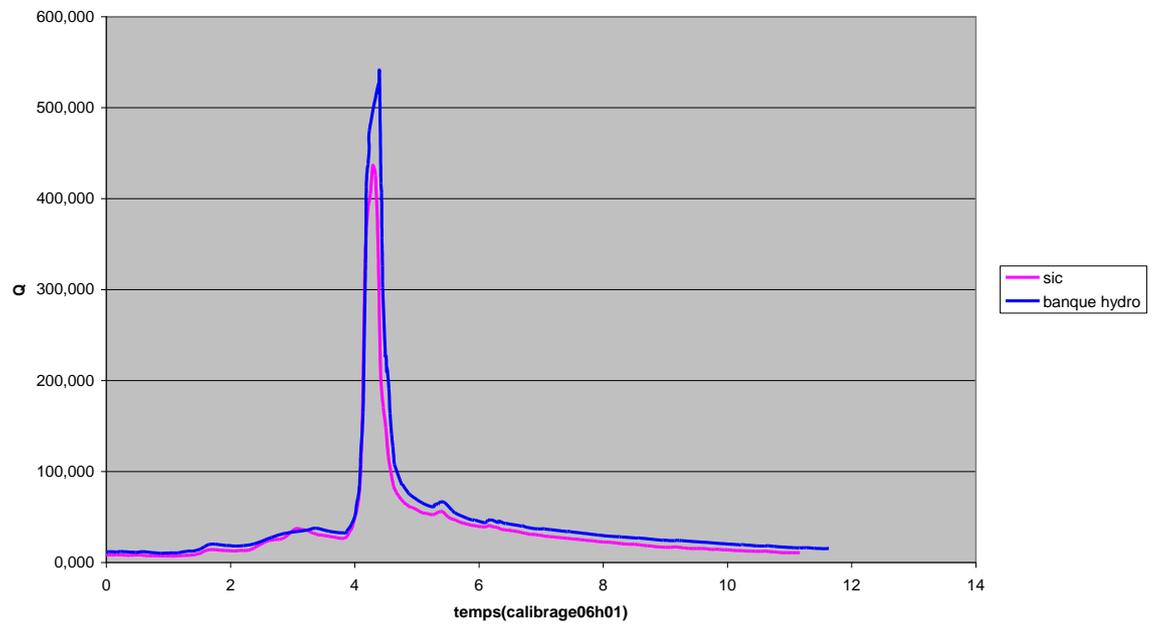
Gargliano oct02



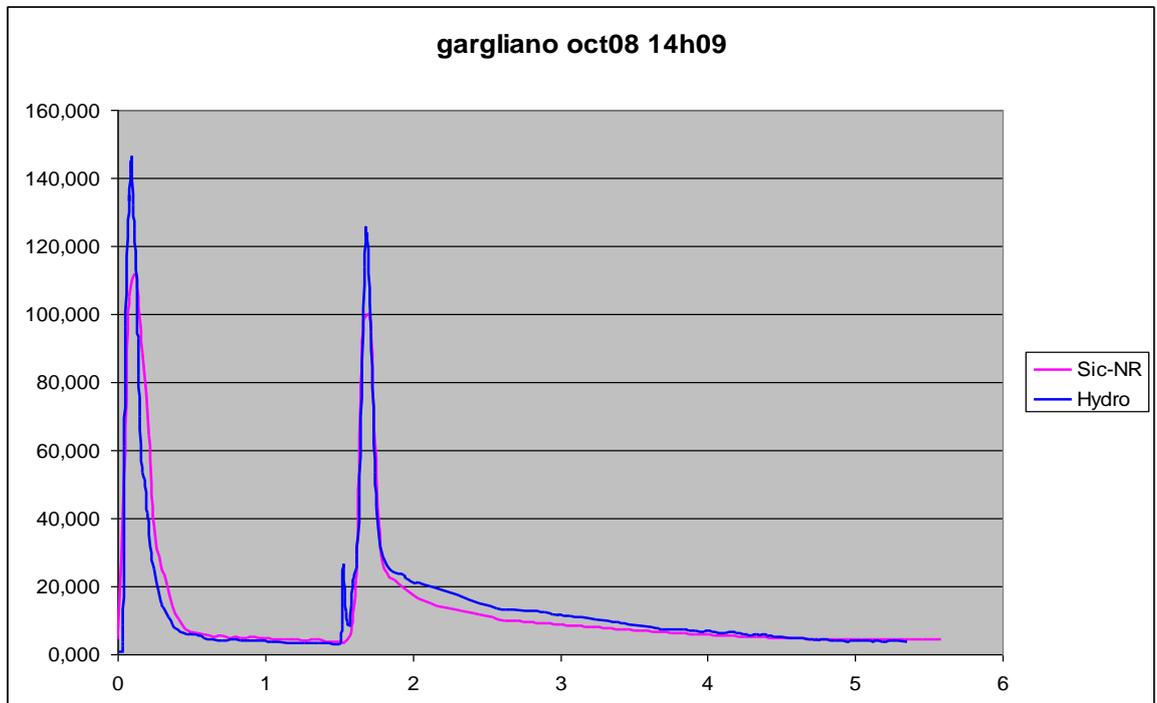
Gargliano dec02



Gargliano-dec03



gargliano oct08 14h09



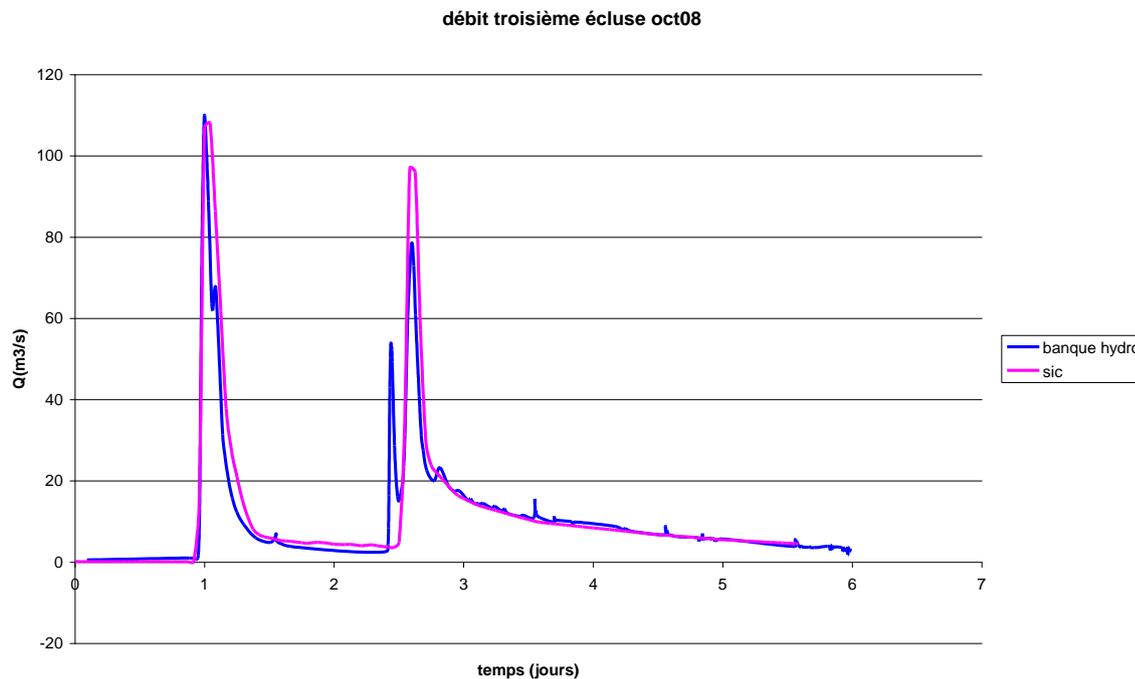


Figure 104 : Résultats de simulations

8.6.3. Critique des résultats

Nous observons que dans l'ensemble, les courbes obtenues grâce aux valeurs de SIC sont de la même forme que celles obtenues par la banque Hydro.

Cependant, nous pouvons remarquer que généralement les premiers pics sont plus grands avec la Banque hydro. Cela s'explique par le fait que l'on n'a pas encore modélisé les apports au niveau de la Lironde et du Verdanson, faute de données disponibles. Ces apports seront reconstitués dans la suite de l'étude (fin 2011, début 2012). Diverses approches seront mises en œuvre et comparées : par simple différence, par assimilation de donnée et par modélisation hydrologique simplifiée des sous-bassins correspondants.

a) L'utilisation du module de régulation BOLST

La première modélisation a été effectuée en début d'étude pour avoir un premier aperçu des résultats. Cette première modélisation demande cependant de changer de fichier xml des données pour y rentrer les valeurs correspondant à la crue étudiée.

Afin d'optimiser l'utilisation de SIC pour les différentes crues étudiées, un script a été créé à l'aide de Matlab pour lancer les calculs de SIC en mode batch et un module de régulation BOLST a été utilisé, pour choisir la crue souhaitée. Ce module est disponible dans la bibliothèque des modules de régulation de SIC.

Celui-ci permet de changer de crue en changeant uniquement le nom de la crue dans le fichier de paramétrisation du module BOLST. De plus, si l'on désire changer la géométrie, les Strickler ou les coefficients de débits des ouvrages, cela peut se faire sans avoir à changer tous les fichiers pour toutes les crues.

La démarche pour obtenir les résultats a donc été la suivante :

- mettre le fichier de la crue au bon format pour le module BOLST,
- rentrer dans le fichier BOLST.TXT le nom du fichier de la crue,
- faire tourner SIC en régime permanent avec le débit initial de la crue,
- créer un nouveau scénario en important les résultats du régime permanent précédent,
- rentrer le débit initial de la crue au niveau du premier nœud,
- mettre dans les paramètres le temps et le pas de temps qu'il convient (pas de temps souvent 10 mn, parfois 1 mn),
- lancer le fichier matlab « batch.m ».

8.7. CONCLUSION

La modélisation d'un fleuve nécessite beaucoup de données qu'il faut acquérir sur le terrain (géométrie des lits et des ouvrages, données hydrauliques en cotes et en débits, manœuvres d'ouvrages). Ces données sont parfois disponibles du fait d'études précédentes et/ou à acquérir avec des moyens de mesures souvent sophistiqués (GPS différentiels, tachéomètres laser, jaugeages aux courantomètres électromagnétiques, saumons ou ADCP par exemple). Mais il faut toujours les analyser, vérifier la fiabilité de ces mesures et si possible de les comparer à d'autres déjà obtenues et souvent les corriger du fait des imprécisions de mesures, des évolutions naturelles du fleuve et des aménagements anthropiques (digues, seuils, etc.). Les données sources utilisées ont été vérifiées, validées et parfois corrigées. Malgré quelques questions restées en suspens, le calage des 3 ouvrages (Lavalette, Garigliano et 3ème écluse) a pu être réalisé avec des données exploitables. La modélisation des crues en régime transitoire a pu être réalisée dans le logiciel SIC. Les écarts observés entre les sorties du modèle et les données mesurées sont imputables en grande partie aux apports intermédiaires à la Lironde et au Verdanson pour lesquels nous ne disposons pas de mesures. La reconstitution de ces apports fera l'objet de la suite de cette étude, via diverses approches.

9. Assimilation de données autour du modèle hydrologique

9.1. RESUME

Ce travail fait l'objet de la thèse de M. Coustau sur "Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits" encadrée par HSM et le CERFACS, financée par une bourse ministérielle (SIBAGHE), et soutenue par le présent projet.

Les crues « éclair » parfois dévastatrices qui touchent les bassins versants méditerranéens du Sud de la France sont difficiles à anticiper. L'imprécision des modèles pluie-débit servant à les prévoir conduit les hydrologues à mettre à jour les résultats de leurs simulations par des techniques d'assimilation de données. Celles-ci cherchent à réduire l'incertitude sur l'une des composantes du modèle hydrologique (forçages, paramètres ou variables d'état) pour diminuer l'erreur commise sur les sorties (les débits). Ce rapport présente une procédure d'assimilation de données, le BLUE, utilisée pour améliorer la prévision du pic de débit réalisée par un modèle hydrologique événementiel. À une date de prévision t_0 , certains paramètres du modèle sont recalibrés grâce aux données de débits observés à l'exutoire du bassin. L'étude est menée sur le bassin méditerranéen du Lez situé au Sud de la France. Recalibrer la condition initiale du modèle événementiel s'avère être la correction la plus efficace. Dans 75 % des cas, celle-ci permet d'améliorer de 12 % en moyenne la magnitude du pic de crue. Une analyse détaillée a permis de mettre en évidence des cas d'application favorables à l'approche choisie ainsi que des cas pour lesquels il est nécessaire d'étendre l'espace de contrôle ou de corriger le modèle.

9.2. INTRODUCTION

Ce document décrit la chaîne d'assimilation implémentée pour le modèle ATHYS comme maquette démonstrative et pédagogique dans le cadre du présent projet sur l'application de l'assimilation de données à l'hydrologie. La méthode a été implémentée à l'aide du logiciel PALM et validée par comparaison avec le calage par minimisation du critère Nash.

Pour la construction de cette maquette, nous avons retenu la configuration du modèle MERCEDES qui combine une fonction de production de type SCS et une fonction de transfert de type translation- stockage. La fonction de production SCS est paramétrée par trois paramètres : le déficit initial en eau du sol S , l'intensité de vidange du réservoir sol ds et la fraction de la vidange w qui rejoint l'exutoire du bassin. Le ruissellement produit à chaque maille est ensuite acheminé à l'exutoire du bassin à l'aide d'un modèle de transfert à la vitesse v_0 constante pour toutes les mailles et un coefficient de diffusion K_0 .

Le modèle est forcé par les pluies horaires et les simulations du modèle sont réalisées au pas de temps horaire. L'initialisation de ce modèle pluie-débit événementiel doit être effectuée au début de chacun des épisodes pluvieux simulés. On compare alors le débit simulé au débit mesuré à l'exutoire du bassin (à Lavalette).

Si les paramètres ds , w et $K0$ peuvent être fixés à des valeurs constantes quelque soit l'événement sur un bassin versant, les valeurs de S et $v0$ sont soumises à une variabilité inter-événementielle dont les sources principales sont les incertitudes sur la connaissance de la pluie et la connaissance de l'état hydrique initial du bassin versant [Marchandise, 2007]. Des stratégies possibles pour déterminer les valeurs optimales de ces deux paramètres sont :

- une détermination empirique, dans la mesure où on arrive à relier ces paramètres à un indicateur d'humidité initiale du bassin (Bouvier et al., 2008 ; Marchandise et Viel, 2008),
- une estimation par assimilation de données sur la base des observations de débits, soit sur la durée totale de l'épisode pluvieux (temps différé), soit sur le début de la crue (temps réel).

Cette deuxième stratégie est celle mise en œuvre dans le cadre du présent projet et appliquée au bassin versant du Lez, notamment dans le cadre de la thèse de M. Coustau. Les résultats présentés ici font l'objet d'un chapitre de la thèse de M. Coustau.

9.3. PRESENTATION DE L'APPROCHE D'ASSIMILATION DE DONNEES ET IMPLEMENTATION

9.3.1. L'assimilation de données en hydrologie

Les bassins méditerranéens du Sud de la France sont soumis à des pluies intenses responsables de crues « éclair » parfois dévastatrices comme la crue du Gard en 2002 ou celle de l'Aude en 1999 [Gaume 2009]. Afin de mieux prévoir ce type d'événements, des modèles pluie-débit sont utilisés. Ces modèles sont soumis à un certain nombre d'incertitudes liées à leur structure qui implique une simplification des processus physiques réels, aux données utilisées pour leur forçage ou la calibration de leurs paramètres.

L'assimilation de données peut être utilisée pour réduire ces incertitudes. S'inscrivant dans le cadre général des problèmes inverses [Tarantola, 1987], cette discipline a pour principe de combiner deux types d'informations, l'une venant d'observations et l'autre d'un modèle numérique, pour proposer une meilleure estimation de l'état d'un système [Bouttier et Courtier, 1999]. D'abord utilisées en météorologie [Daley, 1991] et océanographie [Ghil et Malanotte-Rizzoli, 1991], les techniques d'assimilation de données sont de plus en plus utilisées en géosciences notamment en raison de la disponibilité croissante de données de télédétection [McLaughlin, 2002 ; Reichle, 2008] mais aussi dans les sciences de l'eau comme l'hydrogéologie [De Marsily et al., 1999] ou l'hydraulique [Malaterre et al., 2010 ; Nelly et al., 2010 ; Ricci et al., 2011]. Ces

techniques mathématiques cherchent à améliorer les prévisions de débits et se distinguent par leur manière de corriger le modèle hydrologique. [Refsgaard, 1997] Les techniques les plus employées restent celles qui utilisent les modèles autorégressifs (AR) pour corriger le débit simulé en sortie [Yang et Michel, 2000 ; Xiong et O'Connor, 2002]. Ce type de correction repose sur la structure de l'erreur de débit en sortie du modèle et ne tient pas compte de l'origine de l'incertitude. Certaines techniques cherchent à corriger les variables d'entrées (précipitations) [Khal et Nachtnebel, 2008] qui sont souvent la principale source d'incertitude en prévision opérationnelle. Ce type de technique reste néanmoins peu utilisé [Moore, 2005]. D'autres techniques corrigent quant à elles les variables d'état du modèle hydrologique soit de façon « empirique » [Weiss et al., 2003], soit de façon plus formelle par un filtre de Kalman [Da Ros et Borga, 1997 ; Aubert et al, 2003]. Enfin, des techniques permettent aussi de corriger les paramètres du modèle hydrologique [Yang et Michel, 2000 ; Bessière et al., 2007] ou leur condition initiale [Thirel et al., 2010].

Dans l'approche présentée ici, à une date de prévision t_0 , on cherche à recalibrer les paramètres du modèle en fonction des observations déjà disponibles, notamment les débits à l'exutoire du bassin, et ainsi améliorer les prévisions de débit réalisées par le modèle hydrologique événementiel. Cette correction se fait par la technique du BLUE (Best Linear Unbiased Estimator).

9.3.2. L'algorithme d'assimilation de données

Dans cette étude, on utilise une technique simple d'assimilation de données permettant d'effectuer une analyse à un instant donné d'observation. L'analyse consiste à estimer la valeur optimale des paramètres du modèle étant donné les observations, les valeurs a priori des paramètres et les erreurs dont ces informations sont respectivement entachées. Pour ce faire, on utilise l'algorithme du BLUE dont on donne ici une description en partant de l'approche classique variationnelle 3D-Var.

La méthode 3D-var [Bouttier et Courtier, 1999] consiste à minimiser la fonction coût $J(\mathbf{x})$ pour trouver les valeurs optimales des variables stockées dans le vecteur \mathbf{x} :

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^b) + \frac{1}{2}(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}))$$

où \mathbf{x} désigne le vecteur de contrôle de taille n , contenant l'ensemble des n variables à optimiser. Ces variables peuvent correspondre à des forçages, des variables d'état ou dans notre cas à des paramètres de modèle. \mathbf{x}^b est le vecteur d'ébauche de taille n contenant les valeurs a priori des variables du vecteur de contrôle. \mathbf{y}^o est un vecteur de taille p contenant les p observations à assimiler. La fonction coût $J(\mathbf{x})$ quantifie donc la distance du vecteur \mathbf{x} d'une part à l'ébauche \mathbf{x}^b et d'autre part aux observations \mathbf{y}^o . La distance à l'ébauche est pondérée par la matrice \mathbf{B} alors que la distance aux observations est pondérée par la matrice \mathbf{R} . \mathbf{B} , de taille $n \times n$ et \mathbf{R} , de taille $p \times p$, sont les matrices symétriques positives contenant respectivement les covariances des erreurs commises sur l'ébauche \mathbf{x}^b et les observations \mathbf{y}^o . Les erreurs sur \mathbf{x}^b et \mathbf{y}^o sont supposées indépendantes, gaussiennes et non-biaisées. \mathcal{H} est l'opérateur

d'observation, potentiellement non linéaire qui permet de passer de l'espace des variables à optimiser \mathbf{x} à celui des observations \mathbf{y}^o . \mathcal{H} n'étant généralement pas linéaire, la fonction coût $J(\mathbf{x})$ n'est pas quadratique ce qui rend sa minimisation hardue. On approxime alors localement $J(\mathbf{x})$ par une fonction coût incrémentale quadratique $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_1; \delta\mathbf{x})$ dont la minimisation est plus facile :

$$J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_1; \delta\mathbf{x}) = \frac{1}{2} \delta\mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1} \delta\mathbf{x} + \frac{1}{2} (\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}_1) - \mathbf{H}_{\text{xl}}(\delta\mathbf{x} + \mathbf{x}^b - \mathbf{x}_1))^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}_1) - \mathbf{H}_{\text{xl}}(\delta\mathbf{x} + \mathbf{x}^b - \mathbf{x}_1))$$

où $\delta\mathbf{x} = \mathbf{x} - \mathbf{x}^b$ et \mathbf{H}_{xl} est l'opérateur d'observation linéarisé par différence finie décentrée autour d'un point \mathbf{x}_1 pour une faible perturbation \mathbf{dx} :

$$\mathbf{H}_{\text{xl}} = \frac{d\mathcal{H}(\mathbf{x})}{d\mathbf{x}} = \frac{\mathcal{H}(\mathbf{x}_1 + \mathbf{dx}) - \mathcal{H}(\mathbf{x}_1)}{\mathbf{dx}}$$

Cette fonction $J(\delta\mathbf{x})$ est alors minimale lorsque son gradient s'annule :

$$\nabla J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_1; \delta\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1} \delta\mathbf{x} - \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}_{\text{xl}} (\mathbf{y}^o - \mathcal{H}(\mathbf{x}_1) - \mathbf{H}_{\text{xl}}(\delta\mathbf{x} + \mathbf{x}^b - \mathbf{x}_1)) = 0$$

Le calcul ci-dessus revient à expliciter la valeur \mathbf{x}^a de \mathbf{x} telle que $\delta\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^a - \mathbf{x}^b$ et

$$\nabla J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_1; \delta\mathbf{x}^a) = 0$$

Pour identifier \mathbf{x}^a , on peut utiliser un minimiseur qui nécessite à chaque itération le calcul du gradient, ou bien, on peut expliciter la solution par un calcul matriciel, et ainsi formuler le Best Linear Unbiased Estimator (BLUE). Dans notre cas, étant donné la petite taille des matrices d'erreurs de covariance \mathbf{B} et \mathbf{R} , le calcul direct du BLUE [Gelb, 1974 ; Talagrand, 1997] est utilisé pour trouver le minimum de la fonction coût $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_1; \delta\mathbf{x})$. L'analyse est donnée par :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{Kd}$$

avec la matrice de gain \mathbf{K} [Bouttier et Courtier, 1999] :

$$\mathbf{K} = \mathbf{H}_{\text{xl}}^T \mathbf{R} (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}_{\text{xl}}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}_{\text{xl}})^{-1}$$

et \mathbf{d} est l'innovation représentant l'écart entre les observations \mathbf{y}^o et l'approximation linéaire de l'équivalent observable du contrôle $\mathcal{H}(\mathbf{x}_1) + \mathbf{H}_{\text{xl}}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_1)$:

$$\mathbf{d} = \mathbf{y}^o - [\mathcal{H}(\mathbf{x}_1) + \mathbf{H}_{\text{xl}}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_1)]$$

L'analyse obtenue avec l'algorithme du BLUE est équivalente à celle obtenue si l'on minimise $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_l; \delta\mathbf{x})$. Cette solution est une approximation de l'estimateur optimal, qui lui minimise $J(\mathbf{x})$. Afin de se rapprocher du minimum de $J(\mathbf{x})$, l'algorithme du BLUE est muni d'une boucle externe qui met périodiquement à jour la valeur du point de linéarisation \mathbf{x}_l . Ainsi lors de la première itération de la boucle externe, la linéarisation se fait autour de l'ébauche \mathbf{x}^b alors que lors des itérations suivantes, la linéarisation se fait autour de l'analyse de l'itération précédente. Ceci permet de prendre en compte les non-linéarités de l'opérateur d'observation \mathcal{H} . La mise en œuvre de cette technique est présentée ci-dessous.

9.3.3. Etude de sensibilité

L'algorithme d'assimilation utilise les débits observés à l'exutoire du bassin pour corriger les paramètres du modèle hydrologique. Une étude de sensibilité des débits simulés aux différents paramètres du modèle a donc été effectuée. Elle permet d'identifier les paramètres qui influencent le plus les temps d'arrivée et les amplitudes des débits de crue et ainsi de sélectionner le ou les paramètres que devra corriger l'assimilation de données.

Cette étude de sensibilité fait déjà l'objet d'une section de ce rapport, au niveau du modèle hydrologique (partie n°7). Le lecteur s'y référera pour la suite.

9.3.4. Application au modèle MERCEDES : Implémentation

L'algorithme du BLUE a été implémenté autour du modèle hydrologique à l'aide du coupleur de code de calcul PALM (Parallel Assimilation with a Lot of Modularity)[Lagarde, 2000; Lagarde et al., 2001] développé au CERFACS. Initialement dédié à l'implémentation des méthodes d'assimilation de données en océanographie dans le cadre du projet MERCATOR, ce logiciel permet un couplage et une parallélisation facile de codes de calcul indépendants [Fouilloux and Piacentini, 1999; Buis et al., 2006].

L'objectif est ici d'améliorer la prévision du pic de crue. L'assimilation des débits observés débute au début de l'épisode jusqu'à une date t_0 , située 3h avant le pic de crue. A partir de cette date, on effectue une prévision. La figure n°4 illustre le mode de fonctionnement de l'assimilation pour l'épisode d'octobre 2001. On distingue la « période d'assimilation » qui s'étend du début de l'épisode jusqu'à l'observation située 3h avant le pic de crue, et la « période de prévision ». Les débits simulés sur cette période sont calculés en utilisant l'ensemble des pluies observées sur la totalité de l'épisode (hypothèse de pluie future parfaitement connue).

Conformément à l'étude de sensibilité, le vecteur de contrôle \mathbf{x} contient les paramètres S et V . Leurs valeurs a priori sont stockées dans le vecteur d'ébauche $\mathbf{x}^b = [S^b, V^b]^T$. S^b est donné par une régression entre les valeurs de S issues de la calibration et les valeurs d'humidité. V^b correspond à la valeur moyenne de V obtenue après calibration. L'écart-type de l'erreur commise sur S^b a été fixé à 19% de S^b . Ce pourcentage correspond au rapport de la moyenne des résidus de la régression linéaire sur la

moyenne des valeurs calibrées de S . L'écart-type de l'erreur commise sur V^b est fixée à $0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, valeur de l'écart-type obtenu après la calibration événement par événement. On suppose que les erreurs sur S^b et V^b sont décorréliées.

Les observations utilisées, stockées dans le vecteur \mathbf{y}^o , correspondent aux n premiers débits observés depuis le début d'un épisode à l'exutoire du bassin. Les erreurs sur les débits observés sont supposées être décorréliées. L'erreur d'observation étant la somme de l'erreur de mesure et de l'erreur de représentativité (liée à l'opérateur d'observation c'est-à-dire dans notre cas, au modèle hydrologique), une erreur d'observation importante a été attribuée aux débits pour lesquels l'une ou l'autre de ces 2 erreurs étaient importantes. Nous avons retenus les seuils suivants :

- pour un débit observé supérieur à $300 \text{ m}^3/\text{s}$, l'écart-type associé est infinie, car l'erreur commise sur la courbe de tarage par extrapolation est importante ;
- pour un débit observé inférieur à $20 \text{ m}^3/\text{s}$, l'écart-type associé est infinie, car le modèle hydrologique n'a été calé que sur les débits de crue ;
- enfin, pour un débit observé compris entre 20 et $300 \text{ m}^3/\text{s}$, l'écart-type associé est de $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette valeur a été retenue suite à une étude de sensibilité effectuée sur \mathbf{R} (section 3.4).

L'opérateur d'observation \mathcal{H} est le modèle hydrologique forcé par les pluies. Appliqué à \mathbf{x} , il permet d'obtenir une chronique de débits simulés $\mathbf{y} = \mathcal{H}(\mathbf{x})$. La formulation de la matrice jacobienne \mathbf{H}_{x_i} associée à l'opérateur d'observation non linéaire \mathcal{H} requiert plusieurs intégrations du modèle hydrologique :

- une intégration avec les valeurs des paramètres stockés dans \mathbf{x}_i
- une intégration supplémentaire par paramètre perturbé : $\mathbf{x}_i + [dS, 0]^T$ pour la perturbation sur S et $\mathbf{x}_i + [0, dV]^T$ pour la perturbation sur V .

L'implémentation sous le coupleur de code de calcul PALM a permis de limiter le temps de calcul lié à cette linéarisation en lançant ces intégrations en parallèle.

9.3.5. Illustration sur un événement représentatif

La Figure 105 présente le résultat de l'assimilation pour l'événement d'octobre 2001. Pour cet épisode, une seule donnée de débit est assimilée 3h avant le pic de crue. Dans cet exemple, pour plus de simplicité, le vecteur de contrôle ne contient que S .

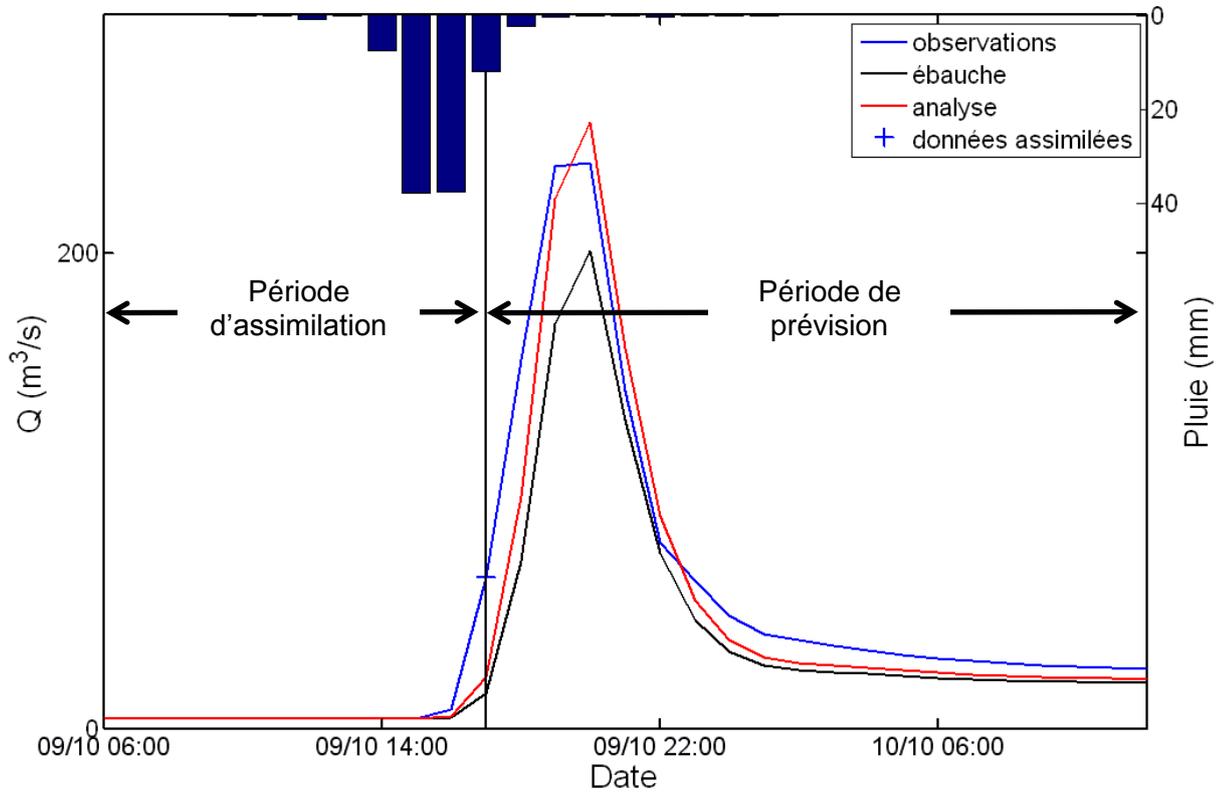


Figure 105 : Hydrogrammes observé (courbe bleue), simulé à partir de l'ébauche $S^b = 160$ mm (courbe noire) et simulé à partir de l'analyse $S^a = 131$ mm (courbe rouge) après assimilation d'une donnée (croix bleue) pour l'épisode d'octobre 2001. Le trait vertical noir sépare la période d'assimilation de la période de prévision

Lorsque la donnée de débit assimilée (croix bleue) est supérieure au débit simulé avec l'ébauche (en noir), l'algorithme d'assimilation diminue la valeur du contrôle pour augmenter la valeur du débit simulé au temps d'assimilation. Cette correction du contrôle affecte les autres débits de crue qui augmentent eux aussi : les débits obtenus avec l'analyse (en rouge) sont supérieurs à ceux obtenus avec l'ébauche (en noir). La correction de S entraîne donc une correction monotone de la magnitude des débits de crue. Dans le cas de cet épisode, l'ensemble des débits de crue étant sous-estimé, l'assimilation d'un débit observé en début de crue permet d'améliorer l'ensemble de la crue et notamment le débit de pointe. Avant assimilation, la simulation sous-estime le débit de pointe de 16% alors qu'après assimilation elle le surestime de 7%. L'erreur sur l'estimation du pic de crue est réduite de 9% par rapport à la valeur du débit de pointe observé.

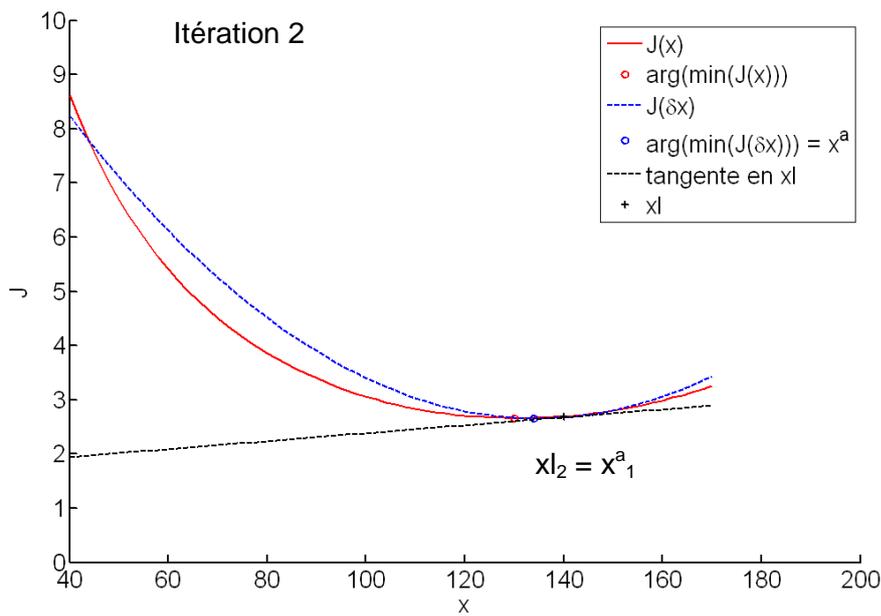
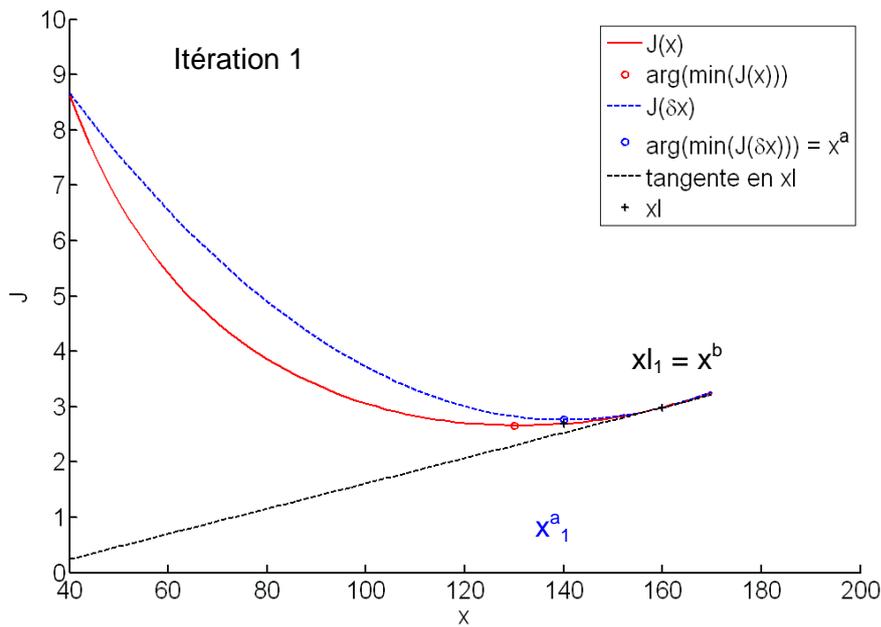


Figure 106 : Graphiques représentant la fonction coût $J(\mathbf{x})$ (courbe rouge) et son minimum (rond rouge) ainsi que l'évolution de la fonction coût incrémentale $J(\mathbf{x}_l; \delta \mathbf{x})$ (courbe bleue), de son minimum \mathbf{x}^a (rond bleu) et de sa tangente (droite noire) au point de linéarisation \mathbf{x}_l (croix noire) pour les 2 premières itérations de la boucle externe pour l'épisode d'octobre 2001

Cet exemple permet aussi d'illustrer le fonctionnement de la boucle externe (figure n°5). A chaque itération de la boucle externe, la fonction coût $J(\mathbf{x})$ non quadratique (courbe rouge) est approximée, au point de linéarisation \mathbf{x}_i (croix noire), par une fonction coût incrémentale quadratique $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_i; \delta\mathbf{x})$ (paraboles bleues). Cette dernière possède le même gradient que $J(\mathbf{x})$ (droite noire) au point de linéarisation \mathbf{x}_i . La première approximation de $J(\mathbf{x})$ par $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_i^{(1)}; \delta\mathbf{x})$ se fait autour de l'ébauche \mathbf{x}^b . Puis, l'algorithme du BLUE permet d'obtenir le minimum \mathbf{x}^a (rond bleu) de $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_i^{(1)}; \delta\mathbf{x})$. Celui-ci servira de nouveau point de linéarisation $\mathbf{x}_i^{(2)}$ à la prochaine itération de la boucle externe.

Cette approche permet, au fil des itérations, de se déplacer sur la courbe décrite par $J(\mathbf{x})$ pour en proposer une meilleure approximation parabolique $J(\mathbf{x}_i^{(2)}; \delta\mathbf{x})$. On se rapproche ainsi du minimum de $J(\mathbf{x})$ (rond rouge). Dans les tests effectués, on ne réalise que cinq itérations de la boucle externe pour des raisons de coût de calcul. Ce nombre d'itération est toutefois suffisant pour que le minimum de la fonction coût incrémentale $J_{\text{inc}}(\mathbf{x}_i; \delta\mathbf{x})$ converge vers celui de la fonction coût $J(\mathbf{x})$.

9.4. RESULTATS SUR L'APPLICATION DU LEZ

9.4.1. Observations disponibles

L'étude est menée sur le bassin méditerranéen du Lez, situé dans le Sud de la France. Ce bassin a une superficie de 114 km² et se situe en amont de la ville de Montpellier. Les crues se produisent principalement en automne et en hiver. Elles sont provoquées par des pluies intenses (parfois plusieurs centaines de mm en 24h) et se caractérisent par des temps de réponse courts (de l'ordre de 2 à 5 h) et des débits de pointes élevés (jusqu'à 480 m³/s en septembre 2005). Pour cette étude, 12 épisodes de crues ont été sélectionnés entre 1994 et 2008. Ils présentent tous des débits de pointe de plus de 90 m³/s correspondant à une période de retour supérieure ou égale à 2 ans (tableau ci-dessous).

Start	End	QH _p (m ³ /s)	Tr (h)	P (mm)	Nombre de pics
18/10/1994 06:00	26/10/1994 20:00	124	3	212	2
27/10/1994 06:00	11/11/1994 11:00	99.8	4	170	2
17/12/1996 06:00	28/12/1996 17:00	139	2	190	1
16/12/1997 06:00	27/12/1997 00:00	122	5	184	1
16/01/2001 06:00	24/01/2001 14:00	93.1	8	94	1
09/10/2001 06:00	14/10/2001 14:00	238	4	102	1
08/09/2002 06:00	12/09/2002 10:00	103	6	133	1
09/12/2002 06:00	21/12/2002 01:00	376	2	322	4
22/09/2003 06:00	25/09/2003 15:00	91.5	3	117	1
29/11/2003 06:00	10/12/2003 04:00	424	3	273	1
05/09/2005 06:00	07/09/2005 15:00	467	4	357	2
19/10/2008 06:00	25/10/2008 06:00	109	4	205	2

Tableau 31 : Présentation des épisodes de crue. QHp, débit de pointe horaire (m³/s) ; tr, temps de réponse (temps entre le pic de pluie et le pic de débit) (h); P, cumul de pluie moyen (mm) calculé selon la méthode de Thiessen

Il a été montré que, sur le bassin du Lez, les pluies radar de début d'automne étaient de meilleure qualité que celles de fin d'automne et d'hiver. En effet, le bassin étant à une distance importante du radar (~ 60 km), la faible extension verticale des nuages et la faible altitude de l'isotherme 0°C en hiver détériorent la qualité de la mesure [Coustau et al., 2011 soumis].

Les données de pluies utilisées sont les pluies radar pour les épisodes d'octobre 2001, septembre 2003, septembre 2005 et octobre 2008 et les données de pluie au sol pour les autres épisodes. Ces pluies au sol sont fournies à pas de temps horaire et proviennent de 4 pluviographes. L'un d'entre eux est situé sur le bassin topographique, les autres sont situés dans un rayon de 5 à 10 km à l'extérieur du bassin.

9.4.2. Critères d'évaluation

La procédure d'assimilation décrite précédemment a été testée sur les 12 épisodes de crues soit 20 pics de crue. Elle a été utilisée pour corriger i) uniquement le paramètre S ii) uniquement le paramètre de vitesse V iii) à la fois les paramètres S et V.

Le paramètre S jouant sur l'intensité du pic de crue, le gain de l'assimilation est évalué avec un critère portant sur le débit de pointe de la crue.

$$PDIFF = \left| \frac{Qp_{sim} - Qp_{obs}}{Qp_{obs}} \right|$$

où Qp_{obs} est le débit de pointe observé Qp_{sim} le débit de pointe simulé. Qp_{sim} peut correspondre au débit de pointe simulé avant assimilation (Qp_b) ou à celui simulé après assimilation (Qp_a). $PDIFF$ est l'écart relatif au débit de pointe observé. Il peut être calculé avant assimilation ($PDIFF_b$) ou après assimilation ($PDIFF_a$).

Ce critère exprime l'écart entre le pic simulé et le pic observé et permet de quantifier l'amélioration apportée par assimilation de données.

Si $\Delta(PDIFF) = PDIFF_a - PDIFF_b < 0$, la technique d'assimilation a réduit l'écart au débit de pointe.

Si $\Delta(PDIFF) = PDIFF_a - PDIFF_b > 0$, la technique d'assimilation a augmenté l'écart au débit de pointe.

Le paramètre V jouant sur le temps d'arrivée du pic de crue, le gain apporté par l'assimilation de données est aussi évalué avec un critère portant sur le temps d'arrivée du débit de pointe.

$$\Delta tp = |tp_{sim} - tp_{obs}|$$

où tp_{obs} est le temps d'arrivée du débit de pointe observé et tp_{sim} est le temps d'arrivée du débit de pointe simulé. tp_{sim} peut correspondre au temps d'arrivée du débit de pointe simulé avant assimilation (tp_b) ou après assimilation (tp_a). Δtp est le décalage en temps

existant entre le débit de pointe calculé et le débit de pointe observé. Ce décalage peut être calculé avant assimilation (Δtp_b) ou après assimilation (Δtp_a).

Δtp_b et Δtp_a quantifient l'avance ou le retard qu'a le pic simulé sur le pic observé. Leur comparaison permet de quantifier l'amélioration apportée par assimilation de données.

Si $\Delta(\Delta tp) = \Delta tp_a - \Delta tp_b < 0$, la technique d'assimilation a réduit le décalage en temps entre les pics simulé et observé.

Si $\Delta(\Delta tp) = \Delta tp_a - \Delta tp_b > 0$, la technique d'assimilation a augmenté le décalage en temps entre les pics simulé et observé.

9.4.3. Résultats

Pics	Nombre de données assimilées	S ^b (mm)	S ^a (mm)	PDIFF _b	PDIFF _a	Δ(PDIFF)	Δtp _b (h)	Δtp _a (h)	Δ(Δtp) (h)
Oct 94 Pic 1	9	184	178	0.04	0.08	0.04	0	0	0
Oct 94 Pic 2	24	184	186	0.61	0.60	-0.01	1	1	0
Nov 94 Pic 1	0	101	101	0.95	0.95	0	3	3	0
Nov 94 Pic 2	20	101	131	0.84	0.31	-0.53	-1	-1	0
Nov 94 Pic 3	34	101	130	0.36	0.09	-0.27	0	0	0
Déc 96	12	141	145	0.16	0.14	-0.02	-1	-1	0
Déc 97	20	184	172	0.09	0.15	0.06	0	0	0
Jan 01	7	107	109	0.19	0.18	-0.01	0	0	0
Oct 01	1	160	131	-0.16	0.07	-0.09	0	0	0
Sep 02	5	211	243	0.2	-0.04	-0.16	-2	-1	-1
Déc 02 Pic 1	5	119	121	0.13	0.11	-0.02	0	0	0
Déc 02 Pic 2	26	119	113	-0.38	-0.36	-0.02	1	1	0
Déc 02 Pic 3	37	119	91	-0.16	-0.11	-0.05	-2	-2	0
Déc 02 Pic 4	91	119	88	0.89	1.06	0.17	0	0	0
Sep 03	1	273	266	-0.23	-0.19	-0.04	1	1	0
Déc 03	41	64	111	0.22	0.07	-0.15	1	1	0
Sep 05 Pic 1	5	302	210	-0.37	-0.08	-0.29	-1	-1	0
Sep 05 Pic 2	10	302	205	0.58	0.99	0.41	0	0	0
Oct 08 Pic 1	0	304	304	0.45	0.45	0	0	0	0
Oct 08 Pic 2	8	304	346	0.65	0.39	-0.26	0	0	0

Tableau 32 : Résultats de la correction de S ; S^b, valeur d'ébauche ; S^a, valeur de l'analyse ; PDIFF_b et PDIFF_a, écarts relatifs au débit de pointe observé respectivement avant et après assimilation ; Δ(PDIFF) gain apporté par l'assimilation de données sur l'estimation du débit de pointe ; Δtp_b et Δtp_a décalage en temps entre les débits de pointe simulé et observé respectivement avant et après assimilation ; Δ(Δtp) gain apporté par l'assimilation sur l'estimation du temps d'arrivée du pic de crue

Comme attendu, la correction du paramètre S (Tableau 32) modifie essentiellement l'intensité du pic de crue (Δ(PDIFF) non nul) et ne modifie pas le temps d'arrivée du pic

($|\Delta t_p| = 0$). Pour 14 des 20 pics testés, l'assimilation améliore l'estimation du pic de crue de 12 % en moyenne. Pour 2 d'entre eux (pic 1 de novembre 1994 et d'octobre 2008), l'algorithme n'a aucun impact : l'assimilation n'a pas commencé 3h avant le pic de crue car il n'y a pas d'observations supérieures à 20 m³/s. Enfin, pour 4 des 20 pics testés, l'assimilation détériore l'estimation de départ. Les raisons de cette détérioration seront exposées dans la partie 9.4.4.

La correction du paramètre V entraîne une modification moins importante de l'intensité du pic de crue. Pour 9 des pics testés, la correction de V améliore de 8% l'intensité du pic de crue. Pour 9 autres pics la correction de V n'a pas changé l'intensité du pic. Pour 2 pics, la correction de V détériore l'estimation du pic de crue. La correction de ce paramètre modifie aussi le temps d'arrivée du pic de crue ($|\Delta t_p|$ non nul). Pour 13 des 20 pics testés, le temps d'arrivée du pic reste inchangé. Pour 2 pics, le décalage en temps entre les pics simulé et observé est réduit d'1 heure. Enfin pour 5 pics le décalage en temps augmente d'1 heure. La correction de V par assimilation des débits en début de crue est globalement sans effet notable sur les événements simulés. En effet, les premiers débits de crue correspondent à l'arrivée du ruissellement située à proximité de l'exutoire. L'effet du transfert est donc limité pour ces premiers débits et la différence entre la simulation et l'observation vient essentiellement de la production du ruissellement. Corriger un paramètre de la fonction de transfert avec les premiers débits de crue peut alors conduire à des erreurs importantes sur la prévision des débits. Dans ce qui suit, on étudiera uniquement les effets de la correction du paramètre S jouant sur la production du ruissellement.

9.4.4. Discussion : limite de l'application

La correction du paramètre S permet dans 75 % des cas d'améliorer l'estimation du pic de crue sans détériorer l'estimation du temps d'arrivée du pic. Cependant, il arrive que dans certains cas (les 25 % restant), l'assimilation des premiers débits observés conduise à la détérioration de la simulation du pic de crue (pic 1 d'octobre 1994, décembre 1997, pic 4 de décembre 2002, pic 2 de septembre 2005).

Ceci est principalement dû à la difficulté pour l'algorithme d'assimilation qui contrôle un nombre limité de paramètres de compenser des erreurs modèles de types divers. Deux situations ont été identifiées : i) le modèle ne reproduit pas la montée de crue à la même vitesse que la réalité (situation rencontrée dans les 4 cas problématiques) et ii) dans le cas des crues à pointes multiples (pic 4 de décembre 2002 et pic 2 de septembre 2005), l'erreur du modèle sur l'estimation des pics de débits est différente d'un pic à l'autre. Ces deux cas sont illustrés ci-dessous.

a) **Montée de crue : exemple de décembre 1997**

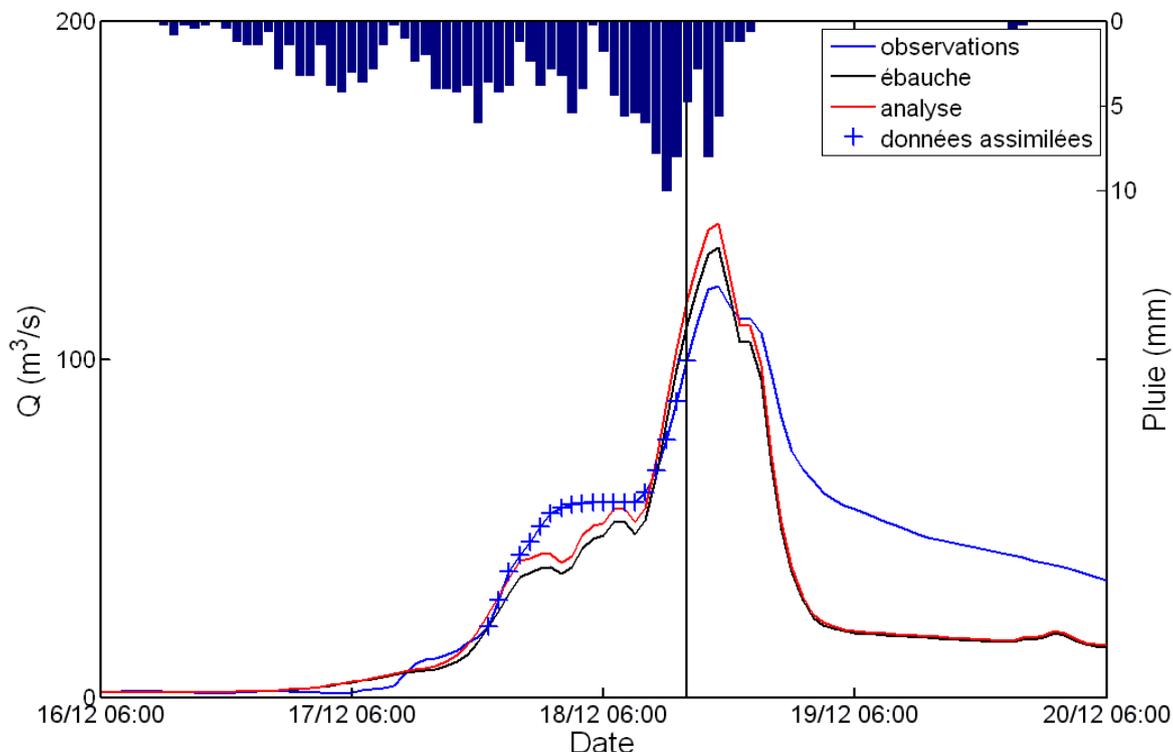


Figure 107 : Résultats de l'assimilation de données pour l'épisode de décembre 1997. La courbe bleue correspond aux observations ; la courbe noire est l'hydrogramme simulé à partir de l'ébauche (avant assimilation) et la courbe rouge est l'hydrogramme simulé à partir de l'analyse (après assimilation). Les croix bleues sont les données assimilées.

Pour les 4 pics pour lesquels l'assimilation est prise en défaut, le modèle ne reproduit pas la montée de crue à la même vitesse que la crue observée. Comme on le voit pour décembre 1997 (Figure 107), le modèle sans assimilation (courbe noire) sous-estime les débits de début de montée alors qu'il surestime les débits de fin de montée. On peut schématiser cette situation en disant que, dans la phase de montée de crue, les hydrogrammes observé et simulé (avant assimilation des débits) se croisent. La période d'assimilation comprenant un grand nombre de débits sous-estimés par le modèle, la technique d'assimilation a tendance à compenser cette sous-estimation en diminuant la valeur de S . Cette correction monotone sur l'événement a pour effet d'aggraver la surestimation des débits de crue (courbe rouge : hydrogramme après assimilation). Une assimilation trop précoce (avant croisement des courbes de montées de crue) des débits trop faibles aggrave la surestimation du pic de crue dans ce cas.

Pour améliorer les performances de l'assimilation dans de tels cas, il est envisageable d'augmenter la valeur seuil sur les observations assimilées pour n'assimiler que des débits situés après le croisement des courbes de montée de crue.

b) Crues à pics multiples : exemple du pic 2 de septembre 2005

Parmi les quatre pics pour lesquels l'assimilation des premiers débits détériore la simulation du pic, deux d'entre eux surviennent après un premier pic de débits. La détérioration observée après assimilation de données peut alors s'expliquer non seulement par un problème de représentation de la montée de crue mais aussi par une erreur sur les pluies différentes entre les 2 pics. Pour rendre compte des conséquences de ces erreurs après assimilation de données, un cas fictif a été mis en place (Figure 108).

Un épisode de pluie a été créé à partir du premier pic de pluie de septembre 2005, répété 2 fois. Les observations de débits (croix bleues) sont créées à partir de débits « vrais » simulés avec les paramètres suivants : $S = 250 \text{ mm}$; $w = 101 \text{ mm}$; $ds = 0.28 \text{ j}^{-1}$; $V0 = 1.3 \text{ m/s}$; $K0 = 0.3$. Tous les débits sont perturbés d'un bruit blanc dont l'écart-type vaut 3% de leur valeur moyenne et constitue l'écart-type des erreurs d'observation. L'ébauche x_b vaut 200 mm et l'écart-type de son erreur est fixé à 10 % de sa valeur. La modélisation et l'assimilation se font sur le modèle hydrologique simplifié à une maille de 114 km² située à 10 km de l'exutoire. Dans cette expérience, le premier pic de pluie n'est pas perturbé alors que le second est sous-estimé de 20 %, 10 % puis surestimé de 10 %, 20 %. La prévision se fait sur le 2ème pic de débit. Les courbes de montées étant semblables, seule une erreur différente sur l'estimation des pics de pluie est donc testée. Les données de débits sont ensuite assimilées de 2 manières différentes : i) l'assimilation porte sur les données du 1er pic de débit et celles du début du 2nd (assimilation « groupée ») et ii) seules les données de débits du début du 2nd pic sont assimilées (assimilation « séparée »). Dans le premier cas, les données de débits de tous les pics sont assimilées ensemble, de façon « groupée », alors que dans le deuxième cas, les données de chacun des pics sont assimilées de façon « séparée ».

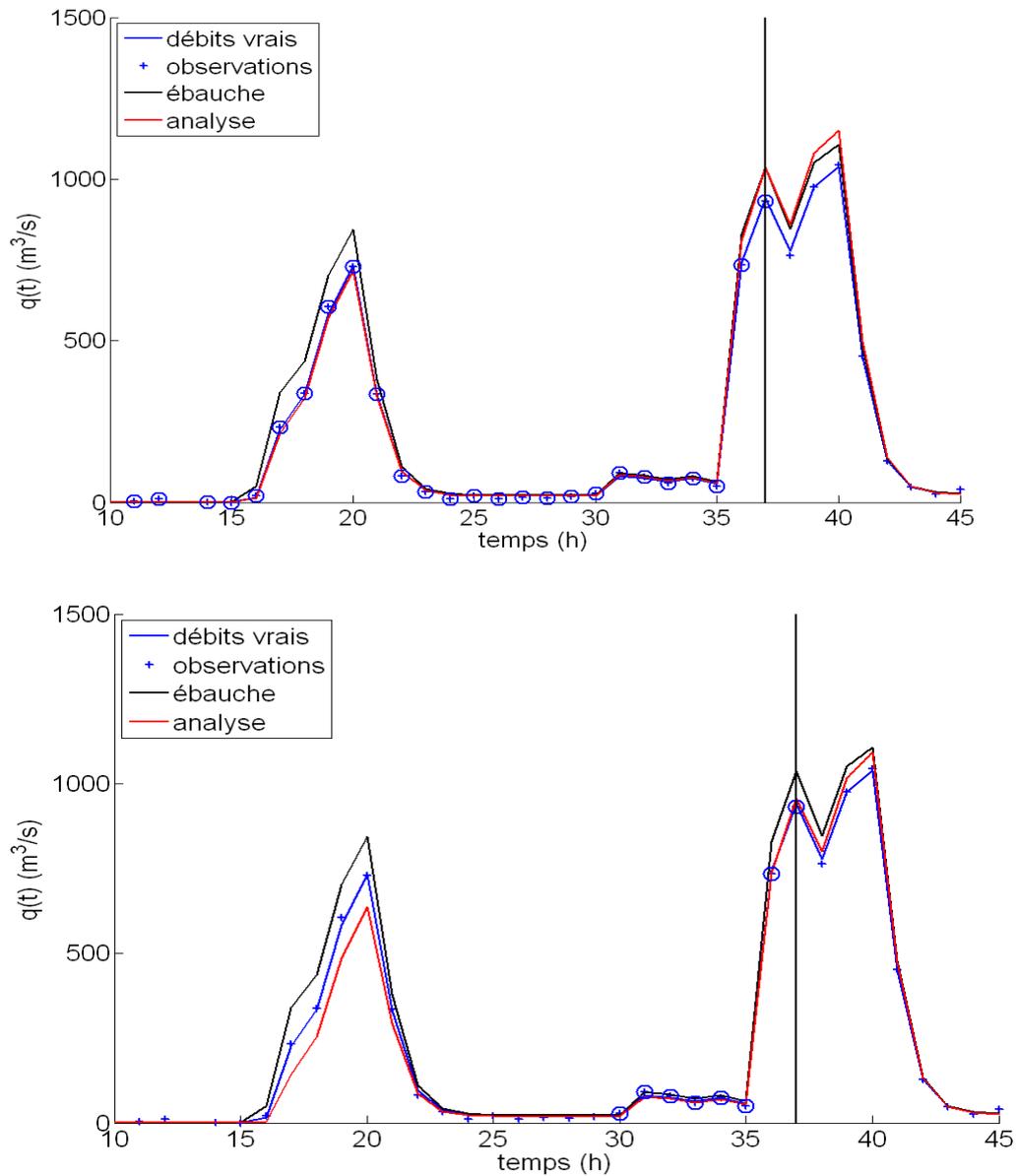


Figure 108 : Hydrogrammes issus du cas fictif réalisé en « assimilation groupée » (a) et en « assimilation séparée » (b). La courbe rouge représente l'hydrogramme obtenu à partir de l'analyse, la courbe bleue représente l'état vrai, les croix bleues correspondent aux observations, les ronds bleus sont les observations assimilées. Le trait noir vertical représente l'instant de prévision.

Ce cas test permet de conclure que le traitement des pics de manière séparée permet d'améliorer les résultats de l'assimilation. Ainsi, l'assimilation « séparée » des pics de crue a été testée sur le pic 4 de décembre 2002 et le pic 2 de septembre 2005. Pour le pic 2 de septembre 2005, l'assimilation « séparée » détériore toujours l'estimation du pic de crue ($\Delta|PDIFF| = +0.17$) mais de façon moins importante que l'assimilation

« groupée » ($\Delta|PDIFF| = +0.42$). Pour le pic 4 de décembre 2002, l'assimilation « séparée » permet même d'améliorer l'estimation du pic de crue ($\Delta|PDIFF| = -0.14$) alors que l'assimilation « groupée » la détériorait ($\Delta|PDIFF| = +0.17$).

9.5. CONCLUSION

La technique d'assimilation présentée utilise les premiers débits observés à l'exutoire du bassin pour formuler une correction sur S et/ou V, paramètres les plus sensibles du modèle hydrologique. Les expériences d'assimilation ont montré qu'en assimilant les premiers débits observés, il était préférable de ne pas corriger V. En effet, le transfert étant limité lors de ces premiers débits de crue, la correction d'un paramètre de la fonction de transfert du modèle, tel que V, n'est pas forcément adaptée et peut entraîner une détérioration des prévisions de débits (concernant notamment le temps d'arrivée de la pointe de crue). En revanche, il est souhaitable de corriger S paramètre influençant la production du ruissellement, primordiale lors des premiers débits de crue. Cette correction apporte une amélioration de l'estimation du pic de crue pour 75 % des pics testés. Néanmoins, la correction de S entraînant une correction monotone des débits de crue, ce type de correction n'est pas forcément adapté à toutes les situations. En effet, lorsque les courbes de montée de crue observée et simulée se croisent, l'assimilation de données de premiers débits détériore la prévision. De plus, il est souhaitable de traiter les pics de crue séparément pour les événements à pic multiple, afin de prendre en compte des erreurs sur la pluie potentiellement différentes pour chaque pic.

10. Conclusion

Un certain nombre de modèles numériques hydrogéologiques, hydrologiques et hydraulique ont été mis en œuvre de façon à représenter les processus hydrologiques complexes au sein du système karstique du Lez. Ces modèles ont été calibrés sur les observations disponibles.

Le modèle Tempo, développé au pas de temps journalier, est un modèle de traitement du signal à fonction de transfert. Il permet de simuler l'évolution de la piézométrie du drain karstique et de la matrice et de calculer les débits de débordement de la source en condition d'exploitation. Ce modèle sera utilisé pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et tester le comportement de l'hydrosystème pour des scénarios de pompage alternatifs à ceux actuellement en vigueur.

Le modèle VENSIM a été développé à l'aide du logiciel Vensim, logiciel de simulation permettant de générer des modèles à réservoirs. Le modèle est un modèle dit global, prenant en compte le bassin d'alimentation dans sa globalité sans chercher à reproduire le fonctionnement du bassin maille par maille comme cela serait le cas pour un modèle distribué. Il a été développé au pas de temps journalier sur le système du Lez. Ce modèle est basé sur l'établissement d'un bilan hydrologique équilibré. Il permet de simuler à la fois le débit à la source et la piézométrie dans le drain principal au niveau des pompes immergées. Il pourra être utilisé pour la prévision des crues.

Le modèle POKA, développé à un pas de temps horaire, est adapté à la simulation de cycles de pompages au sein de l'aquifère du Lez en période sèche. Il ne peut être utilisé sur le long terme et prendre en compte des épisodes de pluie par exemple. Il sera utilisé pour simuler l'impact sur le niveau d'eau dans le conduit karstique de scénarios de pompages sur la source du Lez.

Le modèle FeFlow proposé est une représentation simplifiée et distribuée de l'hydrosystème karstique délimité par les Cévennes au Nord, l'Hérault à l'Ouest, le Vidourle à l'Est et le pli de Montpellier au Sud. Cet hydrosystème, constitué de différentes unités hydrogéologiques, comprend différents bassins d'alimentation associés à diverses sources karstiques, tel que l'aquifère du Lez que draine l'exutoire le plus important de cet hydrosystème. La calibration en régime permanent donne une première estimation de la conductivité hydraulique des différentes unités hydrogéologiques, de la section transversale des conduits karstiques et des flux sortants au niveau de la condition à la limite constituée par le pli de Montpellier. La simulation en régime transitoire est réalisée en estimant les propriétés d'emmagasinement de certaines unités. Les principales différences entre les comportements hydrodynamiques observé et simulé sont une légère sous-estimation des valeurs de débit pour les pics de crues aux sources du Lirou et du Lez, une relative surestimation de la durée des périodes de débordement et des flux sortants à la source du Lez.

Le modèle par réseaux de neurones (RN) permet de simuler les débits journaliers à la source du Lez à partir d'observations de pluies sur le bassin d'alimentation du karst. La structuration du modèle proposée a été conçue de façon à capter une partie du fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique du Lez. Il en ressort la possibilité de simuler d'autres grandeurs que les débits de la source, comme la piézométrie du drain principal par exemple. Après les phases de calage et de validation croisée relativement lourdes, les simulations à l'échelle d'un événement sont menées rapidement. Les performances de ce modèle sont particulièrement bonnes et son application pour la prévision des crues à la source sont satisfaisantes comme en témoignent les valeurs du critère de persistance. Cette approche a été comparée avec celle adoptée par TEMPO-VENSIM, l'analyse menée montre une bonne complémentarité des deux modèles.

Le modèle hydrologique distribué (ATHYS – SCS LR) permet, à partir d'un formalisme parcimonieux et robuste, de simuler les crues de surface rapides et importantes survenant sur le bassin du Lez en amont de Montpellier. En effet, les performances, en termes de modélisation, sont particulièrement bonnes avec des critères de Nash assez élevés et une bonne anticipation du pic de crue. L'unicité du jeu de paramètres de calage, quelque soit la crue considérée, et la bonne corrélation entre l'état hydrique initial du système observé (par la piézométrie ou l'humidité des sols) avec la condition initiale du modèle rendent possible son utilisation en mode opérationnel pour la prévision des crues. En contrepartie, les simplifications opérées sur le fonctionnement de ce bassin sont à l'origine d'incertitudes sur les gammes de crues absentes de l'échantillon de calage. Afin de palier à ces difficultés, une procédure d'assimilation des données de débits observés au début de la crue a été mise en place pour corriger les défauts du modèle hydrologique. Cette chaîne d'assimilation a elle aussi été développée avec un souci de robustesse et de rapidité des temps de calcul afin d'en permettre son utilisation en mode opérationnel. La correction effectuée, basée sur la technique du BLUE, a été adaptée au regard de la confiance que l'on peut avoir dans les mesures des débits. Une interprétation au cas par cas de la correction proposée par l'assimilation a été menée afin d'optimiser le mode d'utilisation de cette chaîne d'assimilation en mode opérationnel. Elle permet une amélioration des performances du système de prévision des crues.

Le modèle hydraulique du Lez (SIC) permet de reproduire les écoulements à surface libre dans le cours d'eau. La présence de nombreux ouvrages hydrauliques (seuils, déversoirs, digues...) au fil de l'écoulement rend complexe le calage de ce modèle. Une étude particulièrement fine a été menée dans le cadre de ce projet afin de permettre une calibration optimale de la ligne d'eau autour de chaque singularité. Les mesures effectuées dans le cadre de l'AT1 ont ainsi été exploitées. Au final, ce modèle reproduit bien les écoulements du Lez. Il pourra par la suite être complété, tout comme le modèle hydrologique l'a été, par le développement d'une chaîne d'assimilation de données des débits ou hauteurs mesurés. Celle-ci pourrait d'une part corriger les manques d'observations locales mais aussi les apports latéraux inconnus de certains affluents principaux du Lez.

Ces modèles seront utilisés par la suite pour simuler des scénarios qui seront présentés dans le cadre du prochain rapport (livrable L4.2).

11. Bibliographie

Pour la partie modèle hydrogéologique, TEMPO :

Dietrich, C. R., and T. G. Chapman (1993), Unit graph estimation and stabilization using quadratic programming and difference norms, *Water Resour Res.*, 29(8), 2629-2635.

Dorfliger N., Fleury P., Ladouche B. (2009) Inverse Modeling Approach to Allogenic Karst System Characterization., *Groundwater*, Willey-Blackwell publishing, Inc, Vol. 47, Issue 3, 414-426

Jourde H., N. Dörfliger, C. Batiot-Guilhe, C. Bouvier, JF. Desprats, B. Ladouche, V. Leonardi, PO. Malaterre, JC. Maréchal, V. Prié (2011). L'hydrosystème du Lez - Synthèse des connaissances récentes et passées. Rapport BRGM/RP-60041-FR

Ladouche B., J.-Ch. Maréchal, N.Dörfliger, P. Lachassagne (2006) - Système karstique des Cent Fonts. Simulation de Scénarios d'exploitation et de gestion de la ressource, BRGM/RP-54865-FR, 275 p., 59 ill., 32 tab., 8 ann..

Pinault, J.-L., and Allier D. (2007), regionalization of rainfall for broad-scale modelling: An Inverse approach, *Water Resour. Res.*, 43, W09422, doi:10.1029/2006WR005642

Pinault, J.-L., and S. Schomburgk (2006), Inverse modeling for characterizing surface water/groundwater exchanges, *Water Resour. Res.*, 42, W08414, doi:10.1029/2005WR004587

Pinault, J.L., N. Amraoui, and C. Golaz (2005), Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes, *Water Resource Res.*, 41, W05001, doi:10.1029/2004WR003169

Pinault.J.L., Doerfliger.N., Ladouche.B., Bakalowicz.M. (2004) Characterizing a coastal karst aquifer using an inverse modeling approach : The saline springs of Thau, southern France, *Water Resources Research*, 40 W08501

Pinault.J.L., Pauwels.H., Cann.C. (2001) Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems - application to nitrate transport and denitrification., *Water Resources Research*, Vol. 37, n° 8, pp. 2179-2190

Pinault.J.L., Plagnes.V., Aquilina.L., Bakalowicz.M. (2001) Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems - Characterization of karst system functioning., *Water Resources Research*, Vol. 37, n° 8, p. 2191-2204

Tikhonov, A., and V. Arsenine, (1976) Méthodes de résolution de problèmes mal posés, MIR, Moscow, 1976.

Tikhonov, A. N., and A. V. Goncharsky(E ds.), Ill-Posed Problems in the Natural Sciences, MIR, Moscow, 1987.

Pour la partie modèle hydrogéologique : VENSIM

Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H., Dörfliker, N. 2009. Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management – the Lez spring. *Journal of Hydrology*. 365, 235-243, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.037.

Tritz S., Guinot V. & Jourde H. 2011. Modelling the behaviour of a karst system catchment using non linear hysteretic conceptual model. *Journal of Hydrology*, 397, 250-262.

VENSIM Software. Ventana Systems, Inc. <http://www.vensim.com>.

Pour la partie modèle hydrogéologique : POKA

Jacob CE, Lohman SW (1952) Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. *Trans AGU* 33(4):559–56

Maréchal, J.C., Ladouche, B., Dörfliker, N., Lachassagne, P. (2008) - Interpretation of pumping tests in a mixed flow karst system, *Water Resources Research*, 2008, 44, W05401, doi:10.1029/2007WR006288, 2008.

Perrochet, P. 2005. A simple solution to tunnel or well discharge under constant drawdown. *Hydrogeology Journal*, 13, 886-888. DOI:10.1007/s10040-004-0355-z.

Pour la partie modèle hydrogéologique : Distribué

Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith (1998). _ Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements _. In: *FAO Irrigation and Drainage Paper*. Ed. by FAO. Vol. 56. isbn: 92-5-104219-5. doi: 10.1007/s00271-007-0094-8. url: <http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.HTM>. See p. 149.

Chow, V. T. (1959). *Open-Channel Hydraulics*. Blackburn Press, p. 700. isbn: 1932846182, 9781932846188. url: <http://www.blackburnpress.com/ophy.html>. See p. 142.

Diersch, H. (1998a). *Flow : Reference Manual*. Institute for Water Resources Planning and Systems Research, WASY. Berlin. url: <http://www.feflow.info/manuals.html>. See pp. ix, 9, 141, 169.

Hargreaves, G. (1994). _ Defining and using reference evapotranspiration _. In: *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 120.6, pp. 1132_1139. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1994)120:6(1132). See pp. 148, 149.

Hargreaves, G. H. and Z. A. Samani (1985). _ Reference crop evapotranspiration from temperature _. In: *Applied Engineering in Agriculture* 1.2, pp. 96_99. url: <http://asae.frymulti.com/abstract.asp?aid=26773&t=1>. See p. 148.

Jeannin, P.-Y. and J.-C. Maréchal (1995). _ Lois de pertes de charge dans les conduits karstiques: Base théorique et observations _. In: *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel* 14, pp. 149_176. See p. 146.

Kiraly, L. (1998). _ Modeling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. In: Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel 16, pp. 77_98. See pp. 4, 143.

Mazzilli, N (2011) Sensibilité et incertitude de modélisation dans les bassins versants méditerranéens à forte composante karstique. thèse de doctorat UM2 - HSM.

Neuman, S. P. (1977). _ Theoretical derivation of Darcy's law _. In: Acta Mechanica 25.3, pp. 153_170. doi: 10.1007/BF01376989. See p. 142.

Owen, S., N. Jones and J. Holland (1996). _ A comprehensive modeling environment for the simulation of groundwater _ow and transport _. In: Engineering with Computers 12.3-4, pp. 235_242. url: <http://www.andrew.cmu.edu/user/sowen/papers/gms/gms.html>. See p. 141.

Shewchuk, J. R. (1996). _ Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator _. In: Selected Papers from the Applied Computational Geometry: Towards Geometric Engineering FCRC'96, WACG'96 workshop held in Philadelphia, USA (May 27-28, 1996). Ed. by M. C. Lin and D. Manocha. Vol. 1148. Lecture Notes in Computer Sciences. Springer-Verlag, pp. 203_222. doi: 10.1007/BFb0014497. url: <http://www.cs.cmu.edu/~quake/tripaper/triangle0.html>. See p. 144.

Stüben, K., P. Delaney and S. Chmakov (2003). _ Algebraic multigrid (AMG) for ground water _ow and oil reservoir simulation _. In: Proceedings of the MODFLOW and More 2003 Conference held in Golden, Colorado, USA (September 16-19, 2003). Ed. by J. Dougherty and S. Seo. url: http://www.scai.fraunhofer.de/fileadmin/download/samg/paper/Modflow_Paper.pdf. See p. 144.

Pour la partie modèle réseau de neurones :

Kong A Siu, L. (2011) : Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France). Thèse de Doctorat, Ecole Doctorale SIBAGHE - UM2. HydroSciences Montpellier - Ecole des Mines d'Alès. Soutenue le 21 octobre 2011, 228 pages.

Pour la partie modèle hydrologique :

Aubert, D., Loumagne, C., and Oudin, L. (2003): Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. Journal of Hydrology, 280, 145–161.

Bouvier C. et Delclaux F. (1996) : ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS. Proceedings HydroGIS96, Vienna, Austria, 19-28, IAHS publication n°235, 1996.

Coustau M. (2011). Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits. Thèse de doctorat UM2 - HydroSciences Montpellier - CERFACS.

Gaume E., Livet M., Desbordes M., Villeneuve J.P. (2004) : Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology*, 286, 135–154.

Lhomme J., Bouvier C., Perrin J.L. (2004) : Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchment. *Journal of Hydrology*, 299, 203-216.

Maidment, D.R. (1992) : *Handbook of Hydrology*. David R. Maidment, editor in chief. ISBN 0-07-039732-5, McGraw-Hill.

Michel, C., Andréassian, V. et Perrin C. (2005) : Soil Conservation Service Curve Number method : How to mend a wrong soil accounting procedure ? *Water Resources Research*, Vol. 41, W02011, doi:10.1029/2004WR003191.

Perrin, C. (2002). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche*, n°6/7, 84-91.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279(1-4), 275-289.

Pour la partie modèle hydraulique

Banque Hydro : <http://www.hydro.eaufrance.fr/>

Vigicrue : <http://www.vigicrues.gouv.fr/>

Géoportail : <http://www.geoportail.fr/5069711/visu2D/afficher-en-2d.htm>

Google Map

<http://www.agroparistech.fr/coursenligne/hydraulique/degoutte1.pdf>

http://engees.unistra.fr/site/fileadmin/user_upload/pdf/shu/Guide_technique.pdf

Site SIC : <http://sic.g-eau.net/>

Naomi Monnier (2011) Mémoire : "Modélisation hydraulique du fleuve le LEZ, calage et validation". ENSE3.

Romain Guillabert (2011) Mémoire de « Modélisation hydraulique des vannes AVIO/S, AMIL et des modules à masques »

Florian Mauris (2010) Rapport de stage « Modélisation hydraulique d'un fleuve côtier traversant la ville de Montpellier et ses alentours : Le Lez ». ENSE3.

François Bernardin, Benjamin Pallard et Marion Sarteel (2010). Compte-rendu de projet « Amélioration de la modélisation du système hydraulique du Lez »

Terry W. Sturm .Open Channel Hydraulics

« Manuel d'Hydraulique Générale » edition A. Lencastre

Pour la partie Assimilation de données et hydrologie :

Bailly-Comte, V., Borrell-Estupina, V., Jourde, H., and Pistre, S. (2011) Influence of karst aquifers on flood genesis and propagation in an ephemeral Mediterranean River: A semi-distributed conceptual model of the Coulazou River (Southern France).Water Resour. Res., submitted.

Berthet L., Andréassian V., Perrin C., and Javelle P. (2009): How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 819–831.

Bessière, H., Roux, H., and Dartus, D. (2007): Data assimilation and distributed flash flood modeling. Proceedings of the second Space of Hydrology Workshop, Surface Water Storage and Runoff: Modeling, In-situ data and Remote Sensing.

Borrell-Estupina, V., Chorda, J., and Dartus, D. (2005): Prévion des crues éclair. C. R. Geoscience, 337, 1109–1119.

Bouttier, F. and Courtier, P. (1999): Data assimilation concepts and methods, ECMWF Lecture Note.

Bouvier C. and Delclaux F.: ATHYS : a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS. Proceedings HydroGIS96, Vienna, Austria, 19-28, IAHS publication n°235, 1996.

Buis, S., Piacentini, A., and Déclat, D. (2006): PALM: A computational framework for assembling high performance computing applications. Concurrency Computat.:Pract. Exper., 18(2), 247–262.

Coustau, M., Bouvier, C., Borrell-Estupina, V. , and Jourde, H. (2011): Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., submitted.

Da Ros D., and Borga, M. (1997): Adaptative use of a conceptual model for real time flood forecasting. Nordic Hydrology, 28(3), 169–188.

Daley, R. (1991): Atmospheric Data Analysis. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press. ISBN 0-521-38215-7, 457 p.

De Marsily, G., Delhomme, J.-P., Delay, F., and Buoro, A. (1999): Regards sur 40 ans de problèmes inverses en hydrogéologie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA – Earth and Planetary Science, 329(2), 73–87.

Fleury, P., Ladouche, B., and Courtois, N. (2007): Aléas inondations de la villes de Nîmes par contribution des eaux souterraines. Rapport final, BRGM/RP55558-FR, 152 p., 112 ill., 5 ann.

Fouilloux, A., and Piacentini, A. (1999): The PALM Project: MPMD Paradigm for an Oceanic Data Assimilation Software. Lecture Notes In Computer Science, 1685, 1423–1430.

Gaume E., Bain, V., Bernardara P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman A., Blaskovicová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velascom, D., Viglione, A. (2009): A compilation of data on European flash floods. Journal of Hydrology, 367, 70–78.

Gaume E., Livet M., Desbordes M., Villeneuve J.P. (2004): Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. Journal of Hydrology, 286, 135–154.

Gelb, A. (1974): Applied optimal estimation, Cambridge Mass.: MIT Press. 1974

Ghil, M., and Malanotte-Rizzoli, P. (1991): Data assimilation in meteorology and oceanography. Advances in geophysics, 33, 141–265.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Segui, P. Q., Rousset-Regimbeau, F., Viennot, P. (2008): The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, J. Geophys. Res. 113.

Khal, B., and Nachtnebel, H., P. (2008): Online updating procedure for a real-time hydrological forecasting system. XXIVth Conference of the Danube Countries. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 4, 012001.

Kobold, M., and Kay, S. (2004): Flood forecasting and uncertainty of precipitation forecasts. BALWOIS, in Ohrid, FY Republic of Macedonia, 25–29 May 2004.

Lagarde, T. (2000): Nouvelle approche des méthodes d'assimilation de données: les algorithmes de point selle, PhD thesis, Université Paul Sabatier, 246p.

Lagarde, T., Piacentini, A., and Thual, O. (2001): A new representation of data assimilation methods: the PALM flow charting approach, Q. J. R. M. S., 127, 189–207.

Lhomme J., Bouvier C., Perrin J.L.: Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchment. Journal of Hydrology, 299, 203-216, 2004.

Maidment, D.R.: Handbook of Hydrology. David R. Maidment, editor in chief. ISBN 0-07-039732-5, McGraw-Hill, 1992.

Malaterre, P.-O., Baume J.-P., Nelly, J.-B., and Sau, J.(2010): Calibration of open channel flow models: a system analysis and control engineering approach. SimHydro 2010: Hydraulic modeling and uncertainty, 2–4 June 2010, Sophia Antipolis.

McLaughlin, D. (2002): An integrated approach to hydrologic data assimilation: interpolation, smoothing, and filtering. *Advances in Water Resources*, 25, 1275–1286.

Moore, R., J., Bell, V., A., and Jones, D., A.(2005): Forecasting for flood warning. *C.R. Geoscience*, 337, 203–217.

Nelly, J.-B., Dorée, C., Sau, J., and Malaterre, P.-O. (2010): Data assimilation for the real-time update of a 1D hydrodynamic model, fault detection – application to the automatic control of hydropower plants on the Rhône river. SinHydro 2010: Hydraulic modeling and uncertainty, 2–4 June 2010, Sophia Antipolis.

O'Donnel, S. (2002): Weather radar enhanced flash flood forecasting. Proceedings of the open source GIS – GRASS users conference 2002 – Trento, Italy, 11–13 September 2002.

Piotrowski, A., Napiorkowski, J., J., and Rowinski, P., M. (2006): Flash-flood forecasting by means of neural networks and nearest neighbour approach – a comparative study. *Non linear Processes in Geophysics*, 13, 443–448.

Quintana Seguí, P., Martin, E., Habets, F., Noilhan, J. (2009): Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 163-181.

Refsgaard, J., C. (1997): Validation and intercomparison of different updating procedure for real-time forecasting. *Nordic Hydrology*, 28, 65–84.

Reichle, R., H. (2008): Data assimilation methods in Earth sciences. *Advances in Water Resources*, 31, 1411–1418.

Ricci, S., Piacentini, A., Thual, O., Le Pape, E., and Jonville, G.(2010): Correction of upstream flow with data assimilation in the context of flood forecasting. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, submitted.

Talagrand, O.(1997): Assimilation of observation, an introduction, *J.Meteorol.Soc. Jpn.*, 75(1B), 191–209.

Tarantola, A.(1987): Inverse problem theory and methods for model parameter estimation, SIAM: Society for Industrial and Applied Mathematics.

Thirel, G., Martin, E., Mahfouf, J.-F., Massart, S., Ricci, S., and Habets, F. (2010): A past discharge assimilation system for ensemble streamflow forecasts over France –

Part 1: Description and validation of the assimilation system, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1623–1637.

Toukourou, M. S., Johannet, A., Dreyfus, G., and Ayrat, P.-A.(2009): Flash flood forecasting by statistical learning in the absence of rainfall forecast: a case study. *Engineering Applications of Neural Networks*, 98–107.

Tramblay Y., Bouvier C., Martin C., Didon-Lescot J.F., Todorovik D., Domergue J.M.(2010): Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology*, Vol 387, Issues 3-4, 176-187.

Weiss, A., Oudin, L., and Loumagne, C. (2003): Assimilation of soil moisture into hydrological models for flood forecasting: comparison of a conceptual rainfall-runoff model and a model with an explicit counterpart for soil moisture. *Revue des Sciences de l'Eau*, 16(2), 173–197.

Xiong, L., and O'Connor, K., M.(2002): Comparison of four updating models for real-time river flow forecasting. *Hydrological Sciences Journal*, 47(4), 621–639.

Yang, X., and Michel, C. (2000): Flood forecasting with a watershed model: a new method of parameter updating. *Hydrological Sciences Journal*, 45(4), 537–546.

Zehe, E., and Blöschl, G. (2004): Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions, *Water Resour. Res.*, 40, W10202, doi:10.1029/2003WR002869, 2004.

Annexe 1

Éléments complémentaires de l'approche de modélisation Tempo

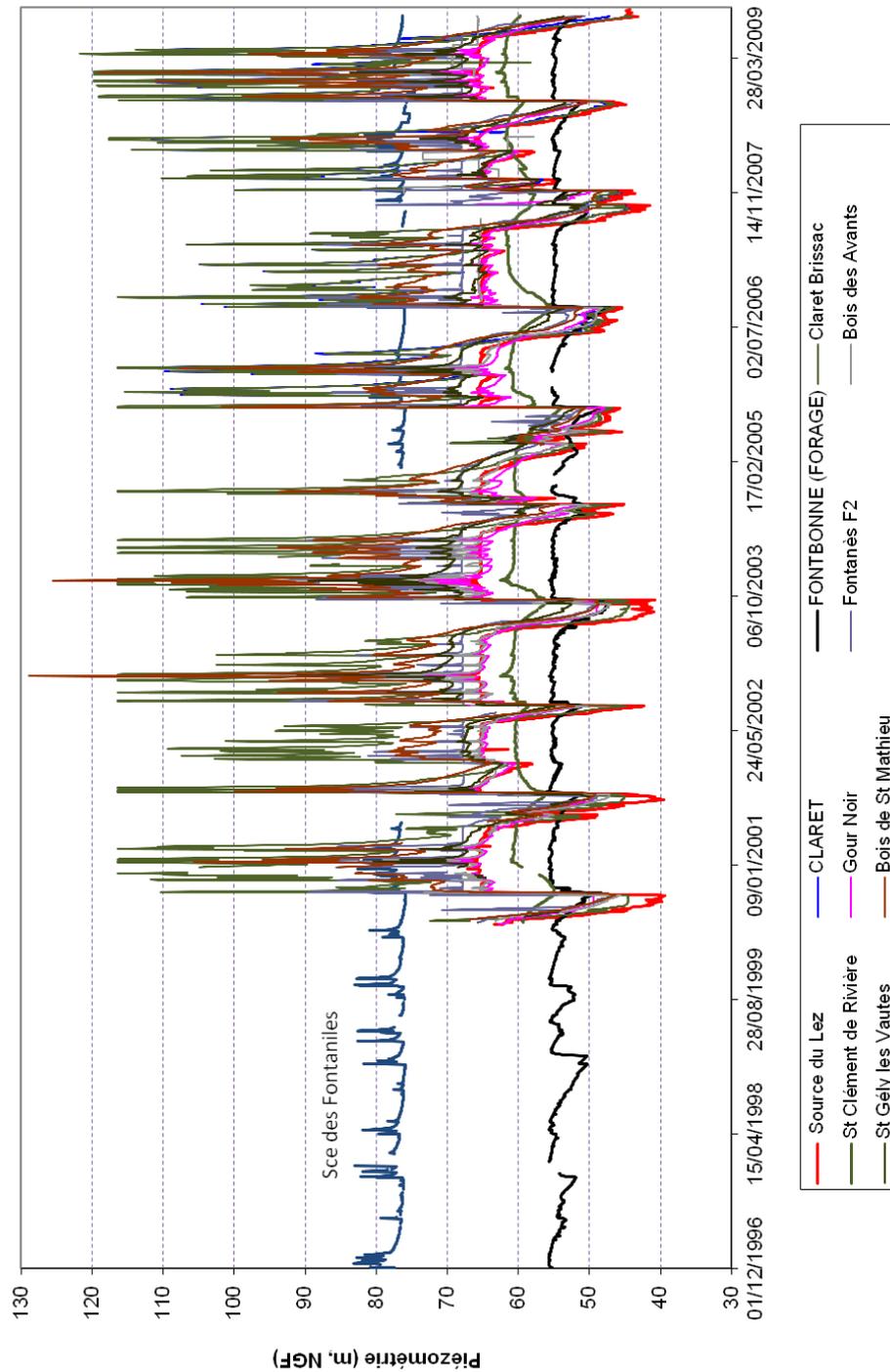


Figure 109 : Evolution des charges hydrauliques mesurées par le réseau de suivi du Lez. Les évolutions piézométriques de Fontbonne (données CAM) et de la source des Fontanilles (Onema-Brgm) sont également reportées.

Liste des points d'eau suivis en continu dans le secteur d'étude.

Producteur donnée	Libellé	Nature	XL2E (m)	YL2E (m)	Altitude (m NGF)
ONEMA-BRGM	Aven de la Sœur (Conquérac)	Cavité Naturelle	728125	1883621	130.0
ONEMA-BRGM	Claret (ONEMA)	Piézomètre	726884	1873815	139.0
CG34	Sce Fontanilles	Sce Karstique	703766	1862097	82.2
CG34	F. Fontbonne	Forage AEP	733669	1866205	57.0
CG34	F. Suquet	Forage	717798	1860042	165.0
CG34	F. Crouzette	Forage AEP	726171	1849108	51.0
Veolia	Sce du Lez	Forage AEP	721649	1858552	64.0
Veolia	St Clément de Rivière	Piézomètre	722273	1855018	64.4
Veolia	Ste Croix de Quintillargues F3	Piézomètre	727052	1863043	137.9
Veolia	St Bauzille Bois des Rosiers	Piézomètre	731495	1866382	87.8
Veolia	Mas de Martin F84	Piézomètre	730553	1867132	99.1
Veolia	Les Matelles 1	Piézomètre	718063	1859851	111.5
Veolia	Laudou	Piézomètre	727647	1870043	114.6
Veolia	Gour Noir	Piézomètre	723491	1858884	83.2
Veolia	Fontanès F2	Piézomètre	728171	1866289	94.0
Veolia	Bois des Avants	Piézomètre	723728	1862299	125.9
Veolia	Carnas stade	Piézomètre	731572	1869676	156.8
Veolia	Claret Brissac	Piézomètre	727553	1873518	139.0
Veolia	Coutach	Piézomètre	731395	1877076	138.2
Veolia	St Gély les Vautes	Piézomètre	720350	1854906	95.0
Veolia	Bois de St Mathieu	Piézomètre	721903	1865652	131.7



Courbes de tarage théorique
loi du type « déversoir noyé » : $Q= K.L.H.(2.g.H)^{0.5}$

Déversoir de la source du Lez
(photo Ginger environnement, 2010)

(m, NGF)	Kv	Kv	Kv	Kv	(m, NGF)	Kv	Kv	Kv	Kv
cote d'eau	0.34	0.38	0.42	loi intermédiaire	cote d'eau	0.34	0.38	0.42	loi intermédiaire
65.00	0.00	0.00	0.00	0.00	65.36	6.92	7.74	8.55	8.55
65.01	0.04	0.05	0.06	0.04	65.37	7.23	8.09	8.93	8.93
65.02	0.09	0.10	0.11	0.09	65.38	7.54	8.43	9.32	9.32
65.03	0.17	0.19	0.21	0.17	65.39	7.85	8.78	9.70	9.70
65.04	0.25	0.28	0.31	0.26	65.40	8.16	9.12	10.08	10.08
65.05	0.37	0.41	0.45	0.38	65.40	8.16	9.12	10.08	10.08
65.06	0.48	0.54	0.60	0.51	65.41	8.49	9.49	10.49	10.49
65.07	0.60	0.67	0.74	0.63	65.42	8.82	9.86	10.89	10.89
65.08	0.71	0.80	0.88	0.76	65.43	9.14	10.22	11.30	11.30
65.09	0.86	0.97	1.07	0.93	65.44	9.47	10.59	11.70	11.70
65.10	1.01	1.14	1.25	1.11	65.44	9.47	10.59	11.70	11.70
65.11	1.16	1.30	1.44	1.28	65.45	9.83	10.99	12.14	12.14
65.12	1.31	1.47	1.62	1.46	65.46	10.18	11.39	12.58	12.58
65.13	1.49	1.67	1.84	1.67	65.47	10.54	11.78	13.02	13.02
65.14	1.67	1.87	2.06	1.89	65.48	10.89	12.18	13.46	13.46
65.15	1.84	2.06	2.28	2.11	65.48	10.89	12.18	13.46	13.46
65.16	2.02	2.26	2.50	2.33	65.49	11.27	12.61	13.93	13.93
65.17	2.22	2.49	2.75	2.58	65.50	11.66	13.03	14.40	14.40
65.18	2.43	2.71	3.00	2.84	65.51	12.04	13.46	14.87	14.87
65.19	2.63	2.94	3.24	3.09	65.52	12.42	13.88	15.34	15.34
65.20	2.83	3.16	3.49	3.36	65.52	12.42	13.88	15.34	15.34
65.21	3.05	3.41	3.77	3.65	65.53	12.82	14.33	15.84	15.84
65.22	3.28	3.66	4.04	3.95	65.54	13.23	14.78	16.34	16.34
65.23	3.50	3.90	4.32	4.25	65.55	13.63	15.23	16.83	16.83
65.24	3.72	4.15	4.59	4.56	65.56	14.03	15.68	17.33	17.33
65.25	3.96	4.42	4.89	4.89	65.56	14.03	15.68	17.33	17.33
65.26	4.21	4.70	5.19	5.19	65.57	14.47	16.17	17.87	17.87
65.27	4.45	4.97	5.49	5.49	65.58	14.90	16.65	18.41	18.41
65.28	4.69	5.24	5.79	5.79	65.59	15.34	17.14	18.94	18.94
65.29	4.96	5.54	6.12	6.12	65.60	15.77	17.62	19.48	19.48
65.30	5.23	5.84	6.46	6.46	65.60	15.77	17.62	19.48	19.48
65.31	5.49	6.14	6.79	6.79	65.61	16.24	18.14	20.06	20.06
65.32	5.76	6.44	7.12	7.12	65.62	16.70	18.66	20.63	20.63
65.33	6.05	6.77	7.48	7.48	65.63	17.17	19.18	21.21	21.21
65.34	6.34	7.09	7.84	7.84	65.64	17.63	19.70	21.78	21.78
65.35	6.63	7.42	8.19	8.19					

Figure 110 : Courbe de tarage théorique du déversoir de la source du lez

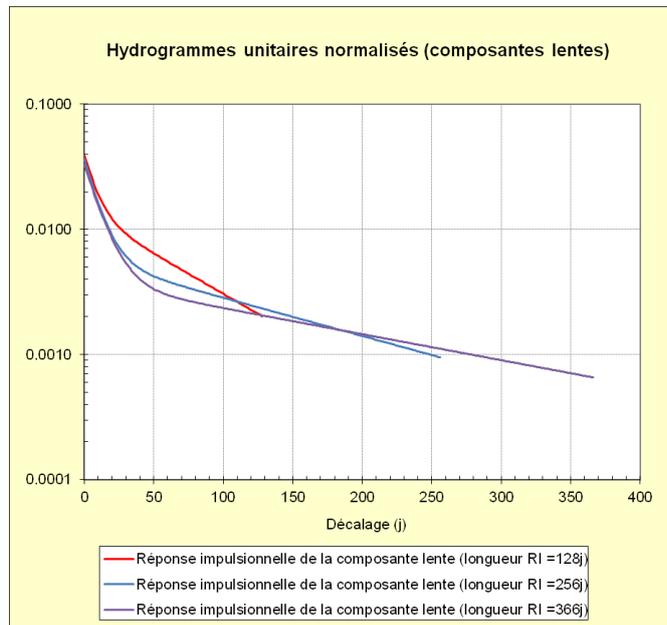


Figure 111 : Réponses impulsionnelles des composantes lentes des modèles de transferts (ModHE_Ginger Intermédiaire_128j ; ModHE_Ginger Intermédiaire_256j ; ModHE_Ginger Intermédiaire_366j) utilisés pour reconstituer les débits naturels de Lez en période de basses eaux

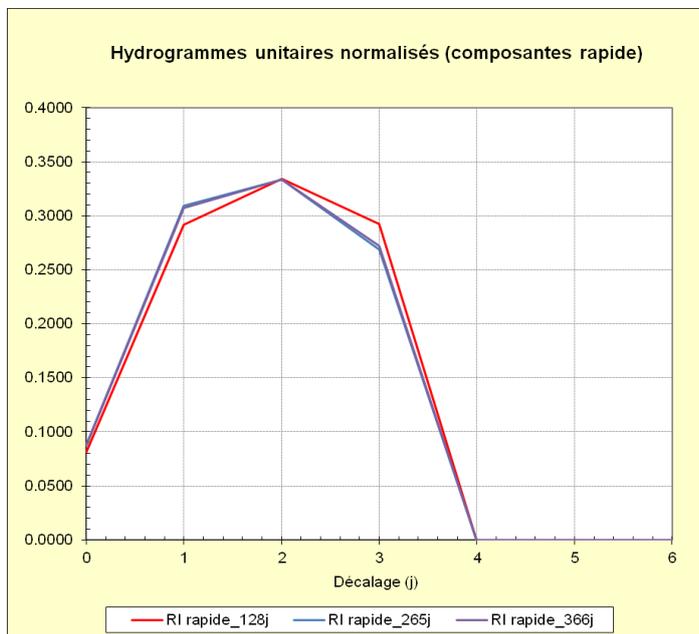


Figure 112 : Réponses impulsionnelles des composantes rapides des modèles de transferts (ModHE_Ginger Intermédiaire_128j ; ModHE_Ginger Intermédiaire_256j ; ModHE_Ginger Intermédiaire_366j) utilisés pour reconstituer les débits naturels de Lez en période de basses eaux

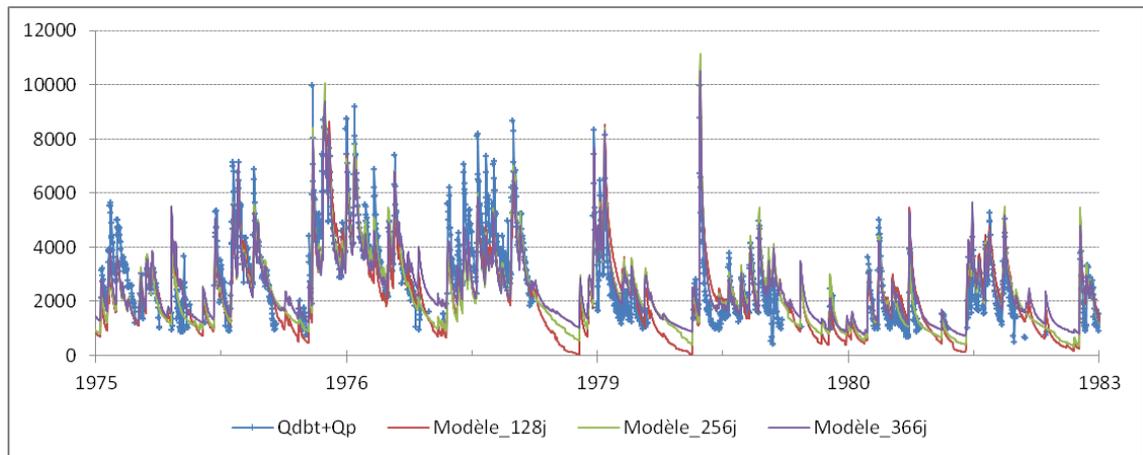


Figure 113 : Exemples de reconstitutions de débit naturels obtenus à l'aide des modèles de transfert qualifiés par différents temps de régulation (compris entre 128 j et 366j).

(Qdbt+Qp) : débit naturel reconstitué en périodes de hautes eaux [Qdbt calculé à partir de la hauteur mesurée dans la vasque et de la nouvelle courbe de tarage (courbe intermédiaire(01-08-2001), établie par Ginger Environnement) ; Qp= débit prélevé]

Volumes mensuels et annuels (m³) des débits naturels estimés de la source du Lez

Cumul de Volume (m ³) de la variable Q_Nat_HE_BE (ie débit naturel estimé du Lez)													
Année/Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total général
1976	5 417 047	13 319 433	9 628 744	10 736 685	6 768 792	2 440 522	1 748 032	2 687 813	8 393 742	15 279 002	15 080 144	10 470 073	101 970 038
1977	16 311 914	11 135 785	11 740 887	8 011 509	11 697 972	8 644 052	5 251 286	2 293 284	1 645 083	6 701 460	8 453 065	12 231 406	104 117 703
1978	12 259 719	11 678 308	11 748 283	9 309 203	14 046 497	6 936 801	2 330 270	1 473 567	1 250 642	4 09 588	896 763	7 754 835	80 094 475
1979	11 125 443	5 732 735	4 832 274	4 980 614	3 486 862	2 340 247	1 593 731	1 322 086	1 125 335	7 325 980	6 247 212	3 122 444	53 234 963
1980	5 479 289	4 550 256	6 879 721	7 197 172	4 854 833	4 142 230	2 082 351	2 837 413	1 260 147	1 441 429	3 355 483	1 452 358	45 532 683
1981	2 118 646	1 819 933	4 995 793	6 113 465	3 712 179	3 256 476	4 516 370	1 820 680	1 314 444	1 347 063	1 089 865	4 652 869	37 757 785
1982	6 253 217	8 303 697	5 368 490	6 493 986	3 802 582	2 175 377	1 398 437	1 323 018	974 581	1 149 828	5 302 719	5 318 031	47 863 963
1983	2 620 698	3 408 972	5 952 303	3 643 544	4 885 754	2 095 647	1 305 095	847 726	1 572 887	919 810	827 793	3 205 321	30 285 461
1984	2 919 338	2 812 457	4 387 630	4 390 217	7 059 535	5 350 873	2 531 945	1 627 004	1 454 200	2 797 397	11 239 938	11 472 564	58 043 098
1985	6 324 247	4 652 476	4 494 416	4 907 434	6 145 874	4 254 215	2 113 900	1 249 153	670 996	717 630	621 889	3 481 061	39 633 290
1986	3 121 069	9 489 796	7 697 143	7 260 399	5 474 900	2 712 656	1 701 122	981 935	1 061 121	4 896 173	4 245 786	4 028 068	52 670 167
1987	4 107 491	9 560 946	6 815 318	6 332 636	4 139 035	2 400 532	2 455 201	1 756 158	1 325 032	5 784 457	10 041 313	13 907 894	68 626 013
1988	14 556 413	7 810 819	5 113 947	7 924 781	9 017 654	5 054 763	2 046 341	1 602 645	1 358 821	2 634 072	7 446 184	2 924 582	67 491 021
1989	3 549 594	2 507 713	2 907 039	5 363 182	4 958 013	1 880 279	1 125 039	894 867	1 919 881	2 413 873	6 042 755	5 161 242	38 723 478
1990	2 151 237	6 158 298	2 978 548	5 606 578	4 236 581	2 467 490	1 443 055	1 004 275	566 630	4 859 927	4 748 959	6 807 007	43 028 585
1991	5 825 641	6 121 751	10 553 535	7 212 370	6 715 812	2 566 820	1 552 478	1 149 969	684 938	1 368 895	2 558 629	1 621 469	47 932 306
1992	2 354 255	2 623 346	3 414 999	2 058 623	5 164 730	7 586 162	3 841 822	1 726 722	3 246 561	4 484 269	2 187 213	3 515 494	42 204 197
1993	2 094 959	2 420 114	3 825 124	5 762 502	8 812 066	4 725 933	2 426 042	1 488 272	2 540 203	5 144 449	12 731 636	8 219 318	60 190 619
1994	6 979 288	11 270 206	6 597 409	4 265 248	4 606 563	2 266 816	1 345 049	586 277	4 213 927	11 614 968	11 890 221	7 975 549	73 611 523
1995	5 682 061	3 964 516	3 157 783	2 448 185	2 296 887	996 210	497 396	433 325	4 196 122	9 641 022	7 999 456	12 417 538	53 730 501
1996	18 310 406	11 785 548	11 203 894	7 668 164	8 080 085	4 829 665	3 473 359	2 053 579	3 595 451	5 675 486	7 086 960	15 988 968	99 751 566
1997	15 095 652	6 686 721	4 097 512	2 309 289	1 912 939	3 878 819	2 172 284	1 484 703	688 324	1 772 216	8 652 031	12 480 817	61 231 308
1998	10 176 097	6 164 078	3 351 376	6 923 219	9 182 532	5 813 078	2 224 885	1 385 541	962 974	730 360	435 018	1 012 279	48 361 437
1999	6 131 886	2 496 052	3 256 458	3 837 478	9 358 831	3 608 912	2 041 875	1 372 201	1 183 486	5 251 257	9 153 562	4 439 007	52 131 006
2000	2 325 252	1 794 166	1 490 899	3 484 596	5 816 232	2 796 627	1 393 634	722 640	2 209 614	5 213 477	5 451 113	10 185 100	42 883 351
2001	15 013 797	7 396 972	10 103 858	5 399 888	3 838 933	2 387 331	2 100 080	1 106 339	1 437 010	10 115 824	4 219 106	1 990 482	65 109 621
2002	2 234 128	6 272 989	7 253 323	6 112 178	5 115 096	4 487 618	1 839 275	1 943 467	6 819 099	8 499 496	7 470 369	15 012 734	73 059 773
2003	7 457 149	5 526 662	7 571 724	5 800 931	3 789 556	1 799 384	1 105 349	504 251	2 481 170	8 281 207	12 653 703	14 683 239	71 654 325
2004	6 600 796	7 053 299	9 239 028	9 230 708	7 763 093	4 767 379	2 351 014	2 427 560	3 377 237	6 736 650	6 702 756	5 992 065	72 261 586
2005	1 985 983	1 791 256	1 352 664	2 452 773	3 022 659	2 838 600	1 409 084	790 975	8 767 962	4 876 731	8 282 209	3 701 619	41 272 514
2006	9 985 038	8 207 870	4 746 358	2 983 627	1 628 268	1 071 981	441 189	278 717	3 602 353	4 488 929	3 432 074	4 053 957	44 920 361
2007	3 140 134	3 129 068	2 955 702	3 509 777	5 273 562	3 496 807	1 806 541	771 894	754 373	1 329 989	2 380 933	1 619 115	30 167 895
2008	6 076 134	4 186 443	2 793 150	4 057 252	8 392 007	5 982 569	2 626 651	1 558 963	1 185 479	5 595 482	12 217 452	9 219 951	63 891 524
2009	10 874 045	12 471 132	7 438 167	10 256 466	6 695 563	3 759 893	2 169 700	1 426 010	857 256	4 720 706	2 049 874	2 437 992	65 146 804
2010	7 102 624	9 018 536	8 703 564	6 662 442	6 641 853	2 766 913	1 828 242	1 209 334	1 346 335	4 189 987			49 469 831

Volumes mensuels et annuels (m³) des prélèvements effectués à source du Lez

Cumul de Vpompage (m3)													
Année/Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total général
1976	2 588 198	2 421 014	2 600 294	2 497 651	2 713 392	2 446 416	1 833 235	1 771 200	1 872 720	2 239 402	2 493 072	2 522 362	27 998 957
1977	2 603 923	2 335 392	2 640 557	2 517 869	2 612 304	2 598 480	2 551 219	2 250 461	1 487 290	1 868 054	2 057 875	2 443 392	27 966 816
1978	2 504 736	2 295 562	2 621 722	2 484 432	2 635 373	2 590 704	2 355 782	1 598 054	1 519 690	660 355	1 315 786	1 936 483	24 518 678
1979	2 709 850	2 520 893	2 821 133	2 749 507	3 068 410	2 451 859	1 840 666	1 691 366	1 567 296	2 430 518	2 715 206	2 798 928	29 365 632
1980	3 136 925	2 941 315	3 442 781	3 406 234	3 367 224	2 874 528	2 100 902	2 012 602	1 529 366	1 598 141	2 202 682	1 694 304	30 307 003
1981	1 983 226	1 690 330	2 840 832	2 687 731	2 785 536	2 465 942	2 855 693	1 892 419	1 602 288	2 052 432	1 574 122	2 209 075	26 639 626
1982	2 775 168	2 461 018	2 876 429	2 793 312	2 752 186	1 882 656	1 605 139	1 816 042	1 700 006	1 965 341	2 361 226	2 314 742	27 303 264
1983	2 416 349	2 141 338	2 608 675	2 590 190	2 661 732	2 641 200	2 351 224	1 805 047	2 445 761	2 013 612	1 780 691	2 097 256	27 553 076
1984	2 712 666	2 662 148	3 053 428	3 193 983	3 087 876	3 346 635	2 729 030	2 091 571	1 588 378	2 487 888	2 594 627	2 840 581	32 388 811
1985	3 318 883	2 988 835	3 339 706	3 257 626	3 224 794	3 413 664	3 120 336	2 551 478	2 219 357	2 493 936	2 359 238	2 644 445	34 932 298
1986	2 807 309	2 921 443	3 232 224	3 088 195	3 399 754	3 189 974	3 292 877	2 946 499	2 732 486	3 072 902	2 965 334	3 019 421	36 668 419
1987	3 168 461	2 870 554	3 218 832	3 098 304	3 216 586	2 970 864	3 113 942	3 071 866	2 911 421	3 033 072	2 942 870	3 048 278	36 665 050
1988	3 084 221	2 878 243	3 006 893	2 831 674	3 099 254	3 182 717	3 200 429	3 028 234	2 895 955	2 873 059	2 816 699	2 772 144	35 669 722
1989	2 679 264	2 555 021	2 669 328	2 771 453	3 205 872	3 133 555	3 082 406	2 268 259	2 109 024	2 293 142	2 600 813	2 888 461	32 266 598
1990	2 518 819	2 723 501	2 957 213	2 602 161	2 753 551	2 674 426	2 798 055	2 571 765	2 236 639	2 229 540	2 360 984	2 889 847	31 316 500
1991	2 840 651	2 536 065	2 882 943	2 877 509	3 129 002	2 958 630	3 106 642	3 051 821	2 691 654	2 523 865	2 340 101	2 313 151	33 252 032
1992	2 226 156	2 141 484	2 377 953	2 362 487	2 510 706	2 469 908	3 006 236	2 789 173	2 625 756	2 503 017	2 655 037	2 680 784	30 348 699
1993	2 693 648	2 245 959	2 502 809	2 650 337	2 811 879	2 867 270	2 876 895	2 852 194	2 597 521	2 452 473	2 640 980	2 713 913	31 905 879
1994	2 718 038	2 516 158	2 835 553	2 745 481	2 889 700	2 711 146	3 107 333	2 959 174	2 468 949	2 474 574	2 684 318	2 706 015	32 816 438
1995	2 712 118	2 385 748	2 599 691	2 276 680	2 452 625	2 779 352	2 772 239	2 573 580	2 405 913	2 872 318	2 683 333	2 656 918	31 170 515
1996	2 660 774	2 584 815	2 790 270	2 784 854	2 987 220	3 268 935	3 087 478	2 586 033	2 700 326	2 817 631	2 621 373	2 723 120	33 612 830
1997	2 728 360	2 458 294	2 804 915	2 572 997	2 593 266	2 697 100	2 734 703	2 615 327	2 603 988	2 445 174	2 654 338	2 726 418	31 634 880
1998	2 721 492	2 507 272	2 793 406	2 774 447	3 246 731	3 376 358	3 290 803	3 000 153	2 604 500	2 513 943	2 378 148	2 337 813	33 545 066
1999	2 799 666	2 285 706	2 697 030	2 778 170	2 981 244	2 894 819	3 125 045	2 821 314	2 632 606	2 581 353	2 334 885	2 406 504	32 338 343
2000	2 347 518	2 254 393	2 555 486	2 472 920	3 084 834	2 825 870	2 981 045	2 772 147	2 435 058	2 704 074	2 464 054	2 632 895	31 530 294
2001	2 458 973	2 250 897	2 718 394	2 723 265	2 768 587	3 021 753	3 156 991	3 146 008	2 655 761	2 842 792	2 740 496	2 440 020	32 923 937
2002	2 479 300	2 542 288	2 728 978	2 486 919	2 733 141	3 067 181	3 166 387	3 092 973	2 685 711	2 780 400	2 497 257	2 587 522	32 848 057
2003	2 579 866	2 376 672	2 632 340	2 594 865	2 947 264	3 312 714	3 318 650	2 708 143	2 619 828	2 729 567	2 670 206	2 687 433	33 177 548
2004	2 685 479	2 479 207	2 657 064	2 557 177	2 907 300	3 286 881	3 393 689	3 030 449	2 939 069	3 083 981	2 980 021	2 917 206	34 917 514
2005	2 819 267	2 390 013	2 745 896	2 698 794	2 946 576	2 474 436	2 216 536	1 861 015	2 445 379	2 662 130	2 514 143	2 929 363	30 703 549
2006	2 694 306	2 483 101	2 564 254	2 724 260	2 765 610	2 831 177	2 466 814	2 023 695	2 345 459	2 479 513	2 520 562	2 768 698	30 667 489
2007	2 628 771	2 350 178	2 740 150	2 666 224	2 882 337	2 984 809	3 102 270	2 771 628	2 670 123	2 563 013	2 361 584	2 257 572	31 978 659
2008	2 445 287	2 538 069	2 560 176	2 448 058	2 600 983	2 555 059	3 146 232	2 892 258	2 674 286	2 477 645	2 382 299	2 332 476	31 052 827
2009	2 393 202	2 144 369	2 551 582	2 366 462	2 696 071	2 859 578	3 027 059	2 986 027	2 461 475	2 427 059	2 408 711	2 372 323	30 693 919
2010	2 338 794	2 072 298	2 323 877	2 314 240	2 475 716	2 719 659	2 973 091	2 871 429	2 604 652	2 475 733			25 169 488

Volumes mensuels et annuels (m³) de sollicitation des réserves du karst du Lez

Cumul du Volume de sollicitation des réserves (m ³)													
Année/Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total général
1976	0	0	0	0	0	-103 261	-152 758	-119 688	-50 543	0	0	0	-426 250
1977	0	0	0	0	0	0	-47 799	-218 940	-158 738	-23 646	0	0	-449 124
1978	0	0	0	0	0	-26 434	-88 291	-146 914	-279 374	-272 632	-421 870	-98 122	-1 333 637
1979	0	0	0	0	-36 625	-175 367	-256 161	-374 644	-441 961	-69 627	0	0	-1 354 406
1980	0	0	0	0	-308 871	-5 849	-151 044	-164 866	-272 252	-375 940	-64 257	-259 864	-1 602 945
1981	-182 010	-401 299	0	0	0	0	-183 597	-291 552	-128 411	-128 411	-484 256	-179 699	-1 850 824
1982	0	0	0	0	0	-122 199	-289 167	-498 543	-725 426	-815 512	-130 645	0	-2 581 492
1983	-258 261	-508 376	0	0	-21 436	-656 886	-1 046 129	-957 322	-872 864	-1 093 802	-954 558	-506 285	-6 875 918
1984	-289 990	-145 429	-102 483	-90 876	-100 252	0	-247 041	-464 568	-452 752	-300 282	-18 826	0	-2 212 498
1985	0	0	-3 793	-5 158	0	-96 129	-1 006 436	-1 302 325	-1 548 361	-1 776 306	-1 737 349	-226 622	-7 702 479
1986	-547 959	0	0	0	0	-556 271	-1 591 755	-1 964 564	-1 671 366	-725 590	-100 316	-59 870	-7 217 690
1987	-226 921	0	0	0	-75 660	-583 625	-724 103	-1 315 708	-1 586 389	-133 814	0	0	-4 646 220
1988	0	0	0	0	0	-13 962	-1 154 088	-1 425 589	-1 537 135	-807 205	-249 136	-309 560	-5 496 675
1989	-475 316	-321 524	-94 147	-155 920	-77 344	-1 253 276	-1 957 367	-1 373 392	-647 567	-604 386	-31 286	-6 860	-6 998 386
1990	-439 155	0	-277 125	-38 452	0	-406 934	-1 355 000	-1 567 490	-1 670 009	-646 428	0	0	-6 400 595
1991	0	0	0	0	0	-433 039	-1 554 164	-1 901 851	-2 006 716	-1 626 913	-258 581	-760 657	-8 541 922
1992	-383 752	-112 946	-47 229	-441 983	-87 716	0	-373 651	-1 062 451	-1 053 601	-4 427	-836 406	-312 086	-4 716 249
1993	-731 111	-354 605	-6 275	-47 077	0	0	-485 137	-1 363 922	-1 158 684	-18 306	0	0	-4 165 116
1994	0	0	0	0	0	-494 833	-1 762 284	-2 372 897	-459 501	0	0	0	-5 089 514
1995	0	0	-54 388	-387 209	-385 620	-1 783 142	-2 274 843	-2 140 255	-717 712	0	0	0	-7 743 169
1996	0	0	0	0	0	0	-188 333	-532 455	-404 590	0	0	0	-1 125 377
1997	0	0	-21 534	-282 157	-680 327	-102 527	-567 651	-1 130 624	-1 915 664	-924 545	-71 715	0	-5 696 743
1998	0	0	-116 763	-9 344	0	-70 805	-1 065 919	-1 614 612	-1 641 527	-1 783 583	-1 943 130	-1 651 652	-9 897 333
1999	0	-141 978	-646 030	-50 456	0	-39 587	-1 083 170	-1 449 113	-1 449 121	-690 582	0	0	-5 550 036
2000	-108 256	-460 593	-1 064 587	-608 862	0	-522 183	-1 587 411	-2 049 507	-1 065 224	-7 208	-96 396	0	-7 570 226
2001	0	0	0	0	-20 676	-645 711	-1 109 136	-2 039 669	-1 621 458	0	-21 305	-456 228	-5 914 183
2002	-379 375	-25 524	0	0	0	-234 980	-1 327 112	-1 568 944	-57 572	-59 789	0	0	-3 653 295
2003	0	0	0	0	-31 484	-1 513 331	-2 213 301	-2 203 892	-1 208 603	0	0	0	-7 170 611
2004	0	0	0	0	0	-49 654	-1 042 666	-836 635	-564 020	-137 818	-78 088	-2 160	-2 711 041
2005	-838 602	-665 890	-1 393 232	-585 426	-382 719	-542 882	-807 452	-1 070 040	-163 348	-73 056	0	-326 165	-6 848 811
2006	-49 289	0	0	-195 756	-1 137 342	-1 759 196	-2 025 626	-1 744 979	-721 526	0	-72 096	0	-7 705 808
2007	-197 239	-77 701	-153 591	-175 198	-27 441	-103 740	-1 295 729	-1 999 734	-1 941 157	-1 233 024	-1 067 630	-643 073	-8 915 257
2008	-6 535	0	-188 539	-407 085	0	0	-525 867	-1 333 305	-1 488 807	-568 497	0	0	-4 518 635
2009	0	0	0	0	0	-62 555	-857 358	-1 560 017	-1 604 219	-443 057	-473 974	-873 253	-5 874 434
2010	0	0	0	0	0	-177 340	-1 144 848	-1 662 095	-1 258 317	-409 116	0	0	-4 651 716

Volumes mensuels et annuels (m³) de débordement de la source du Lez

Année	Cumul du Volume (m ³) résiduel (volume du débit de débordement)												Total général
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1976	2 828 848	10 898 418	7 028 450	8 239 044	4 055 400	97 367	67 554	1 036 301	6 571 565	13 039 600	12 587 072	7 947 711	74 397 331
1977	13 707 991	8 800 393	9 100 331	5 493 640	9 085 688	6 045 572	2 747 866	261 763	316 532	4 857 051	6 395 190	9 788 014	76 600 011
1978	9 754 983	9 382 746	9 126 562	6 824 771	11 411 124	4 372 531	62 779	22 426	10 326	21 864	2 848	5 916 473	56 909 434
1979	8 415 593	3 211 842	2 011 141	2 231 107	455 077	63 774	9 227	5 364	0	4 965 088	3 532 006	323 516	25 223 737
1980	2 342 364	1 608 941	3 436 940	3 790 938	1 796 481	1 273 552	132 483	989 677	3 033	219 229	1 217 059	17 918	16 828 625
1981	317 431	530 902	2 154 961	3 425 734	926 643	790 534	1 660 677	111 858	3 707	423 042	0	2 623 493	12 988 983
1982	3 478 049	5 842 679	2 492 061	3 700 674	1 050 396	414 920	82 464	5 519	0	0	3 072 139	3 003 288	23 142 191
1983	462 610	1 776 010	3 343 628	1 053 354	1 245 459	111 233	0	0	0	0	1 661	1 614 349	9 608 304
1984	496 662	295 739	1 436 685	1 287 109	4 071 911	2 004 238	49 956	0	318 575	609 791	8 664 138	8 631 982	27 866 786
1985	3 005 364	1 663 641	1 158 503	1 654 966	2 921 080	936 680	0	0	0	0	0	1 063 238	12 403 472
1986	861 719	6 568 353	4 464 919	4 172 204	2 075 147	78 952	0	0	0	2 548 860	1 380 767	1 068 517	23 219 438
1987	1 165 951	6 690 393	3 596 486	3 234 332	998 110	13 293	65 362	0	0	2 885 198	7 098 443	10 859 616	36 607 183
1988	11 472 192	4 932 576	2 107 054	5 093 107	5 918 400	1 886 008	0	0	0	568 218	4 878 420	461 998	37 317 974
1989	1 345 645	274 216	331 858	2 747 650	1 829 485	0	0	0	458 424	725 117	3 473 228	2 269 642	13 455 266
1990	71 573	3 434 797	298 460	3 042 870	1 483 030	199 989	0	0	0	3 276 816	2 387 975	3 917 160	18 112 680
1991	2 984 990	3 585 686	7 670 592	4 334 861	3 586 810	41 230	0	0	0	471 943	477 109	68 975	23 222 196
1992	511 850	594 808	1 084 275	138 119	2 741 740	5 116 254	1 209 237	0	1 674 406	1 985 679	368 582	1 146 797	16 571 747
1993	132 422	528 759	1 328 590	3 159 242	6 000 186	1 858 663	34 284	0	1 101 367	2 710 282	10 090 656	5 505 405	32 449 855
1994	4 261 251	8 754 048	3 761 856	1 519 767	1 716 863	50 503	0	0	2 204 479	9 140 394	9 205 903	5 269 534	45 884 598
1995	2 969 944	1 578 768	612 480	558 714	229 882	0	0	0	2 507 921	6 768 704	5 316 123	9 760 620	30 303 156
1996	15 649 632	9 200 733	8 413 624	4 883 310	5 092 865	1 560 730	574 214	0	1 299 715	2 857 855	4 465 587	13 265 848	67 264 113
1997	12 367 293	4 228 426	1 314 132	18 449	0	1 284 246	5 232	0	0	251 586	6 069 407	9 754 399	35 293 171
1998	7 454 605	3 656 807	674 732	4 158 116	5 935 801	2 507 525	0	0	0	0	0	326 119	24 713 704
1999	3 332 220	352 324	1 205 458	1 109 764	6 377 587	753 680	0	0	0	3 360 487	6 818 677	2 032 503	25 342 699
2000	85 990	366	0	1 620 537	2 731 398	492 940	0	0	839 780	2 516 612	3 083 455	7 552 205	18 923 283
2001	12 554 824	5 146 075	7 385 464	2 676 623	1 091 022	11 290	52 224	0	402 706	7 273 032	1 499 916	6 691	38 099 867
2002	134 203	3 756 225	4 524 346	3 625 258	2 381 955	1 655 417	0	419 437	4 190 960	5 778 886	4 973 111	12 425 213	43 865 010
2003	4 877 283	3 149 990	4 939 384	3 206 066	873 776	0	0	0	1 069 945	5 551 640	9 983 498	11 995 806	45 647 388
2004	3 915 317	4 574 091	6 581 965	6 673 531	4 875 793	1 530 153	0	233 747	1 002 188	3 790 486	3 800 824	3 077 018	40 055 113
2005	5 317	67 133	0	339 405	458 802	907 046	0	0	6 485 930	2 287 657	5 768 066	1 098 420	17 417 777
2006	7 340 020	5 724 770	2 182 105	455 123	0	0	0	0	1 978 379	2 009 416	983 608	1 285 259	21 958 680
2007	708 602	856 590	369 142	1 018 752	2 418 666	615 738	0	0	25 407	0	1 086 979	4 616	7 104 493
2008	3 637 383	1 648 374	421 513	2 016 280	5 791 024	3 427 510	6 286	0	0	3 686 334	9 835 154	6 887 475	37 357 332
2009	8 480 843	10 326 762	4 886 585	7 890 004	3 989 491	962 870	0	0	0	2 736 704	115 137	938 923	40 327 318
2010	4 763 831	6 946 238	6 379 687	4 348 202	4 166 137	224 595	0	0	0	2 123 370	0	0	28 952 059

Annexe 2

Données pluviométriques utilisées par les modèles

Les chroniques de données pluviométriques utilisées diffèrent d'un modèle numérique à l'autre en fonction de divers paramètres tels que l'emprise du secteur modélisé (différente entre les modèles hydrogéologique et hydrologique), la période modélisée selon l'existence ou la disparition de certaines stations, la structure et le pas de temps du modèle utilisé. Les chroniques utilisées sont synthétisées au sein du tableau suivant :

Nature de la donnée de pluie	Périodes disponibles et secteur d'étude	Pas de temps d'observation	Traitement préalable	Modèle utilisé
Postes pluviométriques Météo France : Saint-Martin, Mauguio, Valflaunes	1960 - actuel Sur tout le bassin d'alimentation de la source	Cumul de pluie journalier	TEMPO : 0.32 * St Martin + 0.56 * Valflaunes + 0.13 * Mauguio	TEMPO
Postes pluviométriques de Valflaunès, Prades le Lez, St Martin de Londres	01/09/1996 au 01/09/2009 Sur tout le bassin d'alimentation de la source	Cumul de pluie journalier	TEMPO : 0,427* Valflaunès + 0,187* Prades le Lez + 0,386* St Martin de Londres	VENSIM
Postes pluviométriques de Pompignan, Prades-le-lez, Saint-Martin-de-Londres, Valflaunès, Montpellier ENSAM et Montarnaud	Du 01/09/1988 au 31/08/2004 Sur tout le bassin d'alimentation de la source	Cumul de pluie journalier	TEMPO : 28%* Pompignan+ 34%* Prades-le- lez+7% * Saint- Martin-de- Londres+ 30% * Valflaunès	Réseau de Neurones
Poste pluviométrique de Prades-le-lez	Du 1/09/1995 au 1/09/2010 Sur le bassin topographique en amont de Lavalette	Cumul de pluie journalier	Non	GR4j
Pluviographes au sol Prades (1994 – 2008) Mauguio (1994 – 2008)	Episodes de crues sur la période : 18/10/1994 au 25/10/2008 à partir de 2 ou 4			

Saint-Martin (2002 – 2008)	postes selon disponibilité			ATHYS
ENSAM (2002 – 2003)	Sur le bassin topographique en amont de Lavalette	Intensité horaire	Non	
Image radar	Episodes de crues sur la période : 18/10/1994 au 25/10/2008 selon disponibilité Sur le bassin topographique en amont de Lavalette	Cumul sur 5minutes convertis en intensité moyenne horaire	HYDRAM + MFB à partir des 20 postes pluviomètres journaliers du secteur	ATHYS
Image radar	Episodes de crues sur la période : 18/10/1994 au 25/10/2008 selon disponibilité Sur le bassin topographique en amont de Lavalette	Cumul sur 5minutes convertis en intensité moyenne horaire	CALAMAR + MFB à partir des 20 postes pluviomètres journaliers du secteur	ATHYS

Tableau 33 : Tableau récapitulatif des données pluviométriques utilisées pour les modèles TEMPO, VENSIM, Réseau de Neurones, ATHYS.

NB : le poste pluviométrique noté "MAUGUIO" est celui de l'Aéroport de Montpellier-Fréjorgues

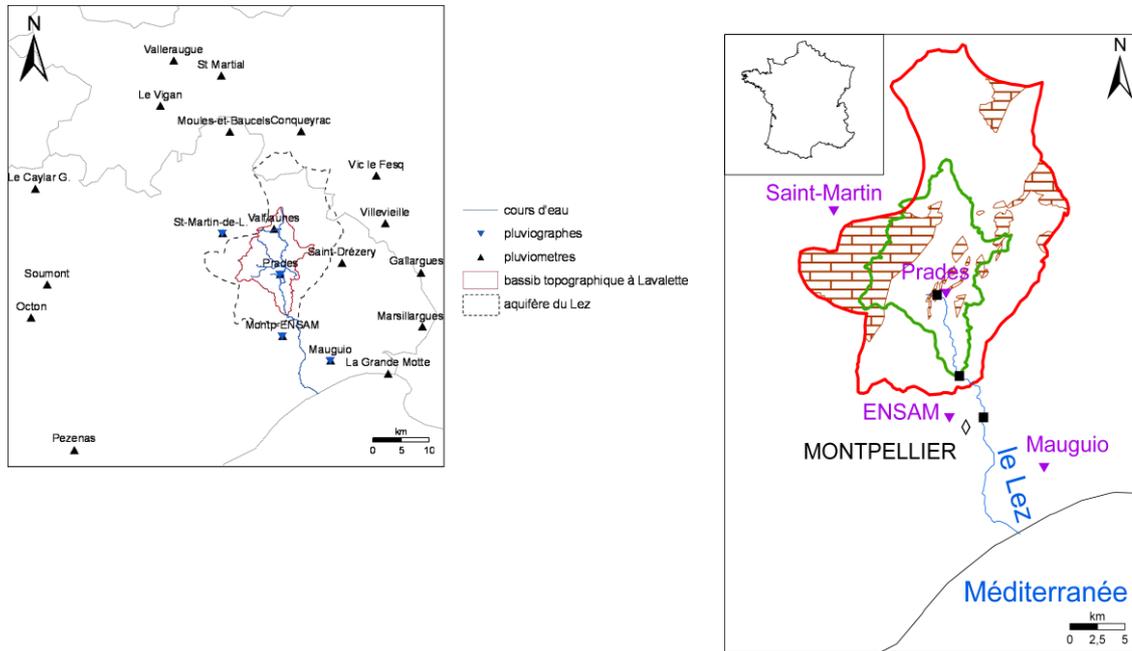


Figure 114 : Cartes de localisation des postes pluviométriques utilisés pour le modèle hydrologique ATHYS.

A gauche, les postes utilisés pour recalibrer les images radar. A droite, ceux utilisés pour simuler les crues du Lez avec le modèle hydrologique ATHYS.

Les deux cartes de localisation des postes pluviométriques utilisés pour le modèle hydrologique ATHYS sont représentées ci-dessus (Figure 114). Deux cas sont différenciés selon que l'on travaille sur le bassin versant, et que les pluies sont directement utilisées en entrée du modèle (carte de droite de la Figure 114) ou image radar redécoupée selon cette même emprise (contour vert du bassin versant), ou bien selon que les données de pluies sont utilisées pour calibrer les images radar, initialement traitées par CALAMAR et HYDRAM. En effet, l'emprise géographique de ces images radar est très vaste et donc les postes pluviométriques retenus doivent coïncider avec ce secteur. Ensuite, est extrait de cette image recalibrée, le secteur du Lez du Lez seulement (contour vert sur la figure de droite) qui servira à son tour d'entrée de pluie dans le modèle hydrologique ATHYS. Bien que les images radar présentent un échantillonnage infra-horaire, le travail de recalibration sur l'ensemble de l'image ne se fait qu'avec des valeurs journalières de la pluviométrie (méthode du MFB).

Concernant les postes pluviométriques utilisés pour simuler les crues du Lez avec le modèle hydrologique, ils ont été retenus en fonction de deux critères : ceux qui proposent une intensité horaire de pluie et ceux qui sont situés à l'intérieur du bassin topographique ou à proximité immédiate de celui-ci. La lame d'eau spatialisée sur l'ensemble du bassin a été calculée selon la méthode des polygones de Thiessen par le logiciel ATHYS.

Enfin, les simulations globales du cycle hydrologique réalisées sous GR4J ont utilisé le seul poste pluviométrique présent au sein du bassin versant du Lez (Prades le Lez) avec une résolution temporelle journalière.

Les postes pluviométriques utilisés en entrée des modèles hydrogéologiques recouvrent l'emprise, non plus du bassin topographique, mais du bassin d'alimentation de la source du Lez (en rouge sur la *Figure 114* carte de droite). Les pluviomètres retenus proposent des valeurs de cumul de pluie journalier.

Le calcul de la lame d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin est réalisé en spatialisant les pluviométries recueillies localement. La spatialisation retenue en *Figure 115* est tracée selon les polygones de Thiessen, les coefficients de pondération de la moyenne sont optimisés par le logiciel TEMPO au regard des structures des modèles TEMPO, VENSIM et Réseau de Neurones, et des données utilisées par ceux-ci (pas de temps journalier, débits de la source et éventuellement ETP en se basant sur le calcul des corrélations croisées entre les séries chronologiques fournies). Ainsi, les valeurs de ces coefficients de pondération peuvent être amenées à changer selon les chroniques utilisées (période de simulation et nature des données) puisque TEMPO réalise une "optimisation" de ces valeurs.

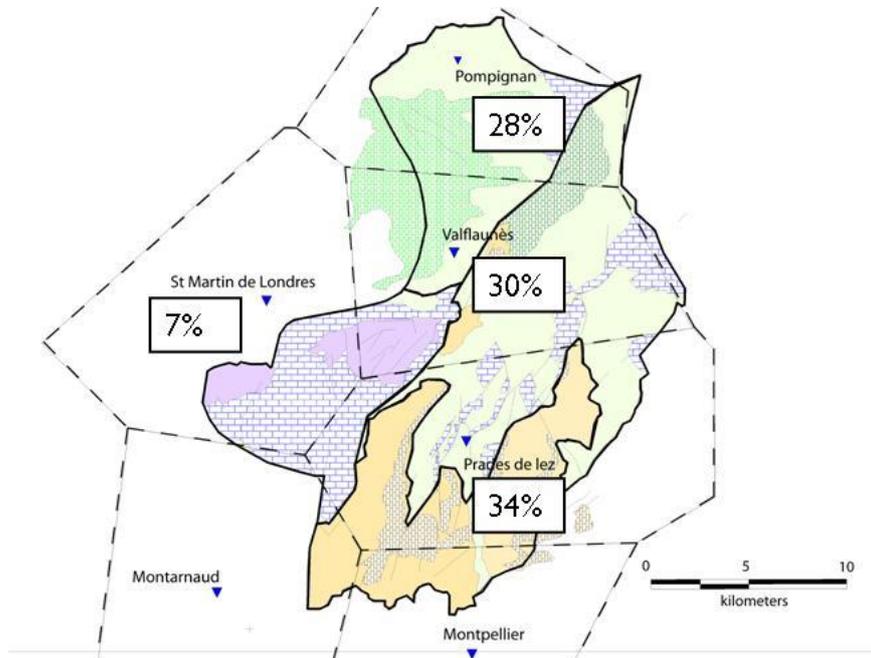


Figure 115 : Carte de localisation des postes pluviométriques utilisés pour les modèles hydrogéologiques TEMPO, VENSIM et Réseau de Neurones.



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Unité Nouvelles Ressources et Economie
EAU/NRE
1039 rue de Pinville
34000 – Montpellier - France
Tél. : 04 67 15 79 80