



HAL
open science

Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage

Céline Monteil

► **To cite this version:**

Céline Monteil. Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage. Hydrologie. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2011. Français. NNT : 2011ENMP0067 . pastel-00677056

HAL Id: pastel-00677056

<https://pastel.hal.science/pastel-00677056>

Submitted on 7 Mar 2012

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.

École doctorale n° 398 : Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité « Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives »

présentée et soutenue publiquement par

Céline MONTEIL

le 12 décembre 2011

**Estimation de la contribution des principaux aquifères
du bassin versant de la Loire
au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage**

Directeur de thèse : **Michel POULIN**

Co-encadrement de la thèse : **Nicolas FLIPO**

Jury

M. Ghislain de MARSILY, Professeur émérite UPMC, Paris VI
M. Julio GONÇALVÈS, Professeur, CEREGE, Aix-en-Provence
M. Christian LEDUC, Directeur de recherche, IRD Montpellier
M. Philippe ACKERER, Directeur de Recherche, LHYGES, Université de Strasbourg
M. Nicolas FLIPO, Chargé de Recherche, Centre de Géosciences, MINES ParisTech
M. Michel POULIN, Ingénieur de Recherche, Centre de Géosciences, MINES ParisTech
M. Éric GOMEZ, Directeur d'Agence Régionale, BRGM Hérouville
M. Mohamed KRIMISSA, Ingénieur de Recherche, EDF R&D, LNHE, Chatou

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Invité
Invité

MINES ParisTech

Centre de Géosciences

35 rue Saint-Honoré - 77305 Fontainebleau

Resumé

Le débit de la Loire est très variable et ce comportement hydrologique contrasté devrait évoluer sous l'influence du changement climatique. La connaissance de l'évolution des débits d'étiage de la Loire intéresse différents usagers : agglomérations, agriculteurs et industriels. En particulier, la production d'électricité est une activité industrielle majeure du bassin de la Loire : quatre sites nucléaires utilisent des réfrigérants atmosphériques comme source froide, l'eau de la Loire servant à compenser les débits évaporés. L'objectif fixé est de contribuer à l'établissement du bilan hydrologique global du bassin versant de la Loire en accordant une attention particulière aux apports des grands aquifères qui déterminent les débits d'étiage du réseau hydrographique et en particulier de la Loire.

Pour réaliser ce bilan hydrologique du bassin, nous avons choisi de mettre en œuvre un modèle couplé de simulation des circulations de l'eau dans les formations géologiques aquifères et dans le réseau hydrographique de surface. L'intérêt d'établir une modélisation globale de l'hydrosystème en régime transitoire et sur une longue durée est de permettre l'estimation des apports des aquifères aux cours d'eau en prenant en compte leurs variations temporelle et spatiale.

La zone d'étude correspond au bassin versant de la Loire en aval de la confluence Loire-Allier, augmenté de la partie nord de la Beauce, laquelle contribue également au bassin de la Seine, soit une surface d'environ 90 000 km². Trois principales unités aquifères superposées sont considérées : calcaires de Beauce (Eocène-Oligocène), craie séno-turonienne et sables cénomaniens. Ce système aquifère complexe, qui fait partie du bassin de Paris, couvre une surface de 38 000 km².

Le modèle hydrogéologique distribué utilisé (Eau-Dyssée, développé au Centre de Géosciences MINES ParisTech et à l'UMR Sisyphe) couple cinq modules qui simulent respectivement le bilan hydrique en surface, le routage de l'eau sur les versants, le routage en rivière, le transfert en zone non-saturée et les écoulements souterrains. Le bilan hydrique est calculé au moyen de fonctions production (modèle conceptuel à sept paramètres) sur des unités définies par croisement de données géologiques et d'occupation du sol. Les paramètres hydrodynamiques du modèle souterrain sont dans un premier temps initialisés à partir d'études antérieures spécifiques à chaque unité aquifère. Les prélèvements en nappe sont pris en compte dans la modélisation.

Le modèle est calé sur une période de 10 ans (août 1998 à juillet 2008), validé sur une autre période de 10 ans (août 1974 à juillet 1984), puis testé sur 35 ans (août 1974 à juillet 2009) sur la base de chroniques observées en 158 stations hydrométriques et 197 piézomètres. Une méthode hybride de calage, couplant inversion automatique d'une carte piézométrique en régime permanent et calage manuel, a été développée

pour caler le champ de transmissivités de la couche aquifère des calcaires de Beauce. Les autres couches sont calées par essais et erreurs. Le modèle ajusté permet de simuler de manière satisfaisante les débits et piézométries observés sur l'ensemble du domaine avec un écart quadratique moyen global pour les chroniques piézométriques de 2,86 m et des coefficients de Nash journaliers aux stations en Loire tous supérieurs à 0,9.

Ce modèle est ensuite utilisé pour analyser le fonctionnement hydrologique du bassin à différentes échelles de temps. Ainsi, en moyenne annuelle entre 1974 et 2009, il est établi que la pluie efficace correspond à près du quart des précipitations. Le système aquifère est alimenté à 93% par l'infiltration sur les versants et 7% par infiltration de l'eau des rivières. 93% de ce volume d'eau est restitué à la surface sous forme de drainage par les cours d'eau, 9% est prélevé pour l'irrigation, l'eau potable et les industries. Le modèle simule par ailleurs, en moyenne, une diminution du stock d'eau de 2% de l'eau emmagasinée par les aquifères (soit $92 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) sur la période étudiée.

La période d'étiage est définie comme la période où la moyenne sur 30 jours du débit de la Loire à Blois est minimale pour l'année considérée. Cette période commence en moyenne le 23 août entre 1975 et 2008. Les apports des nappes cumulés sur le linéaire de la Loire à l'étiage sont estimés à $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur cette période, avec des variations de $11 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les étiages sévères à $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'aquifère de Beauce contribue majoritairement aux apports à la Loire à l'étiage avec une contribution moyenne de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre 1975 et 2008.

Le modèle ajusté a été également utilisé pour des simulations sous hypothèse de changement climatique. Quatre projections climatiques ont été appliquées comme forçage du modèle. Ces projections résultent de la régionalisation de résultats de quatre modèles de climat forcés par un scénario d'émission de gaz à effet de serre et aérosols du GIEC de type A1B. Ce scénario qui projette une baisse des émissions à partir de 2050 constitue un scénario intermédiaire. Les résultats issus de cette étude d'impact du changement climatique sont sujets à différents types d'incertitudes dont les conséquences ne sont pas quantifiées dans ce travail : scénario d'émission de gaz à effet de serre et aérosols, modèle de climat, méthode de régionalisation et incertitudes relatives au modèle hydrogéologique mis en œuvre sur le bassin versant de la Loire. Cependant, la comparaison des simulations menées en temps présent et à l'horizon 2050 indique une tendance à la baisse des pluies efficaces sur les impluviums des aquifères qui se traduit sur le ruissellement (-21 % à +7 %) et l'infiltration (-15 % à 0 %). À l'horizon 2100, les variations de l'infiltration et du ruissellement sont beaucoup plus marquées : de -19 % à -67 % pour le ruissellement et de -18 % à -61 % pour l'infiltration. Cette diminution de la recharge conduit à une diminution des apports des aquifères à la Loire (de -8 % à -50 % par rapport au temps présent).

Remerciements

Au moment de finaliser ce manuscrit de thèse, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué de multiples façons à ce travail, par leurs connaissances scientifiques, leurs conseils, les données fournies, les discussions, leur soutien aussi... Tout d'abord mes remerciements vont à Michel Poulin, mon directeur de thèse, pour sa disponibilité, pour la confiance qu'il m'a accordée, mais aussi pour sa curiosité et son enthousiasme communicatifs.

Merci à Nicolas Flipo pour son encadrement dynamique, pour sa créativité, pour la liberté qu'il m'a laissée et pour son soutien. Merci à Mohamed Krimissa qui m'a parlé du "projet Loire" dès mon stage de Master 2 et m'a permis de m'impliquer dans ce projet, et pour son suivi tout au long des trois ans.

Cette aventure a été collective et je tiens à remercier les différents partenaires de ce projet qui ont non seulement fourni les données nécessaires au travail mais aussi apporté remarques et conseils constructifs qui m'ont permis d'avancer efficacement. Merci à Pascal Billault de l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, Frédéric Verley de la DREAL Centre, Jean-Claude Martin, Susanne Schomburgk et Alexandre Brugeron du BRGM Centre, Pascal Poulhe et Cécile Doukouré d'EDF R&D, Éric Martin de Météo France. Merci également au service de documentation de l'AELB pour sa disponibilité et son efficacité.

D'autres rencontres ont également marqué des étapes dans l'avancée du travail. Merci à Etienne Leblois pour m'avoir initiée au logiciel HydroDEM, merci à Pierre Combes pour ses conseils sur le calage de modèles hydrogéologiques, merci à Chantal de Fouquet pour sa patience à m'expliquer quelques notions de géostatistique, merci à Claire Fauchoux et Nicolas Jeannée pour le travail estival sur les champs de transmissivités.

Je tiens également à remercier les membres du jury d'avoir pris le temps de se pencher sur mon travail : Ghislain de Marsily, président du jury, Julio Gonçalves et Christian Leduc, rapporteurs, Philippe Ackerer et Eric Gomez. Merci pour toutes leurs remarques et conseils que j'ai essayé de suivre pour finaliser ce document.

Cette thèse a été effectuée dans l'équipe Systèmes Hydrologiques et Réservoirs du Centre de Géosciences MINES ParisTech à Fontainebleau, et le climat de l'équipe a grandement contribué à l'aboutissement de ce travail. Merci à tous les permanents, ingénieurs, post-doc, thésards et stagiaires que j'ai eu l'occasion de côtoyer et d'apprécier pendant ces trois années. Merci plus particulièrement à Parick Goblet pour m'avoir acceptée dans cette équipe, à Emmanuel Ledoux, à Florence Habets qui m'a patiemment dévoilé les rouages d'Eau-Dyssée, à Pascal Viennot, à Dominique Vasiliadis pour sa sollicitude à résoudre tous les problèmes administratifs ou autres.

J'ajoute une mention spéciale pour mes "co-bureaux" successifs, Firas, Otmane, Bedri, Wilfried, Lauriane, pour l'ambiance joyeuse, mais studieuse aussi, que nous avons partagée au quotidien.

Enfin, je remercie tout mon entourage proche, famille et amis, pour leurs encouragements et leur soutien.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Hydrosystème et ressource en eau	1
1.2	Le bassin de la Loire	1
1.3	Cadre de la thèse	3
1.4	Structure du mémoire	3
I	Présentation du bassin de la Loire	5
2	Description du bassin	7
2.1	Domaine de surface	7
2.1.1	Aspects climatiques	9
2.1.2	Hydrologie	10
2.2	Domaine souterrain	11
2.2.1	Géologie	11
2.2.2	Principaux aquifères en Loire moyenne	12
2.2.3	Autres aquifères	17
2.2.4	Karstification locale	18
2.3	Anthropisation du bassin	19
2.3.1	Barrages-réservoir	19
2.3.2	Prélèvements d'eau	20
2.4	Conclusion : domaine modélisé	20
3	Données hydrologiques spatialisées	23
3.1	Quantification des prélèvements	23
3.1.1	Prélèvements totaux	23
3.1.2	Prélèvements en nappe	25
3.2	Hydrométrie	28
3.2.1	Chroniques hydrométriques	28
3.2.2	Caractérisation des étiages	30
3.3	Piézométrie	32
3.3.1	Chroniques piézométriques	32
3.3.2	Cartes piézométriques de référence	33
3.3.3	Typologie de piézomètres	34
3.4	Conclusion	38

II	Conceptualisation du modèle couplé	39
4	Outils de modélisation	41
4.1	Choix conceptuels	41
4.2	Modèle Eau-Dyssée	43
4.2.1	Module de bilan hydrique de surface	43
4.2.2	Module de routage sur les versants	44
4.2.3	Module de routage en rivière	45
4.2.4	Module de transfert en zone non-saturée	45
4.2.5	Module des écoulements en aquifères	46
4.2.6	Échanges nappe-surface	48
4.3	Conclusion	48
5	Construction du modèle	49
5.1	Surface	49
5.1.1	Réseau de drainage et maillage de surface	49
5.1.2	Unités de calcul du bilan hydrique	51
5.1.3	Zones isochrones	54
5.1.4	Routage en rivière	55
5.1.5	Forçage du débit en amont de Gien	56
5.2	Modèle hydrogéologique	56
5.2.1	Géométrie du système aquifère	56
5.2.2	Paramètres initiaux	57
5.2.3	Prise en compte des prélèvements	59
5.3	Zones d'échanges	61
5.3.1	Transfert en zone non-saturée	61
5.3.2	Échanges nappe-surface	61
5.4	Conclusion	62
III	Ajustement du modèle	63
6	Méthode de calage du modèle	65
6.1	Stratégie de calage	65
6.1.1	Étapes principales	65
6.1.2	Périodes étudiées	66
6.1.3	Etat initial de la simulation	67
6.1.4	Comparaison modèle-données	68
6.2	Pré-calage de la surface	70
6.2.1	Calage de la pluie efficace	70
6.2.2	Calage des dynamiques de ruissellement et infiltration	71
6.3	Calage du modèle souterrain	73
6.3.1	Méthodes employées	73
6.3.2	Calage hybride monocouche (Beauce nord)	75
6.3.3	Calage multicouches	79
6.4	Zones d'échanges	81

6.4.1	Zone non-saturée	81
6.4.2	Débordements	82
6.4.3	Réinfiltration de l'eau des rivières	82
6.5	Conclusion	82
7	Résultats du calage	85
7.1	Performances à l'issue du calage	85
7.1.1	Critères statistiques	85
7.1.2	Comparaisons qualitatives des chroniques	90
7.2	Paramétrisation finale du modèle	95
7.2.1	Bilan hydrologique de surface	95
7.2.2	Paramètres hydrogéologiques	95
7.2.3	Paramétrisation des interfaces	97
7.3	Conclusion	99
8	Validation rétrospective et test	101
8.1	Reconstitution des forçages	101
8.1.1	Débit amont	101
8.1.2	Estimation des prélèvements en nappe de 1970 à 1997	102
8.2	Initialisation des simulations	104
8.3	Résultats de la validation et du test	105
8.3.1	Critères statistiques	105
8.3.2	Exemples de chroniques	107
8.4	Discussion	110
IV	Fonctionnement hydrologique du bassin	111
9	Synthèse du fonctionnement du système aquifère	113
9.1	Distribution spatiale des flux : bilan de surface	113
9.2	Recharge des nappes	114
9.3	Fonctionnement du système aquifère	117
9.3.1	Niveaux piézométriques	117
9.3.2	Échanges entre aquifères	118
9.3.3	Échanges nappes-surface	119
9.4	Synthèse du fonctionnement global de l'hydrosystème	121
9.4.1	Bilan des flux échangés	121
9.4.2	Analyse à long terme	124
9.4.3	Analyse variographique	125
9.5	Impact des prélèvements	127
9.5.1	Bilan sur le système aquifère	127
9.5.2	Impacts locaux des prélèvements	128
9.6	Sensibilité du modèle	129
9.6.1	Sensibilité à une augmentation des précipitations	129
9.6.2	Sensibilité au coefficient de transfert nappe -rivière	132
9.7	Conclusion	133

10 Comportement à l'étiage	135
10.1 Étude des débits minimum sur 30 jours	135
10.1.1 Exemple de la Loire à Blois	135
10.1.2 VCN30 quinquennaux simulés aux stations	137
10.2 Échanges Loire-aquifères	138
10.2.1 Détermination des zones d'échanges	138
10.2.2 Quantification des échanges à l'étiage	138
10.3 Sensibilité des échanges estimés	140
10.3.1 Sensibilité aux prélèvements en nappe	140
10.3.2 Sensibilité à une augmentation des précipitations	141
10.3.3 Sensibilité à la définition du coefficient de transfert nappe-rivière	142
10.4 Conclusion	143
11 Simulations sous hypothèse de changement climatique	145
11.1 Contexte	145
11.1.1 Principe d'une étude d'impact de changement climatique	145
11.1.2 Études sur le bassin de la Loire	146
11.2 Analyse des projections sur la Loire moyenne	147
11.2.1 Description des projections climatiques	147
11.2.2 Comparaison de simulations forcées avec ARPEGE ou SAFRAN en temps présent (1974-2009)	151
11.2.3 Méthodologie d'analyse prospective	155
11.3 Simulations avec la projection continue ARPEGE	156
11.3.1 Prise en compte des prélèvements	156
11.3.2 Temps présent de référence	157
11.3.3 Simulations milieu et fin de siècle	159
11.4 Projections climatiques : 2046-2065 et 2081-2100	163
11.4.1 Conditions de simulations	163
11.4.2 Chroniques simulées	164
11.4.3 Bilans en volume	166
11.4.4 Bilans à l'étiage	167
11.5 Discussion	169
12 Conclusion	171
12.1 Le modèle Loire	171
12.2 Apports de la modélisation	172
12.3 Fonctionnement long terme d'un hydrosystème	172
12.4 Perspectives	173
Annexes	187
A. Ressources informatiques	189
B. Débits simulés et observés lors du calage	191
C. Chroniques piézométriques simulées et observées lors du calage et du test	201
C.1 Beauce	201
C.2 Craie	207
C.3 Cénomaniens	211

D. Article en révision pour Water Resources Research 217

Table des figures

1.1	Localisation des centrales EDF le long de la Loire	2
2.1	Bassin-versant de la Loire, réseau hydrographique d'ordre supérieur et localisation des principales villes et régions	8
2.2	Occupation des sols dans le bassin de la Loire	8
2.3	Moyennes annuelles climatiques sur la période 1970-2009	9
2.4	Tendances pluviométriques	9
2.5	Débits moyens mensuels de la Loire à Saint-Nazaire	10
2.6	Réseau hydrographique du bassin versant Loire-Bretagne	10
2.7	Géologie du bassin-versant de la Loire	11
2.8	Coupe géologique Ouest-Est de la région Centre	12
2.9	Extension des formations superficielles en Loire moyenne	13
2.10	Variation de la position de la crête piézométrique séparant les bassins hydrogéologique de la Loire et de la Seine	14
2.11	Bilans des volumes échangés par le système aquifère du Cénomaniens	15
2.12	Formations de l'Albien et du Jurassique	16
2.13	Contour des Limagnes et des formations associées au volcanisme	17
2.14	Localisation de sites contenant des karsts	18
2.15	Principaux barrages hydroélectriques	19
2.16	Domaine d'étude	21
3.1	Volumes annuels prélevés par aquifère et par usage entre 1998 et 2006	25
3.2	Distribution spatiale des prélèvements agricoles cumulés d'avril à octobre en 2003	26
3.3	Distribution mensuelle des prélèvements d'irrigation dans le département d'Eure-et-Loir entre avril et octobre pour les années 2008 et 2009	27
3.4	Prélèvements en Beauce de 1975 à 2007	27
3.5	Localisation des stations hydrométriques	28
3.6	Caractérisation des mesures de débit	29
3.7	Variables caractéristiques d'étiage	30
3.8	Distribution des VCN30	31
3.9	Débits d'étiage de la Loire à Gien, Orléans et Blois	31
3.10	Piézomètres disponibles	32
3.11	Cartes piézométriques de référence	33
3.12	Chroniques représentatives d'une typologie de piézomètres	35
3.13	Distribution spatiale de la typologie des piézomètres	37

4.1	Modules couplés dans le modèle Eau-Dyssée	43
4.2	Schématisation d'une fonction production	44
4.3	Principe du modèle à réservoirs en cascade de Nash.	46
4.4	Schématisation de la relation nappe-rivière	48
5.1	Maillage de surface	50
5.2	Répartition des cellules production sur le bassin	52
5.3	Grille IDPR calculée sur la région Centre.	53
5.4	Calage du coefficient k de Muskingum	55
5.5	Carte des épaisseurs des aquifères modélisés	57
5.6	Distribution des transmissivités et coefficients d'emmagasinement initiaux	58
5.7	Volumes annuels moyens prélevés par maille aquifère	60
5.8	Distribution mensuelle des pompages	61
5.9	Épaisseur de la zone non-saturée	62
6.1	Tendances P-ETP et piézométrie sur les périodes de calage, validation et test	67
6.2	Calcul de la hauteur d'eau simulée	68
6.3	Biais aux stations hydrométriques hors de la zone de simulation des aquifères	71
6.4	Exemple de calage des fonctions production	72
6.5	Critères de Nash aux stations hydrométriques hors de la zone de simulation des aquifères	72
6.6	Algorithme d'inversion	75
6.7	Méthodologie de calage	76
6.8	Évolution du biais au cours du calage	78
6.9	Évolution des RMSE par aquifères au cours du calage pour la Craie et le Cénomaniens	80
6.10	Influence du calage des aquifères sur les débits simulés	81
6.11	Exemple du calage de la ZNS sur une chronique piézométrique	82
7.1	Distribution des critères statistiques aux stations hydrométriques	86
7.2	Courbes classées des critères statistiques par piézomètres	88
7.3	Distribution des critères biais et RMSE aux piézomètres à l'issue du calage	89
7.4	Variation des critères statistiques calculés au pas de temps hebdomadaire sur la simulation de fin de calage	90
7.5	Exemples de débits simulés après calage	91
7.6	Exemples de chroniques piézométriques observées et simulées pour la Beauce	92
7.7	Exemples de chroniques piézométriques observées et simulées pour la Craie	93
7.8	Exemples de chroniques piézométriques observées et simulées pour le Cénomaniens	94
7.9	Distribution des transmissivités et coefficients d'emmagasinement finaux	96

7.10	Distribution des drainances	97
7.11	Distribution des constantes de temps de vidange pour la zone non-saturée	98
7.12	Paramétrage des échanges nappe-surface	99
8.1	Nuage de corrélation entre les débits journaliers mesurés à Cours les Barres et la somme des débits journaliers mesurés à Nevers et Cuffy	102
8.2	Volumes annuels AELB et prélèvements d'irrigation par aquifère calculés à partir des données distribuées entre 1998 et 2007	103
8.3	Reconstitution des volumes d'irrigation prélevés par aquifères entre 1975 et 2007	104
8.4	Courbes classées des critères de Nash	105
8.5	Débits moyens simulés sur les périodes de calage, validation et test en fonction des débits moyens observés	106
8.6	Évolution temporelle des critères statistiques par aquifère calculés au pas de temps hebdomadaire sur la simulation de test	107
8.7	Validation : exemples de débits simulés	108
8.8	Test : chroniques piézométriques pour la Beauce	108
8.9	Test : chroniques piézométriques pour la Craie	109
8.10	Test : chroniques piézométriques pour le Cénomaniens	109
9.1	Distribution du bilan de surface en moyenne annuelle	114
9.2	Comparaison infiltration-recharge	115
9.3	Recharge mensuelle	116
9.4	Piézométries simulées et écarts type	117
9.5	Distribution des échanges entre aquifères	118
9.6	Distribution spatiale des échanges nappes-surface	120
9.7	Volumes moyens mensuels échangés entre les aquifères et la surface	120
9.8	Bilan de fonctionnement : volumes échangés lors du test	122
9.9	Évolution de la variation moyenne annuelle du stock	123
9.10	Evolution des flux moyens du bilan du système aquifère sur la période de test	124
9.11	Variogrammes temporels calculés et ajustés sur les flux moyens du bilan du système aquifère sur la période de test	125
9.12	Influence des prélèvements en nappe : exemples de débits simulés	128
9.13	Exemples de chroniques piézométriques pour une simulation sans pompes	129
9.14	Débits simulés pour une augmentation de 10 % des précipitations	130
9.15	Exemples de chroniques piézométriques pour une simulation avec augmentation de 10 % des précipitations	131
9.16	Impact du coefficient de transfert Tp	132
10.1	Évolution annuelle du VCN30 à Blois (1975-2008)	136
10.2	Date du début de la période de calcul du VCN30 à Blois	136
10.3	Distribution des VCN30 simulés aux stations hydrométriques	137
10.4	Contribution des aquifères à la Loire lors du calcul du VCN30	138

10.5 Débits moyens annuels échangés entre la Loire et les aquifères lors du calcul du VCN30	139
10.6 Impact des prélèvements sur la simulation de l'étiage	141
10.7 Impact d'un accroissement de 10 % des précipitation sur la simulation de l'étiage	142
10.8 Impact de la modification du Tp sur la simulation de l'étiage	143
11.1 Emissions mondiales de gaz à effet de serre : scénarios de référence . .	148
11.2 Précipitations et évapotranspirations moyennes en temps présent, milieu de siècle et fin de siècle pour les scénarios disponibles	149
11.3 Variations annuelles des forçages météorologiques ARPEGE	150
11.4 Distribution spatiale des précipitations et évapotranspirations potentielles moyennes pour la projection ARPEGE	151
11.5 Exemples de chroniques piézométriques pour une simulation avec les forçages ARPEGE entre 1975 et 209	152
11.6 Exemple de débits moyens mensuels simulés avec les forçages SAFRAN ou ARPEGE	154
11.7 Comparaison des VCN30 quinquennaux obtenus pour des forçages SAFRAN ou ARPEGE pour le temps présent (1975-2008)	154
11.8 Comparaison des apports nets des aquifères à la Loire à l'étiage pour des forçages SAFRAN ou ARPEGE pour le temps présent (1975-2008)	155
11.9 Estimation des pompages d'irrigation à partir des précipitations cumulées pour les mois de mars à juillet	157
11.10 Date de début du calcul des VCN30 simulés à Blois pour des forçages SAFRAN ou ARPEGE pour le temps présent (1975-2008)	158
11.11 Exemples de chroniques piézométriques pour une simulation avec les forçages ARPEGE entre 2009 et 2100	159
11.12 Exemples de débits moyens mensuels simulés avec les forçages ARPEGE pour le temps présent, le milieu de siècle et la fin de siècle . .	160
11.13 Comparaison des VCN30 quinquennaux simulés aux stations hydro-métriques pour le temps présent, le milieu de siècle et la fin de siècle avec des forçages ARPEGE	161
11.14 Évolution des échanges entre les aquifères et la Loire lors du calcul des VCN30 en temps présent, milieu de siècle et fin de siècle pour des forçages ARPEGE	162
11.15 Estimation des volumes annuels d'irrigation prélevés par aquifère pour les scénarios MRI, GFDL et MPI	164
11.16 Exemples de chroniques piézométriques pour les quatre projections entre 2009 et 2100	165
11.17 Débits moyens mensuels de la Loire à Saint-Nazaire et de l'Essonne à Ballancourt pour les quatre projections en temps présent, milieu de siècle et fin de siècle	166
11.18 Évolution des flux échangés dans le modèle en milieu et fin de siècle par rapport au temps présent pour les quatre projections	167

11.19	Comparaison des VCN30 quinquennaux simulés aux stations hydrométriques pour le temps présent avec ceux de milieu et fin de siècle pour les quatre projections	167
11.20	Comparaison des apports nets simulés des aquifères à la Loire à l'étiage pour le temps présent, le milieu de siècle et la fin de siècle pour les quatre projections	168
12.1	Localisation des stations hydrométriques	191
12.2	Localisation des piézomètres de Beauce	201
12.3	Localisation des piézomètres de la Craie	207
12.4	Localisation des piézomètres du Cénomaniens	211

Liste des tableaux

2.1	Lithologie et regroupements	14
3.1	Bilan des volumes prélevés hors prélèvements EDF	24
3.2	Bilan des volumes prélevés sur le bassin	24
3.3	Typologie de piézomètres par aquifère	38
5.1	Fonctions production obtenues après croisement des bases de données Sols INRA et CORINE Land Cover.	53
5.2	Caractéristiques des aquifères modélisés	57
6.1	Différences Invpiez / Eau-Dyssée	77
6.2	Paramètres ajustés lors des différentes étapes du calage	83
7.1	Paramétrisation finale des fonctions production	95
8.1	Coefficients de pondération appliqués aux prélèvements d'irrigation de l'année 1998 pour reconstituer les prélèvements d'irrigation entre 1975 et 1997	104
8.2	Comparaison des RMSE par aquifères obtenues lors des phases de ca- lage, validation et test	106
9.1	Volumes moyens mensuels échangés entre aquifères	119
9.2	Paramètres des modèles ajustés à l'aide d'un modèle linéaire de co- régionalisation et part de chaque composante dans la structure des variogrammes	126
9.3	Volumes échangés lors de la phase de test et lors d'une simulation sans pompages	127
9.4	Influence d'une augmentation de 10 % des précipitations sur les vo- lumes échangés dans le modèle	130
9.5	Influence d'une modification de Tp sur le bilan de la Beauce	133
11.1	Projections de changement climatique utilisées sur la Loire	148
11.2	Comparaison des projections climatiques avec SAFRAN pour le temps présent (1970-2000)	149
11.3	Critères statistiques par aquifères calculés entre la simulation test et la simulation avec les forçages ARPEGE en temps présent	152
11.4	Comparaison des volumes moyens échangés entre 1975 et 2009 avec un forçage SAFRAN ou ARPEGE	153

11.5	Influence de l'estimation des pompages à partir des précipitations AR-PEGE sur les flux échangés	158
11.6	Comparaison des volumes moyens échangés avec un forçage ARPEGE pour le temps présent, milieu de siècle et fin de siècle	161
11.7	Comparaison des volumes moyens échangés avec un forçage ARPEGE pour le temps présent et la fin de siècle pour des prélèvements variables ou constants	162
12.1	Bases de données utilisées	189
12.2	Données spécifiques	190
12.3	Logiciels	190

Chapitre 1

Introduction

1.1 Hydrosystème et ressource en eau

Il n'est plus guère, à la surface du globe, de système hydrologique continental, qu'il soit superficiel ou souterrain, qui ne soit, à un certain degré, aménagé ou anthropisé (Académie des Sciences, 2006). Ainsi, la gestion des ressources en eau est un défi majeur notamment au regard d'évolutions projetées de changements climatiques, de l'augmentation de la population mondiale ou encore de l'impact des sociétés humaines sur les écosystèmes aquatiques (de Marsily, 2008).

Afin d'analyser ces différents impacts sur le cycle de l'eau continental, il est intéressant de considérer le concept d'hydrosystème. Un hydrosystème continental peut se définir comme une *portion de l'espace où, dans les trois dimensions, sont superposés les milieux de l'atmosphère, de la surface du sol et du sous-sol, à travers lesquels les flux hydriques sont soumis à des modes particuliers de circulation. L'hydrosystème est le siège, sous l'effet de l'eau, de transformations car, en toutes ses phases, le cycle de l'eau a d'étroits rapports avec d'autres cycles physiques, géochimiques et biologiques de l'environnement terrestre* (Dacharry, 1993). Le concept d'hydrosystème continental, qui intègre la notion de cycle de l'eau dans ses compartiments atmosphérique, surfacique (notamment les rivières) et souterrain (réserve aquifère), offre un schéma conceptuel dans lequel des politiques de gestion anthropique de la ressource en eau peuvent être élaborées. Cette thèse vise à évaluer pour l'hydrosystème Loire les apports des aquifères à la Loire en période d'étiage en prenant en compte les influences climatiques et anthropiques.

1.2 Le bassin de la Loire

Le fleuve Loire se caractérise par des débits contrastés : étiages faibles et crues rapides dans les secteurs amont. Des ouvrages de régulation du débit ont donc été construits afin d'écrêter les crues et de soutenir les étiages (réservoirs de Villerest sur la Loire et Naussac sur l'Allier, Figure 2.1, p. 8). La période d'étiage débute habituellement en juin et se poursuit jusqu'en septembre. Cependant, pour certaines années exceptionnelles l'étiage peut débuter en mai et se poursuivre jusqu'en décembre. Les stocks réalisés pendant la saison humide dans les deux principaux réservoirs peuvent

parfois être insuffisants pour garantir un débit objectif journalier à Gien de $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Par exemple, le débit naturel journalier de la Loire à Gien, hors soutien d'étiage peut passer en dessous de $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Un cas extrême est l'année 1949 où le débit à Gien a atteint $11 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Donsimoni *et al.*, 2008). Un arbitrage est alors effectué par le Comité de Gestion des Réservoirs de Naussac et Villerest et des Etiages Sévères (CGRNVES) pour limiter les prélèvements des agglomérations, des irrigants et la production d'électricité d'origine nucléaire. La gestion dynamique des débits objectifs peut se faire notamment en ré-évaluant à la baisse la valeur du débit objectif, en fonction de la valeur observée à certaines dates de l'été (Goutz *et al.*, 2009).

À ce problème de débit irrégulier s'ajoute un problème thermique. La Loire à l'étiage étant peu profonde, la température de l'eau par beau temps peut augmenter rapidement et atteindre des valeurs élevées. Les usages de l'eau qui contribuent à élever cette température peuvent être contraints par une norme de température maximale au-delà de laquelle ils seront limités.

Sur une grande partie de son parcours, la Loire est en relation avec des systèmes aquifères. Ces apports ou pertes souterrains contribuent ainsi au débit du fleuve mais également à son comportement thermique. Ainsi, *sur le tronçon Orléans-Blois, le régime thermique du fleuve est sensiblement modifié par les apports d'eaux souterraines provenant de l'aquifère des calcaires de Beauce* (Moatar et Gailhard, 2006).

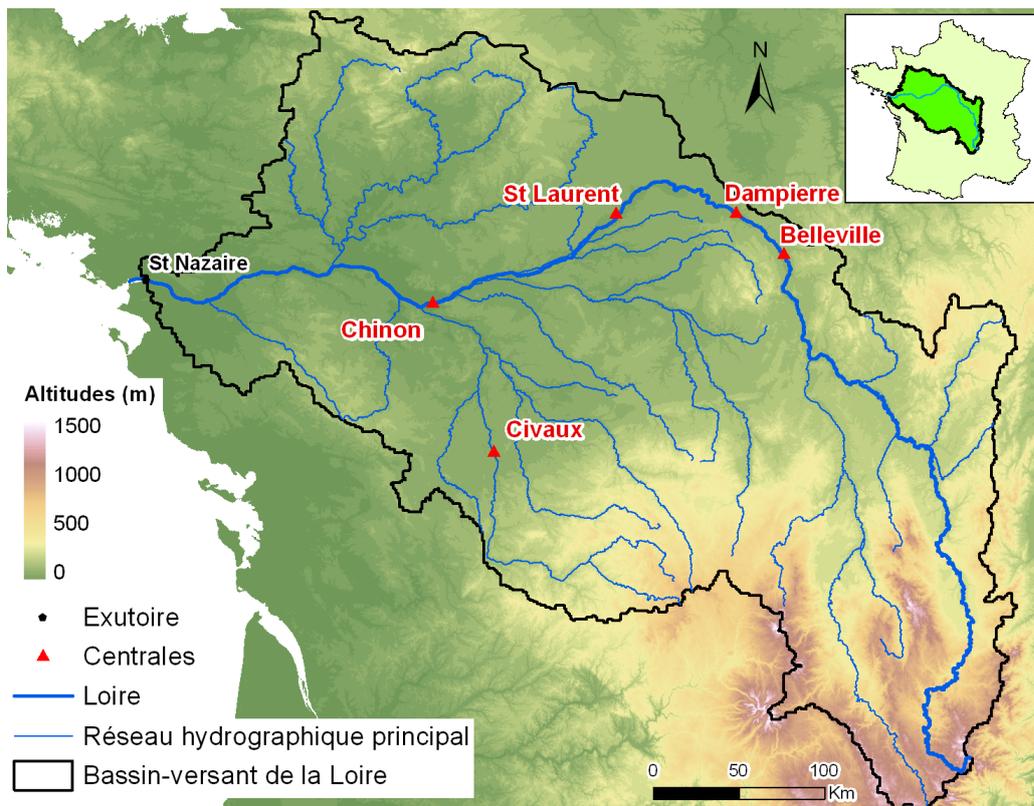


FIGURE 1.1 – Localisation des centrales EDF le long de la Loire (MNT SRTM, réseau hydrographique : BD CARTHAGE).

Dans ce contexte complexe, EDF (Electricité de France) souhaite caractériser le

comportement hydrologique et hydrogéologique du bassin de la Loire, en particulier relativement à la genèse des débits d'étiage et aux échanges entre le fleuve et les aquifères de bordure. La compréhension et la quantification de ces processus devraient permettre de préciser le contexte environnemental compatible avec une production optimale d'énergie hydroélectrique et électronucléaire, notamment pour les centrales de Belleville, Dampierre, Saint-Laurent-des-Eaux et Chinon sur la Loire et de Civaux sur la Vienne (Figure 1.1).

1.3 Cadre de la thèse

Ce travail de thèse a été mené dans le cadre d'un projet EDF Recherche et Développement : le projet PRESAGE (Partage de la Ressource en Eau : Scénarios d'Avenir pour la Gestion de l'Eau). Ce projet a pour objectifs de développer les méthodes et outils permettant d'accéder à la ressource "naturelle" disponible sur un territoire donné, de qualifier la demande des différents usages, et d'identifier les mécanismes de gestion du territoire et leur fonctionnement effectif. Bâti sur plusieurs sites-ateliers en fonction des problématiques à traiter, ce projet inclut plusieurs partenariats externes. Dans ce cadre global, une activité de recherche plus dédiée aux eaux souterraines s'est avérée nécessaire afin de mieux caractériser l'apport des eaux souterraines à la ressource globale effectivement disponible pour les différents usages. Ainsi, le bassin de la Loire constitue un site atelier en ce qui concerne les eaux souterraines et leurs interactions avec les eaux de surface.

L'objectif du travail de thèse est de contribuer à la connaissance des débits de base de la Loire par l'estimation des apports latéraux au moyen d'un modèle hydrologique/hydrogéologique couplé du bassin-versant de la Loire. La zone d'intérêt se situe en Loire moyenne, entre la confluence Loire-Allier et la confluence Loire-Vienne. L'étude de l'évolution projetée des apports des nappes à la Loire sous hypothèse de changement climatique présente également un intérêt pour la gestion future des centrales.

Ce travail a été mené en collaboration avec l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, le BRGM et Météo France.

1.4 Structure du mémoire

Ce mémoire s'articule en quatre parties. Dans la première partie, le bassin de la Loire est présenté globalement (chapitre 2) puis une description quantitative des données spatialisées disponibles, telles que les prélèvements anthropiques, les chroniques aux stations hydrométriques et piézomètres et les cartes piézométriques, est donnée (chapitre 3).

La deuxième partie présente la conceptualisation utilisée pour mettre en œuvre un modèle couplé surface-souterrain sur le bassin de la Loire. Le chapitre 4 traite du choix du code de calcul et présente les principes de la plateforme de modélisation Eau-Dyssée. Par la suite, la structuration des données et paramètres requis par chaque module est exposée (chapitre 5). À ce stade de la modélisation, le modèle dispose de

tous les paramètres et forçages nécessaires pour une simulation mais certains champs de paramètres nécessitent d'être ajustés.

La troisième partie détaille la méthode d'ajustement du modèle. Cette méthode se découpe en trois étapes : le calage du modèle sur une période de 10 ans puis la validation sur une autre période de 10 ans et le test sur une période de 35 ans. La méthode de calage s'appuie sur un calage manuel par essais et erreurs mais aussi sur une technique d'inversion d'une carte piézométrique en régime permanent pour obtenir une paramétrisation du champ de transmissivité (chapitre 6). Les champs de paramètres calés sont présentés au chapitre 7 ainsi que les performances du modèle. Cette paramétrisation calée est finalement validée et testée au moyen de simulations rétrospectives (chapitre 8).

Enfin, la quatrième partie vise à utiliser le modèle ajusté pour en déduire le fonctionnement de l'hydrosystème modélisé, notamment les flux échangés par les compartiments du système ainsi que les tendances simulées sur 35 ans (chapitre 9). Le comportement à l'étiage et plus précisément les apports des aquifères à la Loire en période de bas débit sont étudiés plus finement et font l'objet du chapitre 10. Pour prolonger l'analyse à long terme, quatre projections météorologiques de changement climatique sont utilisées comme forçage du modèle afin d'anticiper les potentielles évolutions de la ressource en eau liées au climat et aux activités anthropiques (chapitre 11).

Première partie

Présentation du bassin de la Loire

Chapitre 2

Description du bassin

Le but de ce chapitre est de présenter différentes caractéristiques du bassin de la Loire. Tout d'abord le bassin est caractérisé d'un point de vue hydrologique et climatique. Ainsi, le débit de la Loire est très contrasté avec des crues importantes et des étiages sévères. Par la suite, le domaine souterrain est décrit avec une analyse plus fine de la partie centrale du bassin qui fait partie du bassin géologique de Paris et qui contient différents aquifères. Finalement, l'occupation du bassin par l'homme est détaillée avec une attention particulière pour l'activité agricole et les retenues d'eau, notamment des ouvrages de soutien d'étiage situés en tête de bassin.

2.1 Domaine de surface

Le bassin hydrologique de la Loire, d'une surface de 117 480 km² à Saint-Nazaire, occupe environ un cinquième du territoire français et a un relief très varié. En amont du bassin, l'altitude est élevée, notamment au sud avec le Massif Central où elle dépasse 1500 m. Le relief s'aplanit vers l'aval, laissant la place à des plaines comme celle de la Beauce par exemple (Figure 2.1).

La base de données géographiques CORINE Land Cover, produite dans le cadre du programme européen de coordination de l'information sur l'environnement (CORINE), permet d'avoir une vision générale de l'occupation des sols sur le bassin (MEEEDDAT, 2009). Cette base de données est structurée en trois niveaux, du plus général à 5 catégories au plus détaillé à 44 catégories. La figure 2.2a présente l'occupation des sols sur le bassin de la Loire en utilisant le premier niveau qui distingue les territoires artificialisés, les territoires agricoles, les forêts et milieux semi-naturels, les zones humides et les surfaces en eau.

Le bassin est essentiellement dédié aux territoires agricoles (73.0 % du domaine), avec une forte couverture forestière (22.5 %). Les territoires artificialisés ne représentent que 3.8 % de la surface totale du bassin (Figure 2.2b).

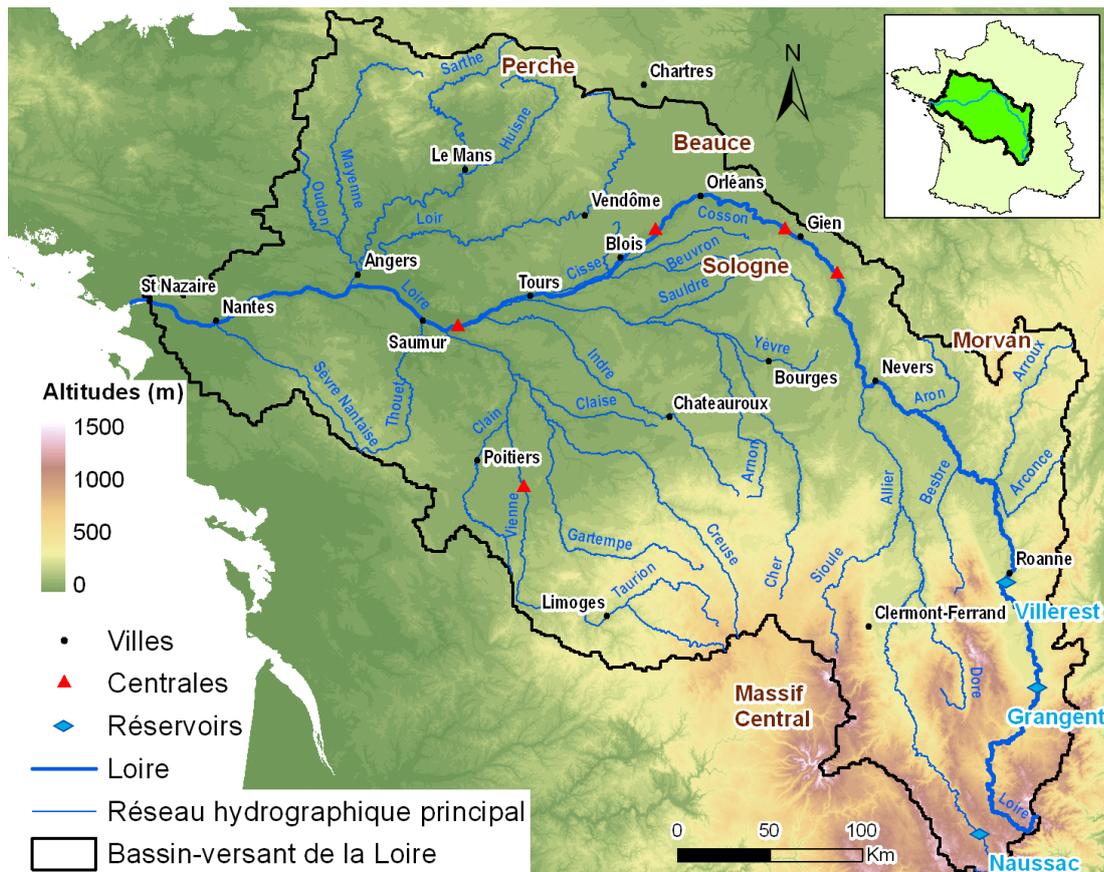


FIGURE 2.1 – Bassin-versant topographique de la Loire, réseau hydrographique d'ordre supérieur et localisation des principales villes et régions (MNT SRTM, réseau hydrographique : BD CARTHAGE).

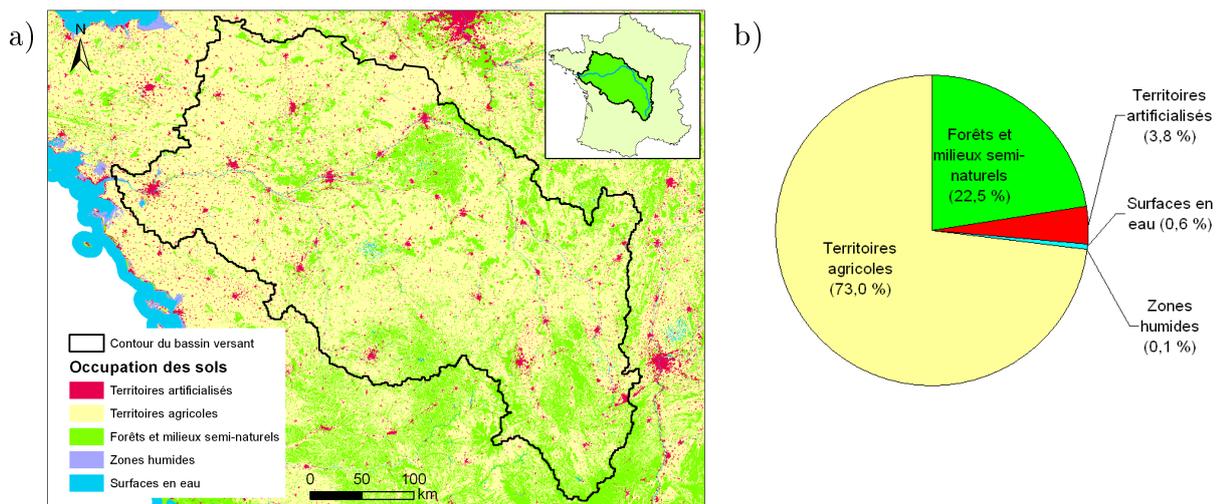


FIGURE 2.2 – Occupation des sols dans le bassin de la Loire (Union européenne - SOEs, CORINE Land Cover, 2006) : a) Distribution spatiale; b) Répartition de l'occupation des sols dans le bassin.

2.1.1 Aspects climatiques

Les données météorologiques proviennent de la base de données SAFRAN (Météo France) qui est une analyse des observations météorologiques interpolées spatialement sur une grille de 8 km de côté (Quintana Seguí, 2008). Les distributions des précipitations et évapotranspirations potentielles (ETP) annuelles moyennées sur la période d'août 1970 à juillet 2009 (Figure 2.3) indiquent des précipitations abondantes sur les reliefs comme le Massif Central et le Morvan (supérieures à 1000 mm) et plus faibles en plaine et dans les vallées de l'Allier et de la Loire amont (inférieures à 700 mm). Le sud du bassin est soumis aux perturbations méditerranéennes alors que l'ouest est exposé aux perturbations océaniques.

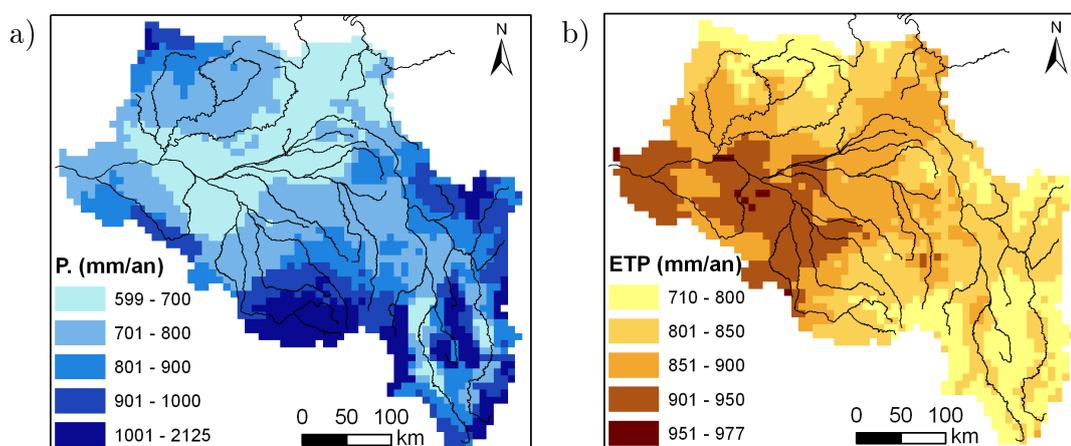


FIGURE 2.3 – Moyennes annuelles climatiques sur la période 1970-2009 (d'après la base SAFRAN) : a) Précipitations moyennes 1970-2009 ; b) ETP moyenne 1970-2009.

L'évolution en moyenne annuelle de la différence au pas de temps journalier entre précipitation et évaporation potentielle donne une indication sur la recharge des aquifères (Figure 2.4). La variabilité hydrologique est forte avec des années sèches (338 mm.an⁻¹ en 1975-1976) et des années humides (748 mm.an⁻¹ en 2000-2001).

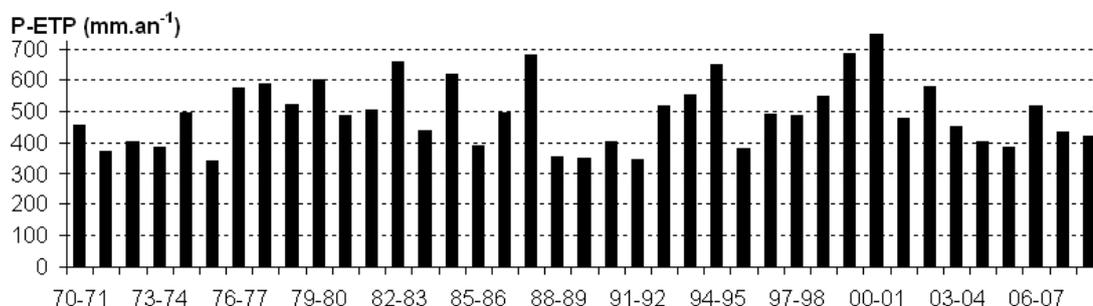


FIGURE 2.4 – Tendances d'août 1970 à juillet 2009 : différence moyenne annuelle (d'août à juillet) entre les précipitations et l'ETP sur l'impluvium des aquifères qui seront simulés (voir Figure 2.16, p. 21).

2.1.2 Hydrologie

La Loire, d'une longueur de 1013 km, prend sa source en Ardèche au mont Gerbier de Jonc. Le régime hydrologique est de type pluvial avec une période de hautes eaux en hiver et de basses eaux en été (Figure 2.5). Ce régime est très irrégulier avec de forte crues d'origines cévenole ou océanique ainsi que des étiages sévères (section 3.2.2, p. 30).

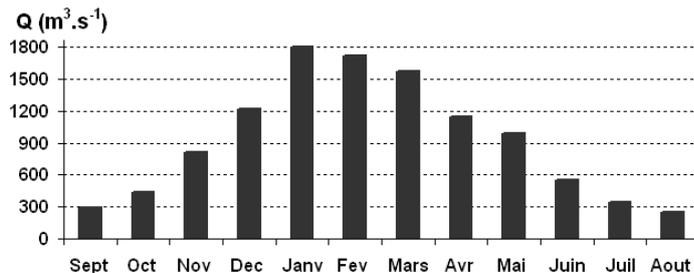


FIGURE 2.5 – Débits moyens mensuels de la Loire à Saint-Nazaire (moyenne 1994-2008, d'après base HYDRO-MEDD (<http://www.hydro.eaufrance.fr>)).

La BD CARTHAGE (Base de Données sur la CARTographie THématique des AGences de l'eau et du ministère de l'Environnement, <http://sandre.eaufrance.fr>) constitue un référentiel hydrographique, couvrant l'ensemble du territoire métropolitain. De sa source à Orléans, le parcours de la Loire s'effectue selon une direction sud-nord. En aval d'Orléans, l'écoulement est globalement orienté est-ouest. Les principaux affluents de la Loire sont l'Allier, le Cher, l'Indre et la Vienne pour la rive gauche, et la Maine en rive droite. Le réseau hydrographique fait apparaître des zones de fort ruissellement où le réseau pérenne est très dense et des zones de forte infiltration où il est quasiment inexistant (Figure 2.6).

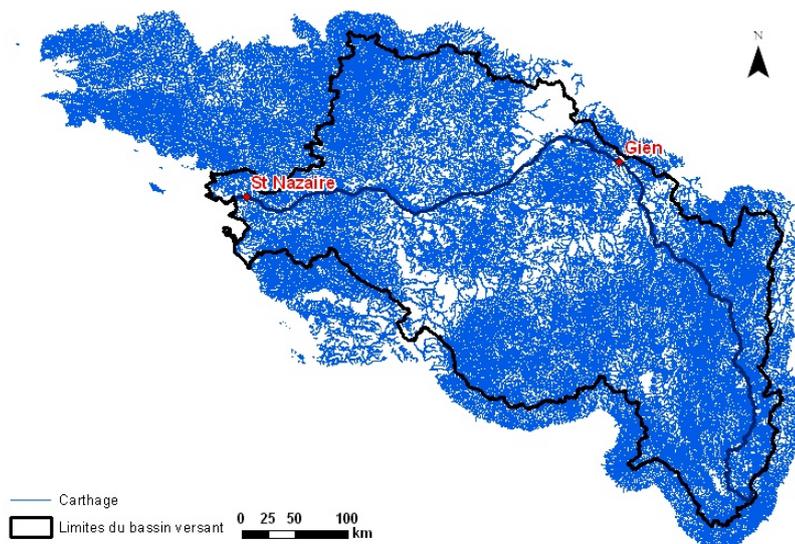


FIGURE 2.6 – Réseau hydrographique du bassin versant Loire-Bretagne (d'après la BD CARTHAGE).

2.2 Domaine souterrain

2.2.1 Géologie

La géologie du bassin-versant de la Loire est très contrastée (Figure 2.7). Le centre est constitué de roches sédimentaires appartenant à la partie sud du bassin parisien. De part et d'autre se trouvent des massifs cristallins : le Massif Central au sud-est et le Massif Armoricain à l'ouest.

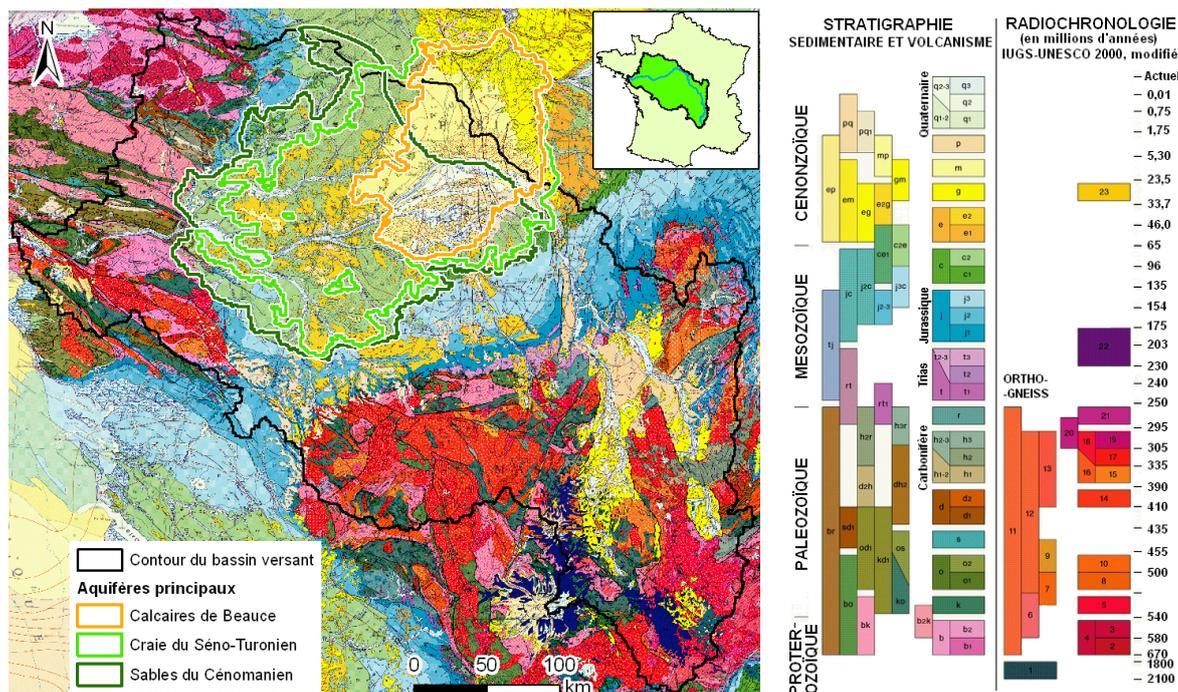


FIGURE 2.7 – Géologie du bassin-versant et contours des aquifères principaux (Fond de carte d'après InfoTerre, BRGM ; contours des nappes de Beauce et de la Craie d'après BRGM (2005), contour du Cénomaniens d'après Sogreah (2006a)).

Le Bassin Parisien est un bassin sédimentaire approximativement semi-circulaire qui couvre la moitié nord de la France. Les formations géologiques, du Trias au Tertiaire, sont disposées en auréoles concentriques dont les plus récentes affleurent au centre et les plus anciennes en périphérie. La puissance maximale des couches, de l'ordre de 3 km est atteinte sous la Brie (Jost, 2005). L'histoire du bassin peut être décrite dans ses grandes lignes par ces différentes étapes (Gonçalvès, 2002) :

- Trias : sédimentation continentale et évolution vers un domaine marin,
- Jurassique : succession de cycles transgressifs/régressifs,
- Crétacé : évolution vers un golfe épicontinental,
- Tertiaire : évolution vers un domaine continental avec une sédimentation lacustre (calcaires de Beauce).

Par la suite, nous nous intéressons à la description hydrogéologique du bassin. Les grandes formations aquifères du bassin de la Loire font partie du bassin sédimentaire parisien et sont situées en partie centrale du bassin-versant. Les sections suivantes

présentent les principales formations aquifères identifiées en Loire moyenne d'une part et dans les autres parties du bassin d'autre part.

2.2.2 Principaux aquifères en Loire moyenne

La carte géologique indique que les formations sédimentaires, donc les plus susceptibles de contenir des aquifères étendus, se trouvent dans une zone qui correspond approximativement à la Loire moyenne (région Centre). C'est donc cette zone qui présente des couches aquifères superposées, qui va être plus particulièrement étudiée (Figure 2.8).

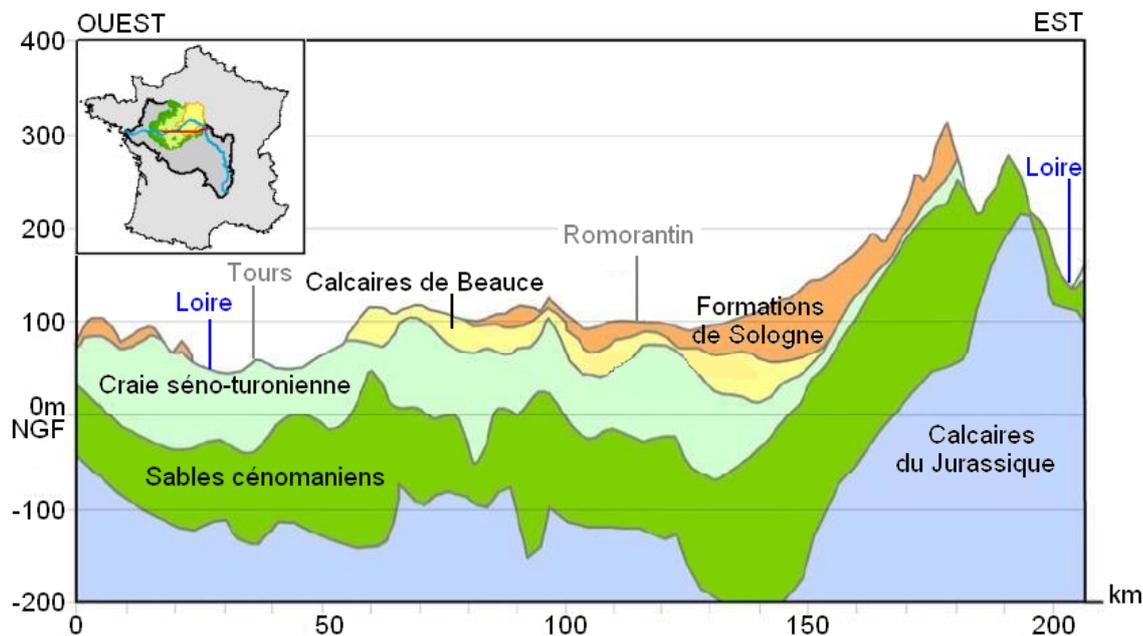


FIGURE 2.8 – Coupe géologique Ouest-Est de la région Centre (Martin *et al.*, 2006a).

Les formations sont présentées dans cette section de la plus superficielle à la plus profonde :

- aquifères alluviaux,
- formations de Sologne,
- formations de Beauce,
- craie séno-turonienne,
- sables cénomaniens,
- sables albiens,
- calcaires jurassiques,
- sables et grès du Trias.

2.2.2.1 Aquifères alluviaux

La Loire et ses affluents principaux sont en relation avec des nappes alluviales (3590 km², Figure 2.9a). Selon les cas, ces alluvions sont soit sur un substratum imperméable, soit en liaison avec l'aquifère sous-jacent. Les aquifères alluviaux jouent

donc un rôle important lors des échanges fleuve-aquifère. En Loire moyenne, leur épaisseur peut atteindre une quinzaine de mètres (Donsimoni *et al.*, 2008).

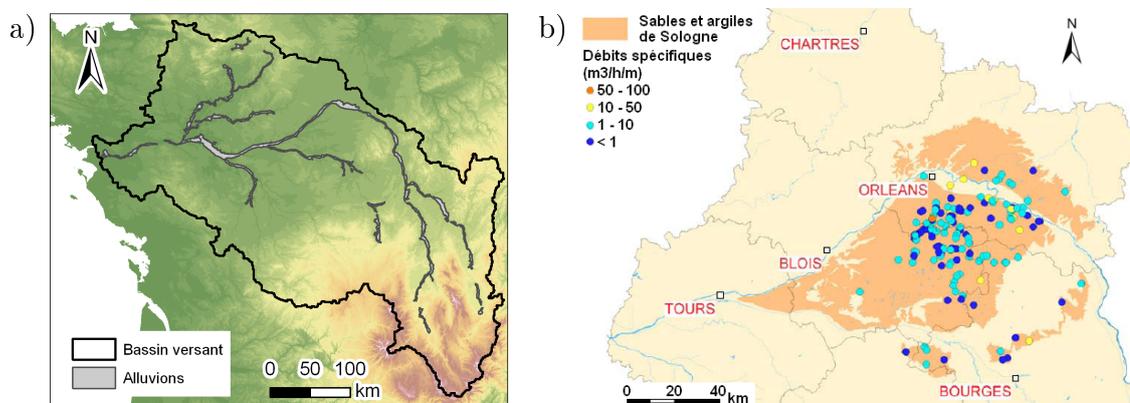


FIGURE 2.9 – Extension des formations superficielles en Loire moyenne : a) formations alluviales (BRGM, 2005); b) sables et argiles de Sologne et débits spécifiques de forages captant cette formation (Martin *et al.*, 2006b).

2.2.2.2 Formations de Sologne

Les formations détritiques sablo-argileuses de Sologne (5000 km², Figure 2.9b) constituent des réservoirs aquifères superposés peu productifs. Ces nappes sont soit du type libre en surface et principalement drainées par les cours d'eau de Sologne, soit du type captif en profondeur (Maget et Jauffrey, 1988; Calligee, 2004). Elles ont donc une influence sur les écoulements locaux mais ne semblent pas agir sur des transferts d'eau à plus grande échelle.

2.2.2.3 Formations de Beauce

De nombreux aquifères entrecoupés de semi-perméables constituent les formations de Beauce. Martin *et al.* (1999) décrivent la lithologie en quatorze formations (Tab. 2.1). Des regroupements de formations sont effectués (section 2.4, p. 20) pour définir l'aquifère de Beauce qui couvre une surface de 12 700 km².

Du point de vue hydrologique, les formations de Beauce sont situées sur deux bassins versants : bassin de la Seine au nord-est et bassin de la Loire au sud-est. La crête piézométrique qui partage les eaux souterraines entre ces deux bassins a une position variable selon le niveau piézométrique des nappes. Ainsi, la variation de surface du bassin hydrogéologique entre les Basses Eaux 1994 et les Hautes Eaux 2002 est de l'ordre de 400 km² (Figure 2.10).

La nappe de Beauce a déjà fait l'objet de nombreuses études, notamment les études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion commandées par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB) en 1999 (Martin *et al.*, 1999; CACG, 1999a,b), et l'étude HydroExpert (2005) "Reprise du modèle de gestion de la nappe de Beauce" qui en a découlé. Ces études utilisent la Loire comme limite sud du modèle. Dans ce domaine, la nappe principale est essentiellement libre.

Lithologie	Hydroexpert	CIG
Formations de Sologne	1	1
Calcaires de l'Orléanais	2	
Marnes de Blamont		
Calcaires Beauce-Pithiviers	-	
Molasse du Gâtinais	3	
Calcaires d'Etampes		
Sables de Fontainebleau		
Marnes à huîtres	-	
Calcaires de Brie	-	
Argiles vertes	4	
Calcaires éocènes	-	-
Arkose de Breuillet	-	-
Argiles à silex et détritiques éocènes	-	-
Craie	5	2

TABLE 2.1 – Lithologie de la Beauce (Martin *et al.*, 1999) et regroupements effectués selon l'étude Hydroexpert (HydroExpert, 2005) et la pré-étude CIG (Ledoux *et al.*, 2000), les "-" représentent des aquitards.

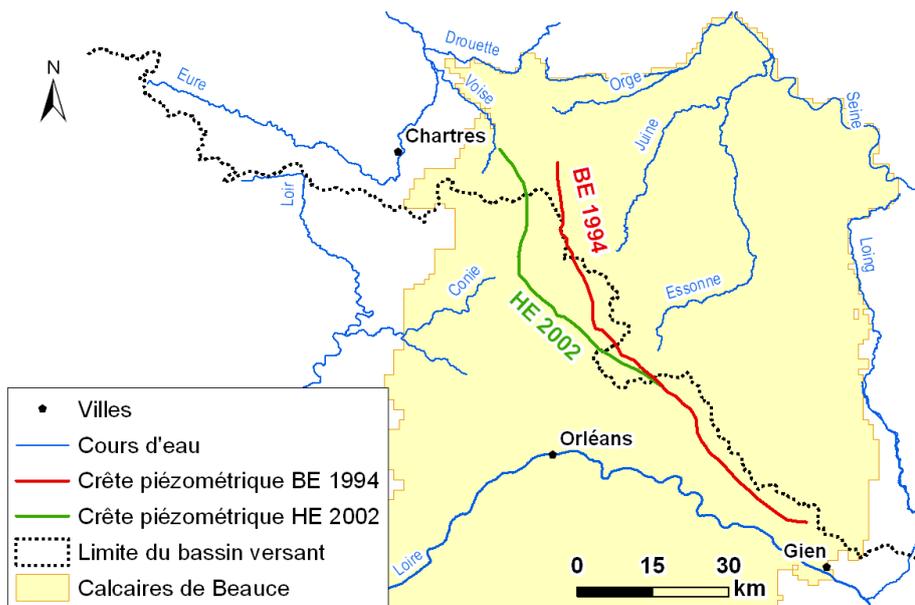


FIGURE 2.10 – Variation de la position de la crête piézométrique séparant les bassins hydrogéologiques de la Loire et de la Seine (crête des Basses Eaux 1994 d'après BRGM (1995b), crête des Hautes Eaux 2002 d'après Verley *et al.* (2003)).

Au sud de la Loire, les formations de Beauce sont recouvertes par les dépôts détritiques de Sologne et la nappe devient alors captive. L'extension des formations de Beauce est tracée en jaune figure 2.7 : elle agrège les limites retenues pour l'étude HydroExpert (2005) et celles des formations de Beauce sous celles de Sologne.

2.2.2.4 Craie séno-turonienne

L'aquifère de la Craie, du Sénonien au Turonien, couvre une surface de 30 000 km² environ sur le domaine étudié, dont 12 000 km² sont captifs sous les argiles à silex et formations détritiques éocènes qui le séparent de l'aquifère de Beauce (Figure 2.7). La craie, bien que poreuse, est généralement peu perméable. Sa productivité dépend du degré de fracturation, de fissuration et d'altération. Cette productivité est importante aux affleurements, dans les grandes vallées et le long des accidents géologiques. En revanche, la craie est moins productive sur les plateaux et sous recouvrement (Martin *et al.*, 2006b, 2007). C'est en Touraine que l'aquifère est le plus homogène et occupe une place économique importante (BRGM, 1995). Contrairement aux formations de Beauce, la nappe de la Craie n'a pas fait l'objet d'une étude globale de son fonctionnement qui est par conséquent moins bien caractérisé.

2.2.2.5 Sables cénomaniens

L'extension de la formation des sables du Cénomaniens est couverte 30 000 km² (Figure 2.7). Cette formation est affleurante en bordure ouest et sud-ouest de son domaine. Partout ailleurs, elle est recouverte par la formation de la Craie séno-turonienne. La nappe a fait l'objet d'une étude Sogreah (2004, 2006a,b, 2007a,b) "Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomaniens" à la demande de l'AELB.

La nappe du Cénomaniens est séparée de celle de la Craie par un semi-perméable composé de marnes à ostracées. Cet écran n'est pas présent sur toute l'extension de la formation.

L'étude Sogreah (2006b) a, entre autres, évalué les volumes échangés par le système aquifère du Cénomaniens avec les formations aquifères environnantes en régime permanent (Figure 2.11). Les principaux échanges ont lieu avec l'aquifère de la Craie, il semble y avoir peu d'échanges avec l'Albien et le Jurassique.

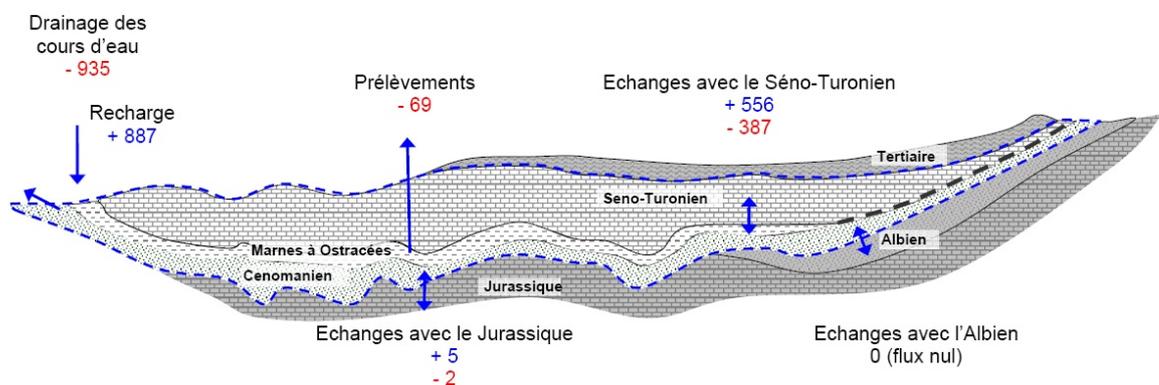


FIGURE 2.11 – Bilans des volumes échangés par le système aquifère du Cénomaniens en régime permanent, en Mm³.an⁻¹ (Sogreah, 2006b)

2.2.2.6 Sables albiens

L'Albien est présent dans la partie nord-est du domaine et dépasse largement les limites du bassin de la Loire (Figure 2.12a). Il comprend deux couches (Raoult, 1999) : d'une part les marnes de Brienne et les argiles du Gault (Albien supérieur et moyen), et d'autre part les sables de l'Albien (Albien moyen et inférieur). Les marnes et argiles, d'une épaisseur de 10 à 15 m dans notre secteur d'étude, semblent isoler le Cénomaniens de l'Albien (Sogreah, 2006a). Les sables de l'Albien constituent un aquifère profond considéré comme une ressource en eau stratégique.

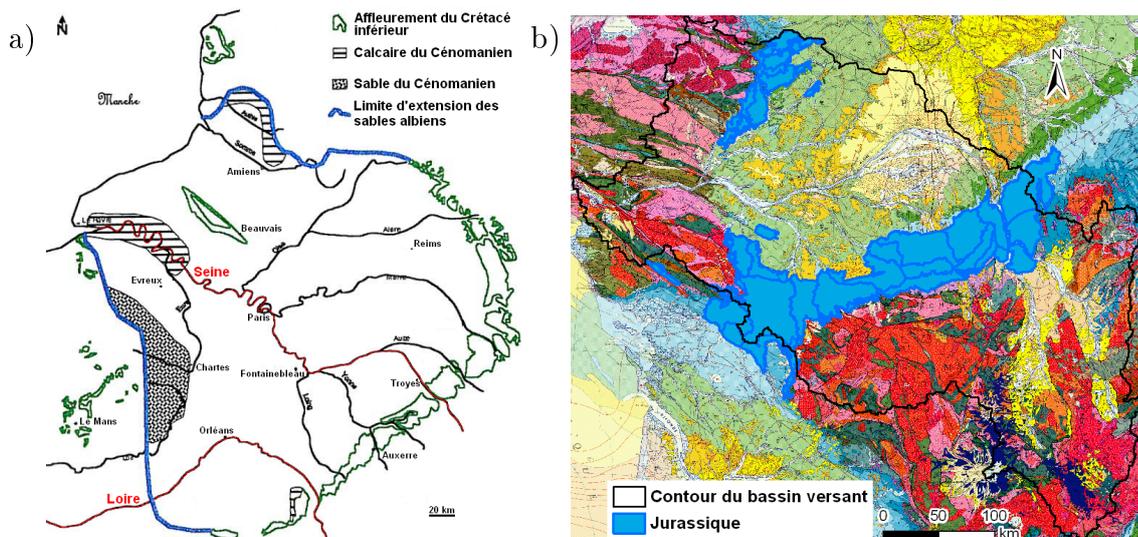


FIGURE 2.12 – Formations de l'Albien et du Jurassique : a) écorché simplifié du toit des sables albiens (Raoult, 1999) ; b) formations jurassiques affleurantes dans le bassin de la Loire (BRGM, 2005).

2.2.2.7 Calcaires jurassiques

Les formations du Jurassique affleurent au sud du Bassin Parisien, s'appuyant sur le socle du Massif Central et formant une série d'arcs (18 000 km², Figure 2.12b). Ces formations plongent vers le nord à nord-ouest (Martin, 2005). Une partie de ces formations constitue des réservoirs aquifères.

2.2.2.8 Sables et grès du Trias

Les sables et grès du Trias affleurent localement contre le "socle" du Massif central, dans l'Indre et dans le Cher où la formation devient gréseuse. En surface, c'est un aquifère imperceptible, mais qui se développe considérablement en profondeur où il est fortement sollicité dans la partie orientale de l'Indre. Il est alors bien protégé par les terrains sus-jacents et en particulier par les argiles du Lias (Martin *et al.*, 2006b).

2.2.3 Autres aquifères

2.2.3.1 Limagnes et dépôts tertiaires

Les Limagnes se situent dans les vallées de l'Allier et de la Loire en amont de la confluence Loire-Allier (7000 km², Figure 2.13). Elles résultent du comblement au Tertiaire de fosses créées lors de l'orogénèse alpine par des formations détritiques. L'hydrogéologie des Limagnes est largement contrôlée par la géométrie des accidents structuraux. Ces aquifères, de type discontinu, sont donc difficiles à caractériser car leur exploration est délicate (Genter *et al.*, 2003).

En vallée de Loire se trouvent les calcaires et sables du bassin tertiaire roannais et, plus en amont, les sables et marnes du Tertiaire de la plaine du Forez.

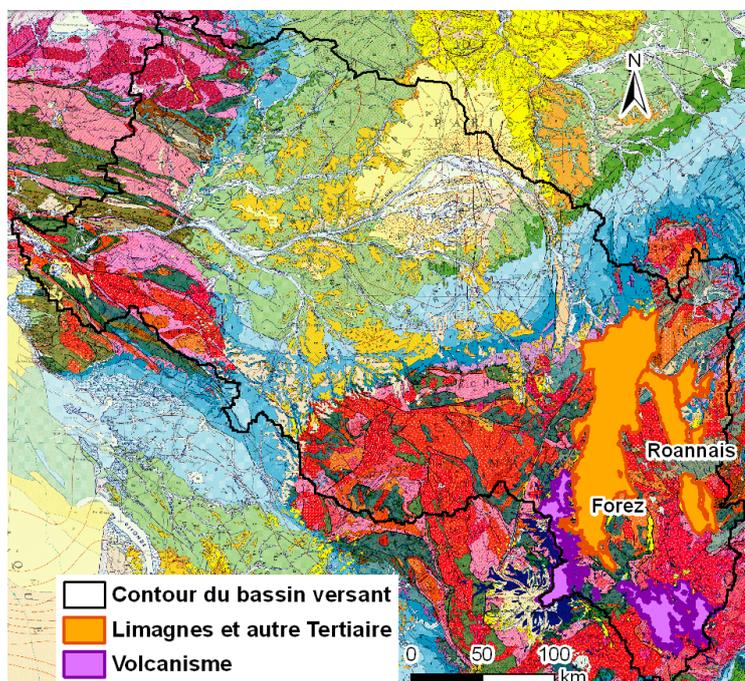


FIGURE 2.13 – Contour des Limagnes et des formations associées au volcanisme dans le bassin de la Loire (BRGM, 2005)

2.2.3.2 Volcanisme

Les formations associées au volcanisme (2500 km², Figure 2.13) fournissent 30 % de la ressource de la région Auvergne. Parmi les formations volcaniques les plus récentes (volcanisme quaternaire), la Chaîne des Puys est constituée par un alignement de cônes stromboliens et de coulées sur une trentaine de kilomètres du nord au sud. Dans le centre de la Chaîne, les cônes et les projections associés constituent un réservoir aquifère où les précipitations s'infiltrent, circulent très lentement en se purifiant, puis s'écoulent au contact du socle dans les anciennes vallées remblayées sous les coulées qui jouent le rôle de drain (DIREN Auvergne, 2009).

2.2.3.3 Socle

Le socle est constitué de terrains cristallophylliens (micaschistes, gneiss) et cristallins (granites). Ces formations sont dotées de ressources en eau faibles à très faibles. Elles ne semblent renfermer que des formations aquifères superficielles et diffuses (DIREN Auvergne, 2009).

À l'ouest de la région Centre, essentiellement dans le Maine-et-Loire, le socle est en contact avec le Cénomaniens (Sogreah, 2006a). La nature des terrains situés entre la nappe du socle et l'aquifère du Cénomaniens est argileuse ou schisteuse, rarement sableuse. La zone concernée par de potentiels échanges entre le socle et le Cénomaniens est peu étendue. Pour ces raisons, Sogreah (2004) a supposé que les échanges entre le socle et le Cénomaniens sont négligeables devant les autres termes du bilan entrées-sorties du système aquifère cénomaniens.

2.2.4 Karstification locale

Certaines zones du bassin sont connues pour leur karstification importante. Par exemple, des bassins sans exutoire au nord-ouest d'Orléans, comme le Nant et la Retrève, sont jalonnés de gouffres absorbants d'origine karstique (Caudron *et al.*, 1969).

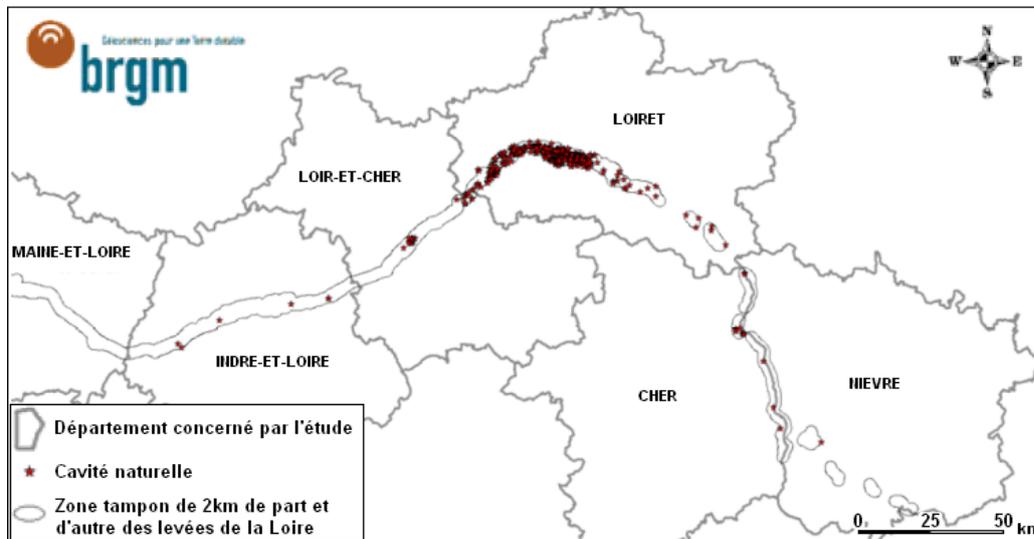


FIGURE 2.14 – Localisation de sites contenant des karsts ou des désordres de surface dans une zone tampon de 2 km de part et d'autre des levées de la Loire (extrait de Donsimoni *et al.* (2008))

En amont d'Orléans, "on sait depuis très longtemps que la Loire, aux environs de Châteauneuf - Jargeau, abandonne une partie de ses débits à des circulations souterraines et que ces débits perdus dans la zone amont du Val d'Orléans sont restitués à l'aval, notamment par le Loiret et ses sources" (Chery, 1983). Cette zone est un secteur très étudié (Desprez *et al.*, 1979; Chery, 1983; Bourgeois, 2000; Le Borgne, 2001). Les cavités naturelles dans une zone tampon de 2 km de part et d'autre des

levées de la Loire ont été référencées par Donsimoni *et al.* (2008). Sur 767 données référencées, 704 cavités concernent le département du Loiret. En particulier, un grand nombre de ces cavités sont situées dans le Val d'Orléans (Figure 2.14).

Dans le Val d'Orléans, certaines émergences karstiques, alors appelées inversacs, peuvent alterner un fonctionnement absorbant ou émissif selon les conditions hydrologiques (niveau des cours d'eau et précipitations) : on parle alors de "backflooding". Ainsi, l'inversion du fonctionnement de la source du Bouillon, qui peut durer de quelques heures à plusieurs jours, a été observée de manière exhaustive depuis 1997 (Albéric, 2004; Joigneaux, 2011). Cette inversion présente une menace sur la qualité des eaux souterraines.

2.3 Anthropisation du bassin

2.3.1 Barrages-réservoir

Le débit du fleuve est partiellement régulé par deux principaux barrages, Villerest sur la Loire et Naussac sur l'Allier, qui contribuent au soutien des étiages de la Loire et à l'écrêtement des crues (Figure 2.1). Par ailleurs, des retenues sont présentes sur les affluents de la Loire moyenne (Figure 2.15). La présence de ces ouvrages influe sur les débits des cours d'eau, par exemple en augmentant les débits d'étiage ou en écrêtant les crues.

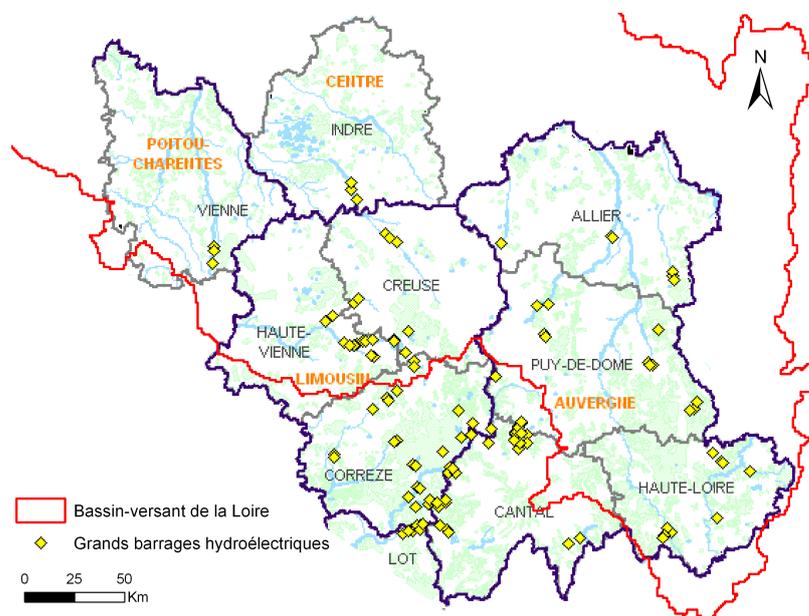


FIGURE 2.15 – Cartographie des principaux barrages hydroélectriques en régions Limousin, Auvergne, Poitou-Charente et Centre (d'après la DREAL du Limousin, www.sigreel.fr/dreal/energie/barrages.htm).

2.3.2 Prélèvements d'eau

Les prélèvements d'eau sont dédiés aux usages industriels, agricoles (irrigation), d'alimentation en eau potable ainsi qu'à la production d'énergie. L'eau est prélevée en surface (cours d'eau, retenues), en nappe alluviale ou en nappe profonde. La répartition dans l'année n'est pas homogène. Par exemple, les prélèvements liés à l'irrigation ont majoritairement lieu en été. Une analyse quantitative des données de prélèvements est présentée section 3.1 (p. 23).

2.4 Conclusion : domaine modélisé

Les principales caractéristiques du bassin versant de la Loire ont été présentées. Cette description sert de base à la définition du domaine d'étude et à la sélection des niveaux aquifères pris en compte pour la modélisation.

L'objectif du modèle est d'estimer la contribution des principaux aquifères au débit de la Loire en aval de la confluence Loire-Allier. De ce fait, seules les formations de Loire moyenne seront modélisées. Les études menées par Sogreah (2004, 2006a) suggèrent peu d'échanges entre le Cénomaniens et la nappe de l'Albien sous-jacente qui est isolée par les argiles du Gault. En conséquence, le domaine d'étude repose sur le mur des sables cénomaniens.

Des regroupements ont aussi été effectués pour la description du système aquifère de Beauce (Tableau 2.1, p. 14). En effet, l'étude HydroExpert (2004) identifie quatre couches aquifères à partir des 14 formations de Martin *et al.* (1999). Par ailleurs, Ledoux *et al.* (2000) suggèrent de modéliser un aquifère unique si l'on ne s'intéresse pas au secteur Juine-Essonnes. Cette approche plus simple a donc été retenue étant donné que la zone d'intérêt est la Loire moyenne. Trois formations aquifères ont été retenues pour la modélisation des apports à la Loire : les calcaires de Beauce, la craie séno-turonienne et les sables cénomaniens.

La position de la crête piézométrique entre le bassin hydrogéologique de la Loire et celui de la Seine fluctue au cours du temps. Pour pouvoir prendre en compte cette variabilité, le domaine d'étude a été étendu jusqu'à la Seine (Figure 2.10, p. 14). Dans sa partie au nord de la Loire, l'aquifère de Beauce est majoritairement libre et il est très sollicité pour les prélèvements. En revanche, au sud de la Loire, cet aquifère est essentiellement captif sous les formations de Sologne et bien moins sollicité. Du fait de ces caractéristiques différentes, les parties nord et sud vont être étudiées de manière indépendante. Dans la suite de ce mémoire, "**Beauce nord**" indique la partie de l'aquifère au nord de la Loire et "**Beauce sous Sologne**" la partie au sud de la Loire. "**Beauce**" désigne l'aquifère dans sa totalité.

Le domaine étudié s'appuie initialement sur les contours du bassin versant topographique de la Loire. Cependant, la zone d'intérêt de l'étude étant la partie centrale du bassin, il a été décidé d'imposer le débit mesuré en aval de la confluence Loire-Allier (Figure 2.1, p. 8). Ce forçage permet de se passer de modéliser le fonctionnement des barrages-réservoir (section 2.3.1) et des aquifères en amont du bassin (section 2.2.3, p. 17). La modélisation de la partie amont du bassin est par ailleurs réalisée au moyen du modèle conceptuel MORDOR par EDF DTG (Mathevet *et al.*, 2008).

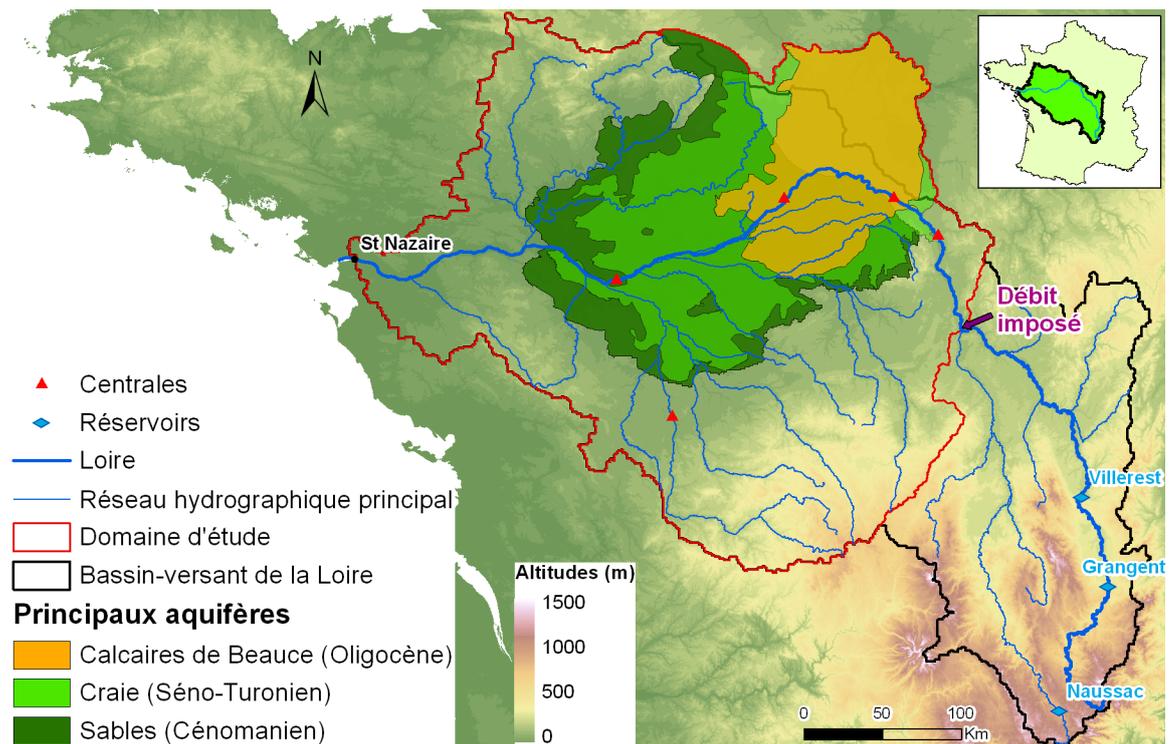


FIGURE 2.16 – Domaine d'étude

Au final, le domaine d'étude couvre une surface d'environ 90 000 km² (Figure 2.16, contour rouge). Les impluviums des formations retenues sont de 12 700 km² pour la Beauce, 17 200 km² pour la craie séno-turonienne et 8 800 km² pour les sables cénomaniens (Figure 2.7), soit une surface totale d'impluvium de 38 700 km².

Chapitre 3

Données hydrologiques spatialisées

Ce chapitre a pour objectif de présenter et d'exploiter les données spatialisées pour caractériser le fonctionnement du bassin. Ces données spatialisées sont de deux types : données de forçage (prélèvements) et données pour l'ajustement du modèle (débits et hauteurs d'eau).

3.1 Quantification des prélèvements

L'Agence de l'Eau Loire Bretagne (AELB) a recensé les données de prélèvements suivantes :

- irrigation : 1996-2007,
- prélèvements industriels : 1998-2007,
- alimentation en eau potable (AEP) : 1998-2007

Pour chaque type, les volumes d'eau prélevés annuellement et sur la période du 1^{er} avril au 30 octobre sont renseignés pour chaque code usager. Pour les prélèvements industriels et AEP, un code usager est rattaché à une commune. Pour les prélèvements d'irrigation, les coordonnées géographiques du point de prélèvement sont indiquées. Il est à noter qu'il n'y a pas de données disponibles concernant les prélèvements domestiques, c'est-à-dire les prélèvements effectués par des puits appartenant à des particuliers. Ces prélèvements ne seront donc pas pris en compte.

L'Agence de l'Eau Seine-Normandie (AESN) fournit de même les données de prélèvements pour l'irrigation (1998-2007), l'AEP (1994-2007) et les industries (1994-2007) sous la forme de volumes prélevés par communes. Pour les prélèvements agricoles, le volume prélevé entre avril et octobre n'est pas précisé.

3.1.1 Prélèvements totaux

Un bilan des prélèvements est effectué sur la période 1998-2006 où les données sont complètes en considérant quatre domaines différents : le bassin versant de la Loire, le domaine d'étude (cf section 2.4, p. 20), la zone d'impluvium des aquifères et la Beauce nord (Tableau 3.1). À l'échelle du bassin versant de la Loire, la part des prélèvements en nappe profonde correspond à 43 % des prélèvements totaux. En considérant ce même bilan sur le domaine d'étude, la part des prélèvements souterrains passe à

54 %. Sur la zone où les aquifères sont simulés, 70 % des prélèvements proviennent des aquifères. Enfin, en limitant le bilan à l'extension de l'aquifère de Beauce au nord de la Loire, 85 % des prélèvements sont réalisés en nappe profonde, ce qui montre l'importance de cette ressource en eau. 38 % des prélèvements souterrains ont lieu sur 9 % de la surface du domaine d'étude (Beauce nord).

		BV Loire	Domaine d'étude	Aquifères	Beauce nord
Industrie	tot	150	117	58	17
	np	38	41	31	14
AEP	tot	699	573	262	87
	np	266	270	169	57
Irrigation	tot	465	475	332	175
	np	262	319	256	168
TOTAL	tot	1313	1165	651	279
	np	566	630	456	239
Part des np		43 %	54 %	70 %	85 %
Surface (km²)		117 280	90 840	38 748	8578

TABLE 3.1 – Bilan des volumes prélevés hors prélèvements EDF (en Mm³.an⁻¹) pour la période 1998-2006. "**BV Loire**" : bassin versant surfacique de la Loire ; "**Aquifères**" : zone d'impluvium des aquifères dans le modèle ; "**Beauce nord**" : partie de la nappe de Beauce au nord de la Loire ; "**tot**" : les prélèvements totaux ; "**np**" : prélèvements en nappe profonde.

Les prélèvements EDF pour le système de refroidissement des centrales nucléaires sont prélevés en surface. Ils ont été comptabilisés à part des prélèvements industriels. Les volumes prélevés et évaporés ont été fournis pour les centrales de Belleville, Dampierre et Saint-Laurent-des-Eaux par le Service Redevance Industrie de l'AELB pour les années 2005 à 2007. Les prélèvements aux centrales de Chinon et Civaux sont estimés à partir de Granier (2010). Les centrales prises en compte par domaines de bilan sont les cinq centrales du bassin pour les bilans sur le bassin de la Loire et sur le domaine étudié, Belleville, Dampierre et Saint-Laurent-des-Eaux pour l'impluvium des aquifères et Dampierre et Saint-Laurent-des-Eaux pour la Beauce nord (Tableau 3.2).

		BV Loire	Domaine d'étude	Aquifères	Beauce nord
EDF	prélevé	792	792	460	301
	évaporé	212	212	129	85
TOTAL	tot	1525	1377	780	364
	np	566	630	456	239
Part évaporés EDF		14 %	15 %	16 %	23 %
Part des np		37 %	46 %	59 %	66 %

TABLE 3.2 – Bilan des volumes prélevés (en Mm³.an⁻¹) sur la période 2005-2007. "**TOTAL**" : somme des prélèvements annuels pour l'AEP, l'irrigation et les industries et des volumes évaporés EDF.

En prenant en compte l'ensemble des usages, les ratios du tableau 3.1 sont modifiés : la part des volumes évaporés par les centrales représente 14 % des prélèvements totaux sur le bassin et la part des prélèvements souterrains passe à 46 % pour le domaine d'étude (Tableau 3.2).

3.1.2 Prélèvements en nappe

Les prélèvements en nappe peuvent avoir un effet important sur le fonctionnement des aquifères. Cette section a pour but de les décrire de manière plus précise.

Sur la période 1998-2006, le volume annuel moyen prélevé en nappe profonde est de l'ordre de 456 Mm³ sur le domaine modélisé (Tableau 3.1, colonne "Aquifères"), 56 % pour l'irrigation, 37 % pour l'AEP et 7 % pour les industries. Ces volumes sont prélevés pour 53 % en Beauce, 29 % dans la nappe de la Craie et 18 % dans les sables cénomaniens.

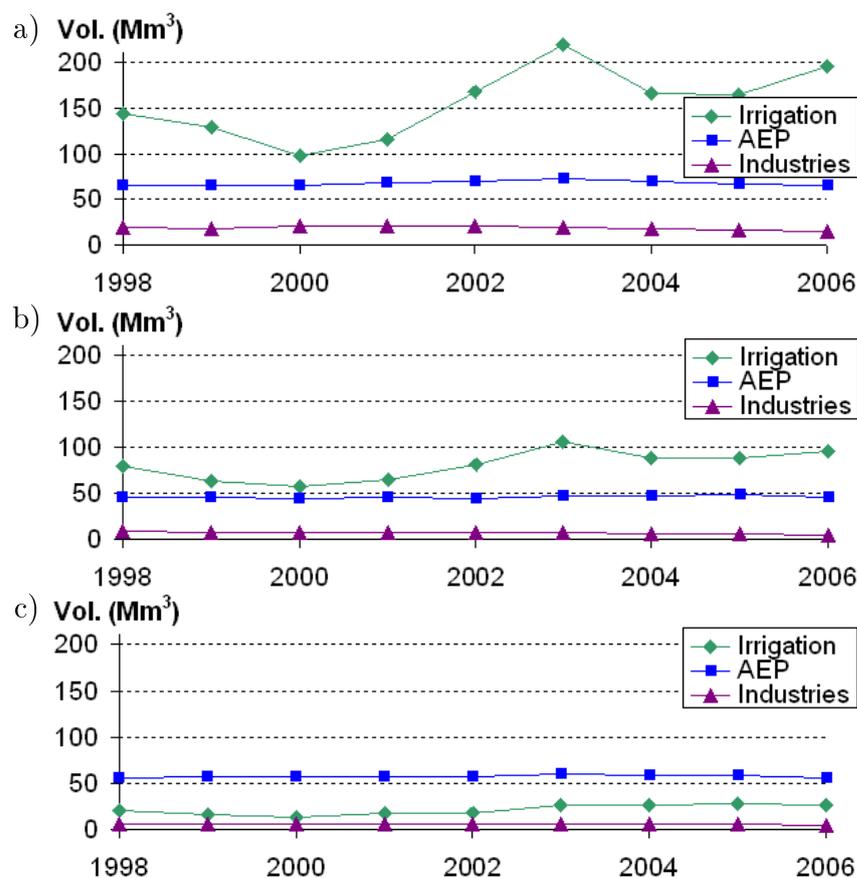


FIGURE 3.1 – Volumes annuels prélevés par aquifère et par usage entre 1998 et 2006 : a) Beauce, b) Craie, c) Cénomaniens.

La répartition des prélèvements par aquifères et par usages montre des différences de sollicitation selon les aquifères (Figure 3.1). Pour la Beauce et la Craie, les prélèvements les plus importants sont liés à l'irrigation. Le Cénomaniens, en revanche, est plus sollicité pour l'eau potable que pour l'irrigation. Les prélèvements pour l'AEP et les industries varient peu d'une année sur l'autre avec un écart type inférieur à 5 Mm³.an⁻¹ sur la période 1998-2006. Au contraire, les prélèvements d'irrigation sont bien plus variables avec un écart type de 59 Mm³.an⁻¹ sur cette période. Par exemple le volume total prélevé pour l'irrigation est plus que doublé entre 2000 et 2003.

3.1.2.1 Distribution spatiale

La distribution spatiale des prélèvements d'irrigation présente de forts contrastes selon les zones considérées (Figure 3.2 pour l'été 2003). Ainsi, certaines communes de Beauce ont une activité agricole importante avec des volumes prélevés supérieurs à 16 mm.mois^{-1} . Pour les communes situées hors de la région de la Beauce, ces prélèvements n'excèdent pas 4 mm.mois^{-1} .

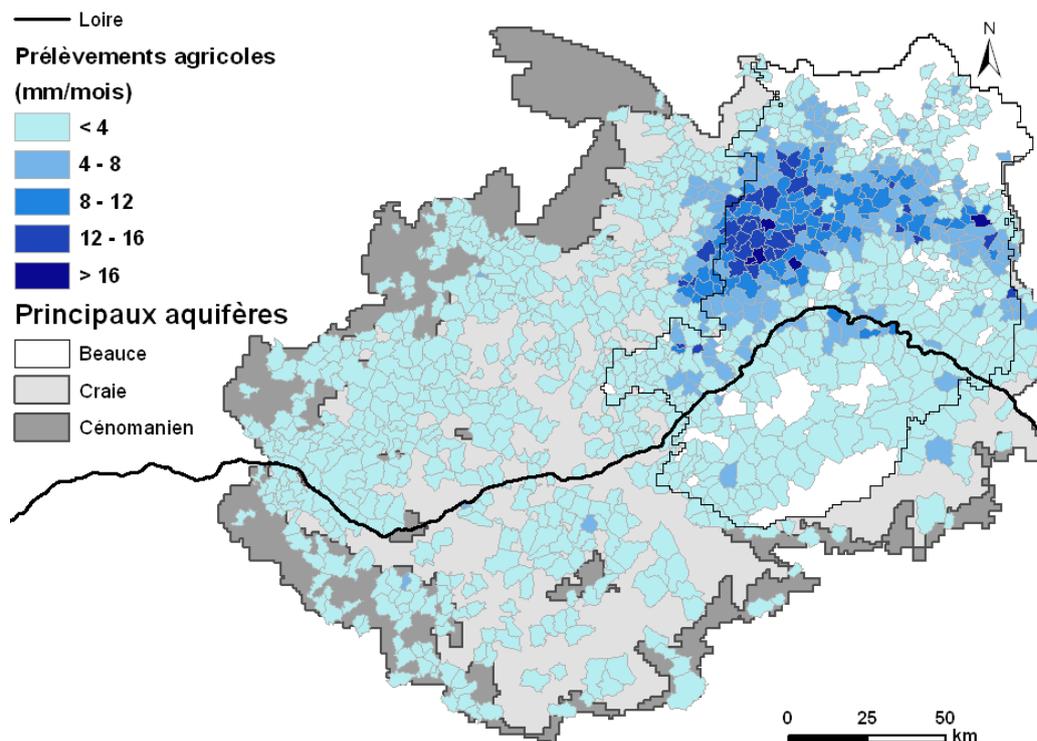


FIGURE 3.2 – Distribution spatiale des prélèvements agricoles cumulés d'avril à octobre en 2003.

3.1.2.2 Distribution dans l'année

La distribution temporelle au cours d'une année des prélèvements en nappe profonde pour l'AEP semble plutôt uniforme : le volume prélevé dans les sept mois d'avril à octobre représente sept douzièmes du volume annuel prélevé. Pour les industries, le rapport du volume prélevé d'avril à octobre sur le volume annuel prélevé est légèrement inférieur à sept douzièmes, ce qui suggère une réduction des prélèvements industriels sur cette période.

En revanche, la distribution dans l'année des prélèvements pour l'irrigation est très irrégulière. La quasi-totalité de ces prélèvements a lieu entre avril et octobre (rapport prélèvements avril-octobre sur annuels proche de 1). De plus la distribution de ces pompages durant ces sept mois est aussi très variable. Pour illustration, la figure 3.3 représente la distribution des pompages agricoles en nappe profonde dans le département de l'Eure-et-Loir pour les années 2008 et 2009. Un pic de prélèvement est observé en juillet pour l'année 2008 et en août pour l'année 2009. Cette variation

dans la distribution peut être causée, entre autres, par la variabilité des précipitations entre 2008 et 2009 ou par une modification des pratiques culturales.

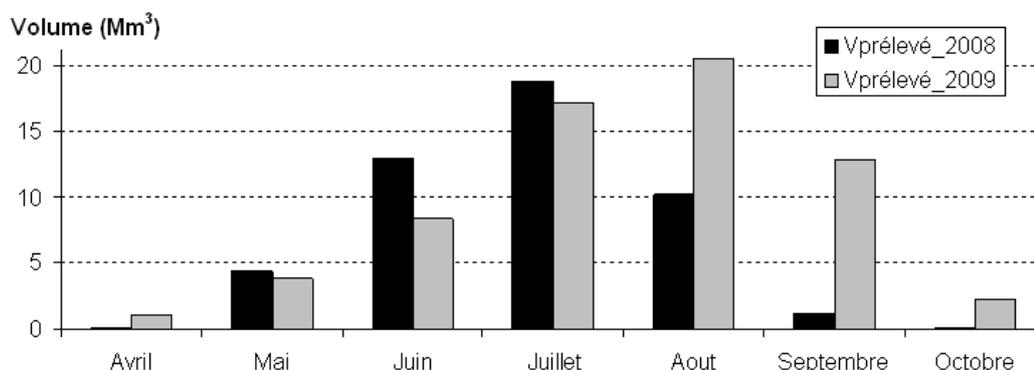


FIGURE 3.3 – Distribution mensuelle des prélèvements d’irrigation dans le département d’Eure-et-Loir entre avril et octobre pour les années 2008 et 2009 (Direction Départementale des Territoires de l’Eure-et-Loir).

3.1.2.3 Prélèvements en Beauce de 1975 à 2007

Pour les années antérieures à 1996, il n’y a pas de relevés indiquant les volumes pompés par commune. Cependant, l’AELB a procédé à une estimation des volumes d’irrigation prélevés en nappe pour le secteur du SAGE nappe de Beauce, à raison d’une valeur par an entre 1975 et 2007 (figure 3.4). Cette estimation se fonde sur les surfaces déclarées irriguées par les irrigants. Les volumes prélevés sont très variables entre les années humides, comme 1977 où seulement 65 Mm³ sont prélevés, et les années sèches comme 1990 où les prélèvements s’élèvent à 420 Mm³.

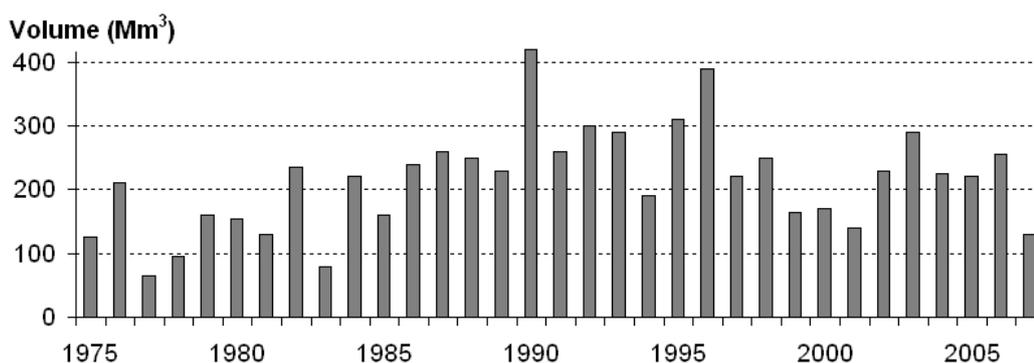


FIGURE 3.4 – Volumes prélevés en Beauce de 1975 à 2007 en millions de m³ (données AELB).

3.2 Hydrométrie

3.2.1 Chroniques hydrométriques

La base HYDRO (www.hydro.eaufrance.fr) stocke les mesures de hauteurs d'eau enregistrées en 3 500 stations de mesure implantées sur les cours d'eau français et permet un accès aux données signalétiques des stations (finalité, localisation précise, qualité des mesures, historique, données disponibles...). Cette banque de données est administrée par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI, service du Ministère de l'Écologie et du Développement Durable).

Sur le bassin de la Loire, près de 300 stations hydrométriques drainent plus de 250 km² et ont fait l'objet de mesures de débits sur la période 1970-2009 dont 14 stations sur la Loire en aval de Cours-les-Barres (Figure 3.5).

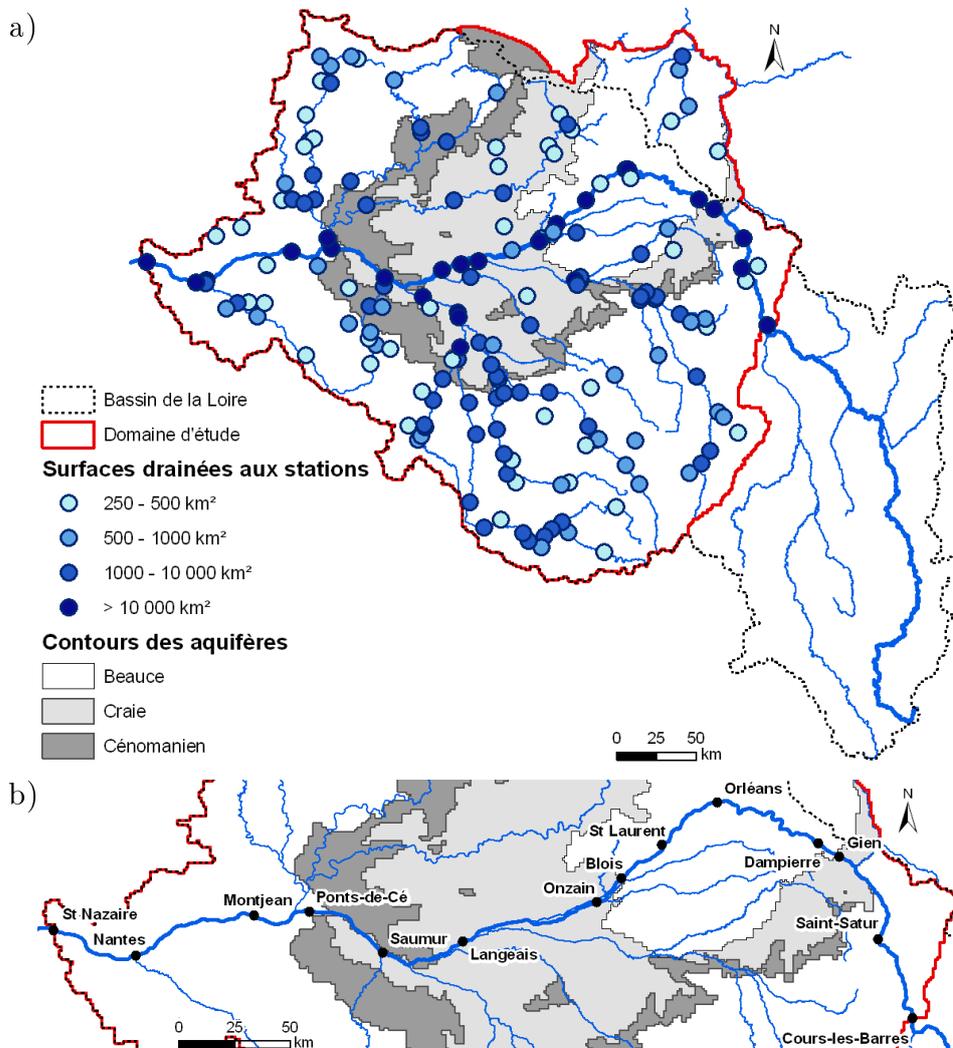


FIGURE 3.5 – Localisation des stations hydrométriques et surfaces drainées : a) Stations hydrométriques du domaine, b) Stations hydrométriques sur la Loire.

Les chroniques de débit sont renseignées au pas de temps journalier pour des périodes propres à chaque station. Certaines stations sont renseignées sur toute la période 1970-2009, d'autres sur quelques années seulement. Entre 1970 et 1990, le nombre de stations est passé progressivement de 70 à 90 environ (Figure 3.6a). À partir des années 1990, le nombre de stations en service augmente rapidement. Plus de 140 stations sont en service depuis 2000. Sur les 158 stations hydrométriques situées dans le domaine d'étude, 58 ont des mesures de débits journaliers pour au minimum 90 % des jours de la période d'août 1970 à juillet 2009 et 90 stations ont des mesures pour au minimum 50 % de la période (Figure 3.6b). En effectuant ce même bilan sur la période 1998-2009, 111 stations ont un taux de remplissage supérieur à 90 % et 143 stations supérieur à 50 % (Figure 3.6c).

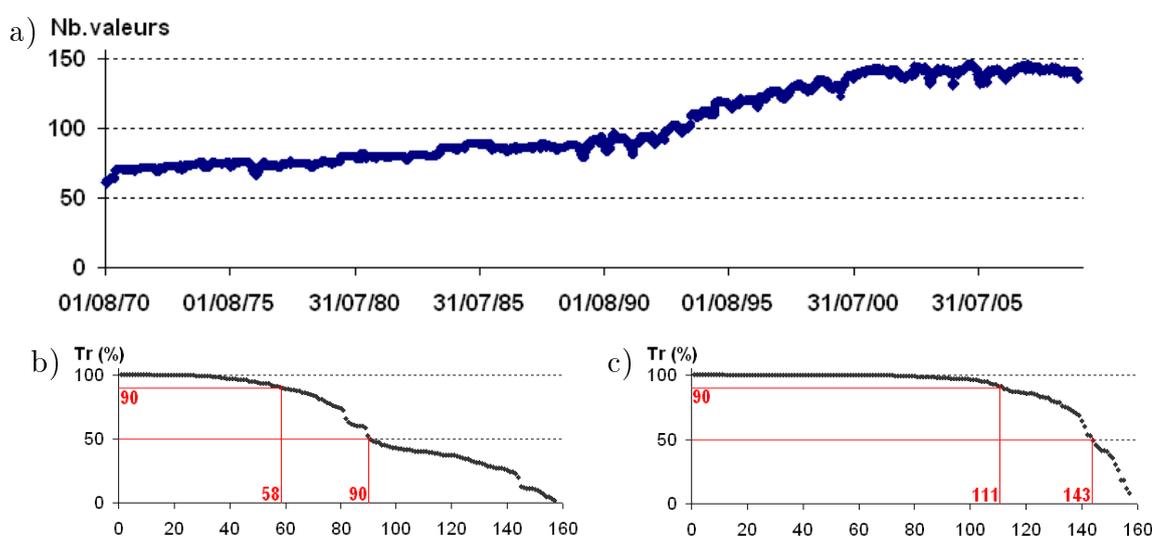


FIGURE 3.6 – Caractérisation des mesures de débit sur le domaine d'étude : a) Nombre d'observations de débits journaliers entre le 1er août 1970 et le 31 juillet 2009 ; b) Courbe classée du taux de remplissage des chroniques aux stations situées dans le domaine d'étude entre 1970 et 2009 ; c) Courbe classée du taux de remplissage des chroniques aux stations situées dans le domaine d'étude entre 1998 et 2009. **Tr** correspond au taux de remplissage (en %), c'est à dire au rapport entre le nombre d'observations sur le nombre de jours de la période considérée.

La base HYDRO indique pour chaque année renseignée si les mesures sont provisoires, c'est-à-dire qu'elles n'ont pas encore fait l'objet de vérifications, ou si elles sont validées, douteuses ou invalidées. Ces indications permettent d'estimer la précision de la mesure.

3.2.2 Caractérisation des étiages

3.2.2.1 Définition et indicateurs

De manière générale, le terme d'étiage désigne la période de l'année où le débit d'un cours d'eau est au plus bas. Mais "*l'étiage est une notion aux multiples aspects : il peut être une période de l'année, un faible volume d'eau, un faible débit, ou une durée*" (Abi-Zeid et Bobée, 1999). Ainsi, s'intéresser aux débits d'étiage de la Loire peut désigner différents sujets d'étude : les débits de la Loire lors une période fixe de l'année où ils sont bas (par exemple le mois d'août), la période pendant laquelle les débits de la Loire sont inférieurs à un seuil à déterminer.

Abi-Zeid et Bobée (1999) et Smakhtin (2001) exposent une revue d'indicateurs utilisés pour caractériser les étiages en terme de débits ou de durée. Les VCNd et QCNd sont deux variables de débit caractéristiques du régime d'étiage (Galéa et Prudhomme, 1997). La figure 3.7 donne une représentation de ces deux variables :

- le VCNd est un quantile de débit moyen (ou Volume) Caractéristique sur une durée continue d , miNimal dans la saison. Il est calculé pour une année donnée comme le débit minimal des débits moyennés par période de d jours consécutifs.
- le QCNd est un quantile de débit (Q) seuil Caractéristique continument non dépassé sur la durée d , miNimal dans la saison. Il se calcule comme le minimum dans la saison du maximum des débits observés sur d jours consécutifs.

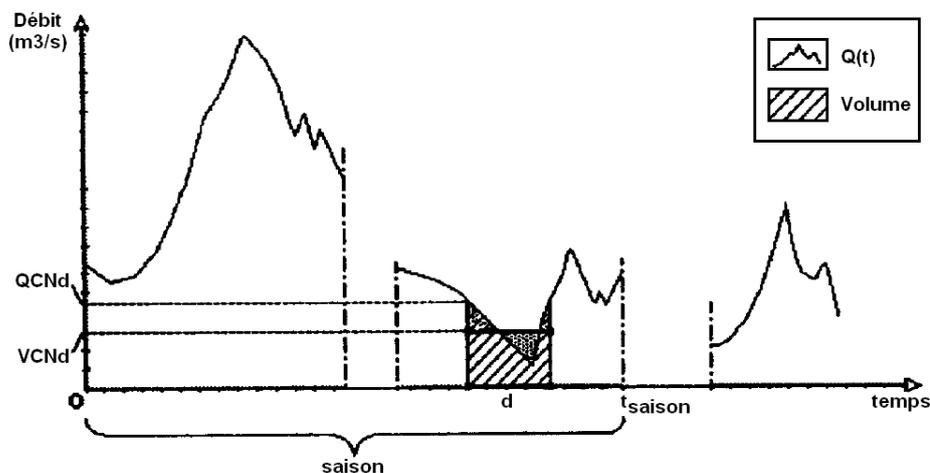


FIGURE 3.7 – Variables caractéristiques d'étiage (extrait de Galéa *et al.* (1999))

La base HYDRO fournit les VCN30 de période de retour 2 ans et 5 ans, calculés aux stations hydrométriques sur les données disponibles entre 1970 et 2010 (Figure 3.8). Les VCN30 augmentent en allant vers l'aval des cours d'eau car les surfaces drainées deviennent plus importantes (Figure 3.8a). Les VCN30 de période de retour 5 ans sont plus faibles que ceux de retour 2 ans (Figure 3.8b). Ainsi, le VCN30 de Gien est de $75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un temps de retour de 2 ans, ce qui est au dessus du débit objectif de $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (section 1.2, p. 1), mais il passe à $57 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en considérant un VCN30 quinquennal.

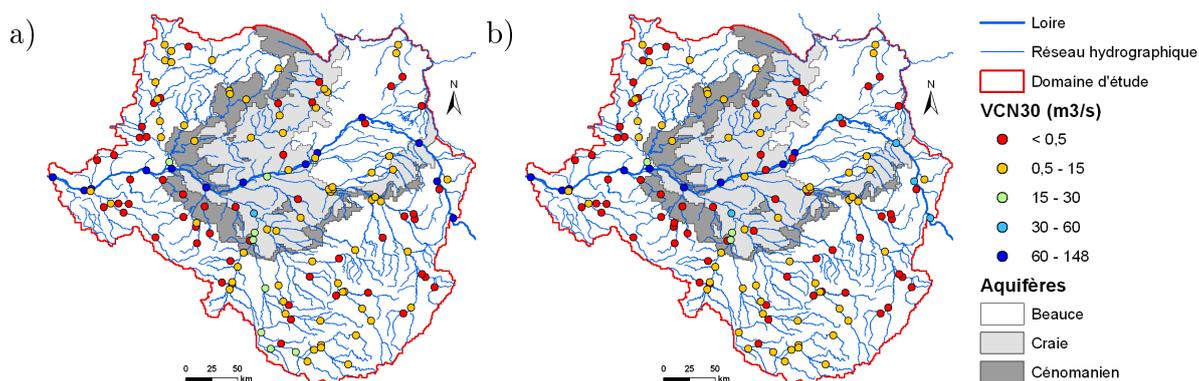


FIGURE 3.8 – Distribution des VCN30 calculés sur les données disponibles entre 1970 et 2010 : a) période de retour biennale ; b) période de retour quinquennale (d'après la Base HYDRO).

3.2.2.2 Débits de la Loire

L'objectif de la thèse est de simuler la contribution des principaux aquifères du bassin versant au débit d'étiage de la Loire. Les débits mesurés à Gien peuvent être supérieurs à ceux mesurés à Orléans pourtant situé en aval, comme en 2002 par exemple (Figure 3.9). Ces écarts peuvent résulter de la difficulté de mesurer les bas débits aux deux stations. Ils sont également cohérents avec les pertes karstiques mises en évidence entre ces deux villes. Des pompages en Loire ou dans la nappe alluviale peuvent par ailleurs expliquer cette diminution du débit d'amont en aval.

La mesure du débit à Blois est surprenante pour l'étiage 2006 car ce débit est beaucoup plus bas que les autres années, et même inférieur à celui mesuré à Gien. Il faudrait donc vérifier la validité de ces mesures qui sont pour le moment indiquées comme "provisoires" dans la base HYDRO. Ces valeurs ont néanmoins été conservées pour l'évaluation des performances du modèle (section 6.1.4.2, p. 68).

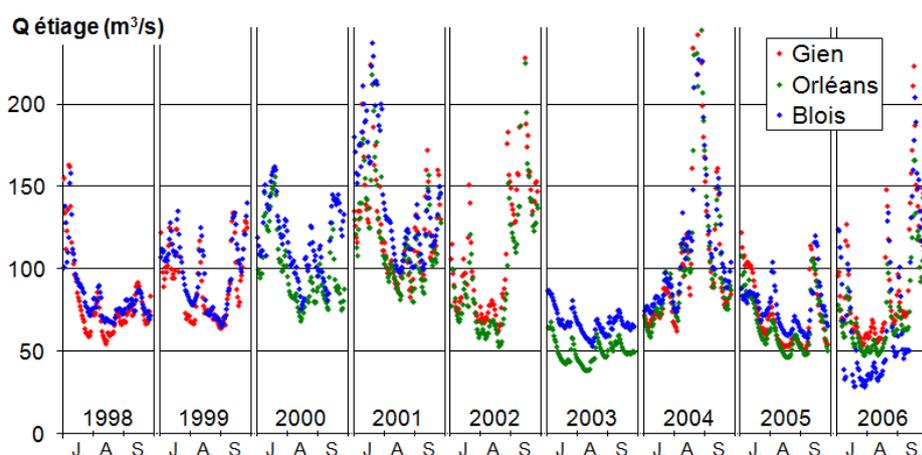


FIGURE 3.9 – Débits d'étiage de la Loire à Gien, Orléans et Blois : débits journaliers de juillet à septembre entre 1998 et 2006 (stations localisées en figure 3.5b).

3.3 Piézométrie

3.3.1 Chroniques piézométriques

La base ADES fournit les chroniques des niveaux piézométriques en 196 piézomètres captant les aquifères de Beauce, de la Craie ou du Cénomaniens (Figure 3.10a).

Les chroniques sont renseignées par des valeurs journalières de hauteur d'eau à pas de temps variables, allant du journalier au mensuel. Le nombre de piézomètres renseignés par des mesures par pas de temps est très variable selon la durée choisie pour le pas de temps (Figure 3.10b). Il y a une grande variabilité dans le nombre de mesures par jour. Pour calculer les critères d'évaluation des performances du modèle avec le maximum de valeurs, les chroniques de moyennes hebdomadaires seront utilisées.

Le nombre de valeurs de hauteur d'eau hebdomadaire varie par paliers selon le nombre de piézomètres installés (Figure 3.10c). Ainsi, seulement une dizaine de piézomètres en Beauce donnent des indications de hauteurs d'eau entre 1970 et 1974. À partir de 1975, une cinquantaine de piézomètres sont équipés. Il y a ensuite une forte augmentation du nombre de mesures disponibles à partir de 1994, et ce pour les trois aquifères considérés.

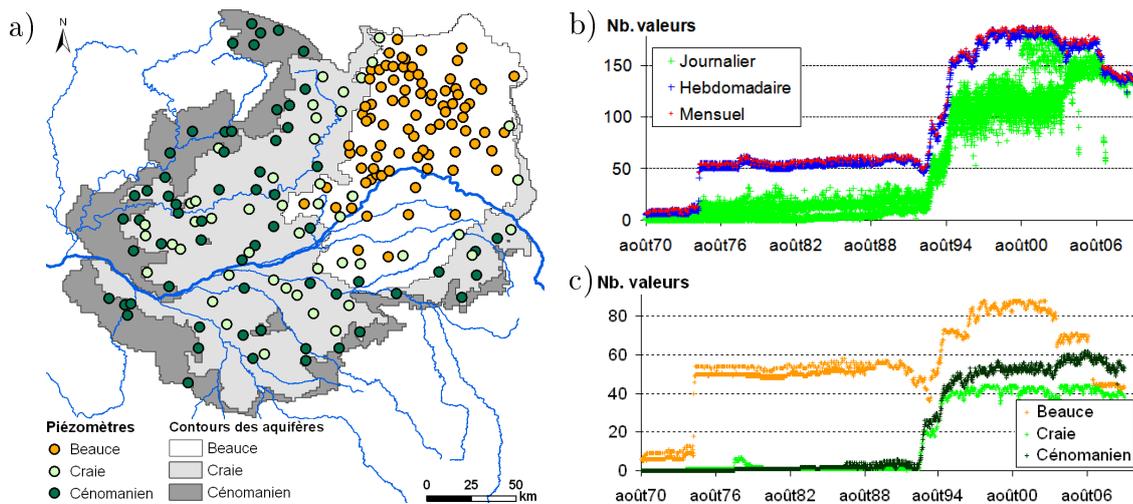


FIGURE 3.10 – Piézomètres disponibles : a) localisation par aquifère ; b) nombre d'observations piézométriques selon le pas de temps choisi (journalier, hebdomadaire ou mensuel) ; c) nombre d'observations piézométriques hebdomadaires par aquifère.

3.3.2 Cartes piézométriques de référence

Les cartes piézométriques sont essentielles pour comprendre les écoulements souterrains au sein des différents aquifères (Figure 3.11).

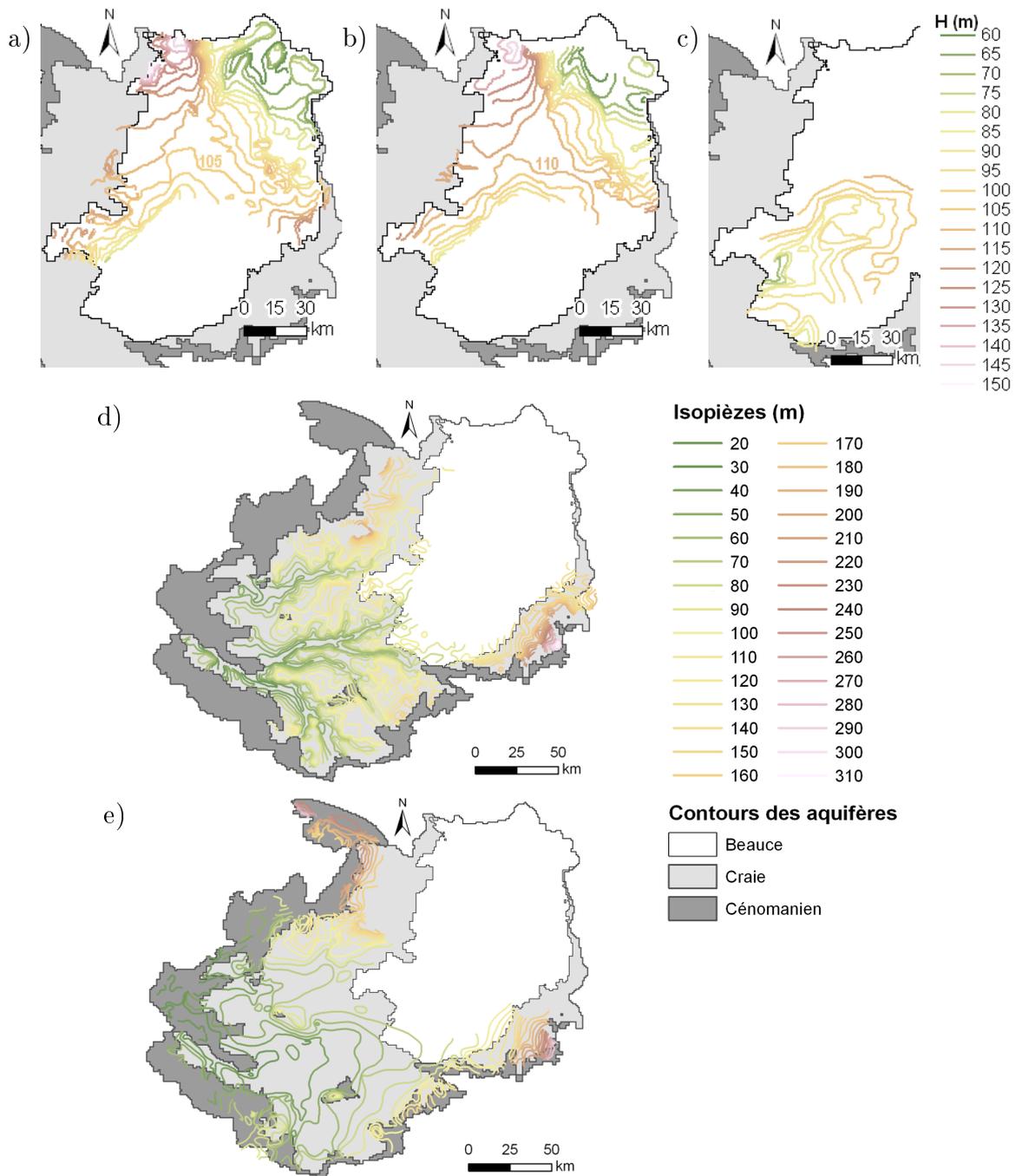


FIGURE 3.11 – Cartes piézométriques de référence :

a) Oligocène BE 1994 (BRGM, 1995b) ; b) Oligocène HE 2002 (Verley *et al.*, 2003) ; c) Beauce sous Sologne HE 2004 (Calligee, 2004) ; d) Craie BE 2008 (Martin *et al.*, 2009) ; e) Cénomaniens BE 1994 (BRGM, 1995a).

Pour la Beauce, plusieurs cartes piézométriques sont disponibles qui renseignent sur les situations de hautes eaux (HE) et basses eaux (BE) : HE 1986 (Martin, 1999), BE 1994 (BRGM, 1995b), HE 2002 (Verley *et al.*, 2003) pour la partie nord, et HE 2004 (Calligee, 2004) pour la Beauce sous Sologne. Il existe également une carte piézométrique établie sur des relevés effectués entre juillet 1966 et avril 1968 qui traite de l'ensemble de la Beauce (Caudron *et al.*, 1969). Pour la Craie, seule une carte de basses eaux établie en 2008 (Martin *et al.*, 2009) traite de la partie libre de l'aquifère de manière globale. Il existe cependant plusieurs études locales recensées par Martin *et al.* (2006a) en Eure-et-Loir (CGG, 2001), au sud-est et à l'ouest du système Beauce (Verley *et al.*, 2003), au sud de la Sologne (Calligee, 2004). Deux cartes piézométriques de basses eaux ont été établies pour l'aquifère du Cénomani en 1994 (BRGM, 1995a) et en 2003 (Sogreah, 2004).

Les cartes de hautes et basses eaux de Beauce nord mettent en évidence une variation temporelle de hauteur d'eau supérieure à 5 m en partie centrale de l'aquifère (Figures 3.11a et 3.11b). La nappe est drainée par la Seine au nord-est, la Loire au sud et l'Eure pour une petite partie nord-ouest. La carte de Beauce sous Sologne (Figure 3.11c) indique un écoulement vers l'ouest. Les isopièzes de la Craie (Figure 3.11d) sont très marquées par la présence des cours d'eau qui drainent la nappe : la Loire, le Loir au nord et le Cher, l'Indre et la Vienne au sud. Le Cénomani est captif sur une grande partie de son domaine et sa carte piézométrique est moins sensible aux cours d'eau de surface (Figure 3.11e). On peut noter un dôme piézométrique d'alimentation de la nappe dans la zone où la Craie est érodée et le Cénomani affleurant.

3.3.3 Typologie de piézomètres

3.3.3.1 Observation des chroniques

Les chroniques piézométriques mesurées font apparaître différents types de réponse piézométrique.

De nombreuses chroniques présentent des variations qui font apparaître une cyclicité sur plusieurs années (de l'ordre de 10 ans). Ce type de fonctionnement peut être relié à un fonctionnement de type nappe libre sous une épaisseur importante de zone non-saturée (Figure 3.12a) ou de type nappe captive non influencée par des prélèvements (Figure 3.12b).

D'autres chroniques sont caractérisées par une composante périodique annuelle forte qui peut être causée par différents processus. Ainsi, cette périodicité peut être due à la variabilité annuelle de la recharge pour un piézomètre libre sous une faible zone non-saturée (Figure 3.12c). Les prélèvements en nappe peuvent aussi être responsables de cette périodicité pour des nappes libres (Figure 3.12d) ou captives (Figure 3.12e).

Par ailleurs, un piézomètre proche d'un cours d'eau est caractérisé par un niveau moyen stable et des variations annuelles de faible amplitude de l'ordre du mètre (Figure 3.12f).

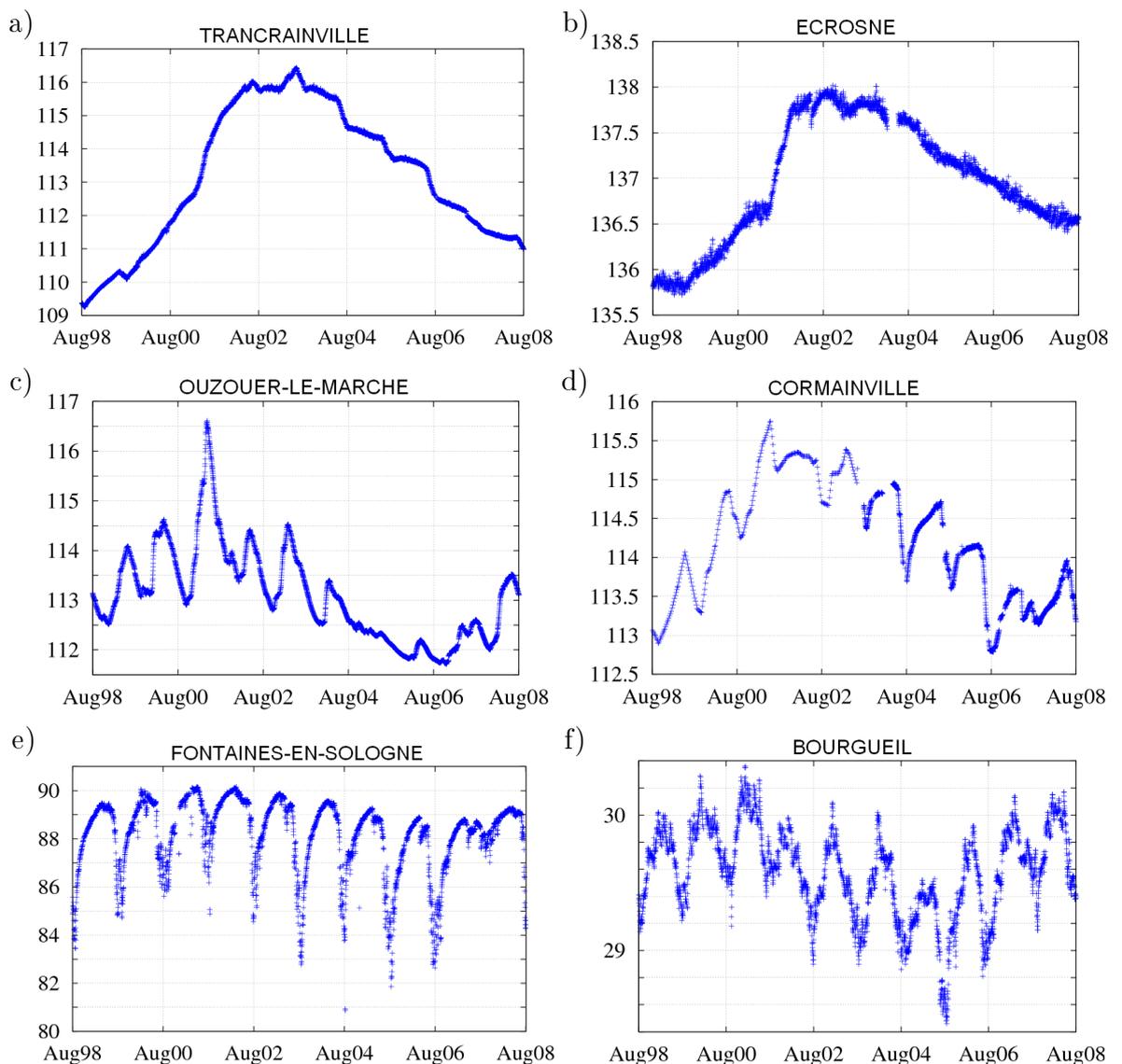


FIGURE 3.12 – Chroniques représentatives d’une typologie de piézomètres (en m) : a) libre sous une zone non-saturée importante (Trancrainville), b) captif non-influencé (Ecosne), c) libre proche de la surface (Ouzouer-le-Marché), d) libre et influencé par des prélèvements (Cormainville), e) captif et influencé par des prélèvements (Fontaine-en-Sologne), f) proche d’un cours d’eau (Bourgueil).

3.3.3.2 Classification

Pour mieux caractériser les données piézométriques disponibles, un traitement statistique des chroniques piézométriques a été mené afin de définir différentes typologies de fonctionnement. Ce traitement étudie s’inspire de la méthode développée par Baran *et al.* (2009) dans le cadre d’une étude du transfert des nitrates à l’échelle du bassin Loire-Bretagne.

Rappels statistiques

On note X_i la variable étudiée, ici une hauteur piézométrique. L'indice i indique qu'il s'agit d'une variable discrète, par exemple des valeurs journalières ou hebdomadaires. N caractérise le nombre de valeurs de la chronique. \bar{X} note la moyenne et σ_X l'écart type de la chronique des X_i .

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad \text{et} \quad \sigma_X = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \quad (3.1)$$

Le coefficient de corrélation ρ_{XY} évalue la co-fluctuation entre deux séries X_i et Y_i (Equation 3.2).

$$\rho_{XY} = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (3.2)$$

Le variogramme γ_X (Equation 3.3) et l'autocorrélation R_{XX} (Equation 3.4) permettent d'obtenir des informations sur la variabilité temporelle. Un pas de temps τ est défini pour pouvoir calculer ces graphes. Le variogramme et l'autocorrélation sont calculés pour $dt = j * \tau$, j variant de 1 au nombre couples de valeurs maximal moins 10, de manière à ce qu'une valeur soit calculée avec au minimum dix couples de points.

$$\gamma_X(dt) = \frac{1}{2 \text{Nb_couples}} \sum_{t=1}^{\text{Nb_couples}} (X(t-dt) - X(t))^2 \quad (3.3)$$

$$R_{XX}(dt) = \frac{\sum_{t=1}^{\text{Nb_couples}} (X(t-dt) - \bar{X})(X(t) - \bar{X})}{\text{Nb_couples} * \sigma_X^2} \quad (3.4)$$

Étude des fonctions d'autocorrélation

Dans l'étude menée par Baran *et al.* (2009) les variogrammes temporels (équation 3.3) ont été calculés pour chaque piézomètre et l'ajustement d'un modèle théorique a permis de déterminer les classes suivantes :

- forte dérive pluriannuelle,
- composante cyclique modérée avec dérive,
- composante cyclique de forte amplitude et faible dérive,
- composante cyclique d'amplitude moyenne et très faible dérive.

Cette méthode implique d'ajuster un modèle théorique à chaque variogramme expérimental.

Pour pouvoir traiter l'ensemble des données piézométriques de manière automatique, la méthode choisie utilise les fonctions d'autocorrélation (Equation 3.4). L'objectif est de mettre en évidence des périodicités éventuelles dans le signal d'un an ou d'une dizaine d'années. Les étapes de calcul pour chaque chronique sont les suivantes :

1. calcul de la fonction d'autocorrélation R_{XX} avec un pas de temps d'une semaine,
2. calcul du coefficient de corrélation (Equation 3.2) entre la fonction d'autocorrélation et une fonction cosinus de période 1 an et 10 ans : R_{1an} et R_{10ans} ,
3. attribution d'une "classe" selon la valeur de ce coefficient de corrélation.

Les classes sont initialement définies ainsi :

- **classe 1** : R_{1an} est supérieur à 0,7,
- **classe 2** : R_{10ans} est supérieur à 0,7,
- **classe 3** : $R_{10ans} > 0,5$ et $R_{10ans} > R_{1an}$,
- **classe 4** : $R_{1an} > 0,5$ et $R_{1an} > R_{10ans}$,
- **classe 0** : autres (moins de 100 mesures ou $R_{1an} < 0,5$ et $R_{10ans} < 0,5$).

Typologie

Le tri obtenu est ensuite affiné manuellement pour définir 6 typologies de réponse piézométrique (Figure 3.13a) :

1. libre non influencé,
2. libre influencé par des prélèvements,
3. sous couverture (zone non-saturée épaisse ou piézomètre captif),
4. captif influencé,
5. proche rivière,
6. autre.

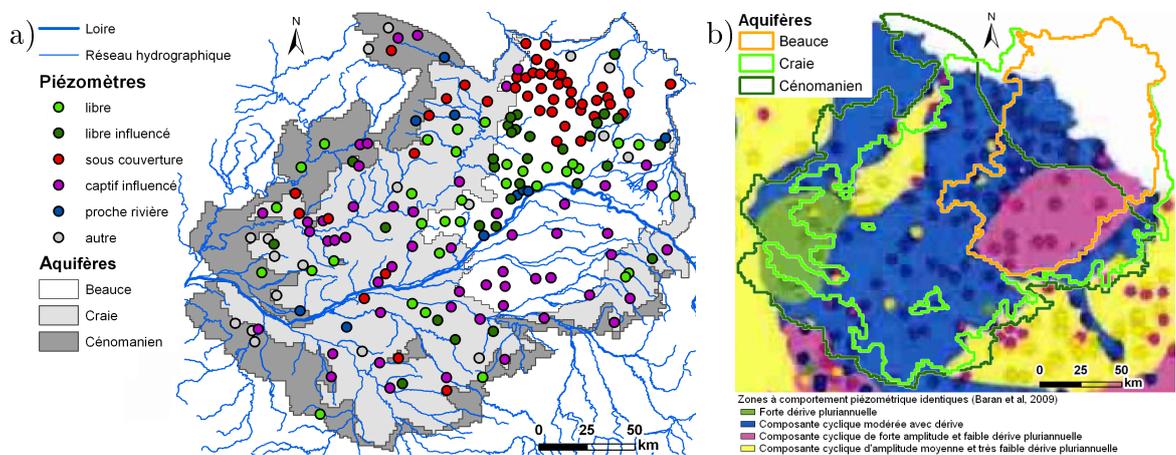


FIGURE 3.13 – Typologie des piézomètres : a) typologie déterminée à partir de l'autocorrélation, b) classes déterminées par Baran *et al.* (2009).

Ainsi, une classe est affectée à chaque piézomètre ce qui permet de visualiser la distribution des catégories sur le domaine d'étude (Figure 3.13a). Pour certains piézomètres, l'attribution du type de réponse à une classe particulière peut être discutable, notamment par exemple pour les piézomètres de type libre peu influencé, qui peuvent être classés en typologie "libre" ou "libre influencé". Cette classification permet néanmoins de pouvoir comptabiliser les types de piézomètres par aquifère (Tableau 3.3). Les six piézomètres renseignant l'aquifère de Beauce sous Sologne sont tous dans la

typologie "captif influencé" ce qui rendra l'ajustement du modèle délicat dans cette zone. De même 35 piézomètres sur 64 sont de cette typologie pour le Cénomaniens.

	Beauce nord	Beauce sous Sologne	Craie	Cénomaniens
Libre	12	0	13	9
Libre influencé	22	0	7	1
Sous couverture	33	0	7	8
Captif influencé	3	6	12	35
Proche rivière	3	0	4	3
Autre	5	0	5	8
TOTAL	78	6	48	64

TABLE 3.3 – Typologie de piézomètres par aquifère.

Les classes obtenues sont proches de celles définies par Baran *et al.* (2009) pour ce qui concerne les piézométries à composante cyclique de forte amplitude et très faible dérive pluriannuelle qui correspondent à la typologie "captif influencé", en Sologne par exemple (Figure 3.13b).

Cette typologie sera utilisée pour présenter les performances du modèle.

3.4 Conclusion

L'analyse des données spatialisées a permis de préciser les volumes et la distribution des prélèvements sur le bassin avec 54 % de prélèvements réalisés en nappe profonde, soit $630 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ en moyenne entre 1998 et 2006. Des chroniques de débits et de piézométrie sont disponibles en 158 stations hydrométriques et 196 piézomètres pour l'ajustement du modèle. Une typologie de piézomètres a été établie.

Deuxième partie

Conceptualisation du modèle couplé

Chapitre 4

Outils de modélisation

Ce chapitre justifie le choix d'employer un modèle distribué pour cette étude et présente les modules couplés dans la plateforme de modélisation Eau-Dyssée.

4.1 Choix conceptuels

Depuis plusieurs dizaines d'années, les hydrosystèmes sont étudiés au moyen de modèles très nombreux et divers : empiriques ou conceptuels, à base physique ou stochastiques (Loague et VanderKwaak, 2004). Le but de cette section est de rappeler les principaux types de modèles et ce qui les distingue, sans entrer dans une classification très précise qui a déjà fait l'objet de nombreuses revues bibliographiques (de Marsily, 1994; Ambroise, 1999; Gomez, 2002; Flipo, 2005; Beckers et Degré, 2011). Ainsi, Ambroise (1999) distingue cinq classes de modèles :

1. **les modèles empiriques globaux** qui visent à caractériser globalement les relations pluies-débits par des traitements déterministes ou stochastiques de chroniques observées,
2. **les modèles conceptuels globaux** qui décrivent le bassin comme un assemblage de réservoirs interconnectés caractérisés par des lois de vidanges,
3. **les modèles conceptuels semi-spatialisés** qui découpent un bassin en unités spatiales homogènes, chacune étant représentée par des réservoirs interconnectés,
4. **les modèles physiques spatialisés** qui représentent les processus de manière phénoménologique en s'appuyant sur des relations d'état, des relations de conservation et des relations dynamiques,
5. **les modèles physico-conceptuels semi-spatialisés** qui combinent modèles à base physique et découpage de l'espace en unités homogènes.

L'objectif de notre étude est de s'intéresser aux apports des nappes le long du cours de la Loire, ce qui implique d'utiliser un modèle distribué pour simuler les écoulements souterrains. En outre, l'estimation des apports nécessite de faire intervenir des relations d'état et de conservation de la masse ce qui justifie le choix d'un modèle à base physique. Les écoulements de surface sont, quant à eux, représentés au moyen d'un modèle conceptuel semi-spatialisé. Ces remarques conduisent au choix d'utiliser

la plateforme de modélisation Eau-Dyssée pour simuler les écoulements superficiels et souterrains du domaine d'étude.

Depuis le début des années 1970, de très nombreux modèles ont été utilisés pour étudier différents types d'hydrosystèmes. Ces modèles peuvent être soit empirique/conceptuel et/ou stochastique/basé sur une représentation à base physique des processus. Finalement Loague et VanderKwaak (2004) estiment que le nombre de modèles développés dépasse facilement le millier.

Les premiers modèles distribués basés sur des processus physiques de bassins sédimentaires ont été développés au cours de années 70 et 80 en utilisant un schéma numérique aux différences finies (e.g. Abbott *et al.* (1986a,b); de Marsily *et al.* (1978); Deschesnes *et al.* (1985); Girard *et al.* (1980); Ledoux *et al.* (1989)). Pour ce type d'approche, l'hydrosystème est divisé en compartiments qui échangent au travers d'interfaces. En première hypothèse la simulation des interfaces surface/subsurface, principalement le sol et l'interface nappe-rivière, a été pensée analogue à un modèle résistif pour lequel l'interface elle-même a une valeur de conductivité. Plus récemment (depuis la fin des années 90) de nouvelles approches ont été développées. Leur principale innovation est de coupler les processus de surface et de subsurface en s'appuyant sur la continuité du champ de pression de l'eau entre les deux compartiments (Ebel et Loague, 2006; Goderniaux *et al.*, 2009; Kollet et Maxwell, 2006; Li *et al.*, 2008; Mirus *et al.*, 2007, 2009; Panday et Huyakorn, 2004; VanderKwaak et Loague, 2001; Weill *et al.*, 2009).

Cette approche est beaucoup plus coûteuse en temps de calcul car elle requiert, entre autres, un calcul de convergence numérique entre la pression de subsurface et celle de surface. De ce fait, l'utilisation de tels modèles n'est pas encore adaptée à la simulation de grands bassins sédimentaires d'une superficie supérieure à 10 000 km² pour de longues périodes temporelles (quelques décennies).

Les modèles distribués ont l'avantage de s'appuyer sur des équations représentatives de la physique du milieu. Ils nécessitent cependant un jeu de données conséquent de manière à caler au mieux les paramètres. De plus, la résolution du maillage génère des temps de calculs importants. Ces contraintes limitent dans bien des cas les applications à des modèles de faible étendue ou sur des périodes temporelles plus courtes. Ainsi que le soulignent Loague et VanderKwaak (2004), le manque de données demeure un problème majeur pour des simulations à base physique. Dans le cas de la Loire, nous disposons d'un ensemble de données très fourni en termes de forçages du modèle (précipitations, évapotranspirations potentielles, prélèvements) et de données de calage et validation (chroniques de débits et de hauteurs d'eau, cartes piézométriques).

Par ailleurs, une autre difficulté liée aux modèles distribués peut se résumer dans le concept de l'équifinalité (Beven, 1989) où différents jeux de paramètres conduisent à des solutions équiprobables. Ceci se produit dans le cas où des processus différents conduisent à un effet similaire (Ebel et Loague, 2006). Beven (2006) ajoute qu'il n'est pas possible dans un cas d'étude réel de séparer clairement les différentes sources d'incertitudes du modèle. Il sera important de garder à l'esprit ces limites du modèle distribué lors de la mise en place et de l'utilisation du modèle Loire.

4.2 Modèle Eau-Dyssée

Le code Eau-Dyssée est une plateforme de modélisation des hydrosystèmes qui permet de coupler des modules spécifiques pour modéliser le cycle de l'eau dans un bassin. Eau-Dyssée est une nouvelle version du code MODCOU qui a été utilisé de multiples fois pour modéliser les écoulements de surface et souterrains dans des bassins de tailles variées : les bassins de la Haute-Lys et du Caramy (Ledoux (1980), 350 et 204 km²), une partie du bassin aquitain (Boukerma (1987), 14 500 km²), le bassin du Rhône (Golaz-Cavazzi (1999), 26 500 km²), le bassin de la Seine (Gomez *et al.* (2003), 95 500 km²), le bassin de la Somme (Korkmaz *et al.* (2009), 8 200 km²). Ce modèle est aussi en cours d'application sur la nappe alluviale du Rhin (Thierion *et al.* (2010), 4 655 km²).

L'hydrosystème est divisé en trois compartiments principaux : la surface, la zone non-saturée et la zone saturée. Cinq processus sont associés à ces compartiments : le bilan hydrique de surface, qui répartit les précipitations en évaporation, infiltration et ruissellement, et les écoulements sur les versants, en rivière, à travers la zone non-saturée et souterrains. Chacun de ces processus est modélisé par un module qui peut être activé séparément dans le code (Figure 4.1).

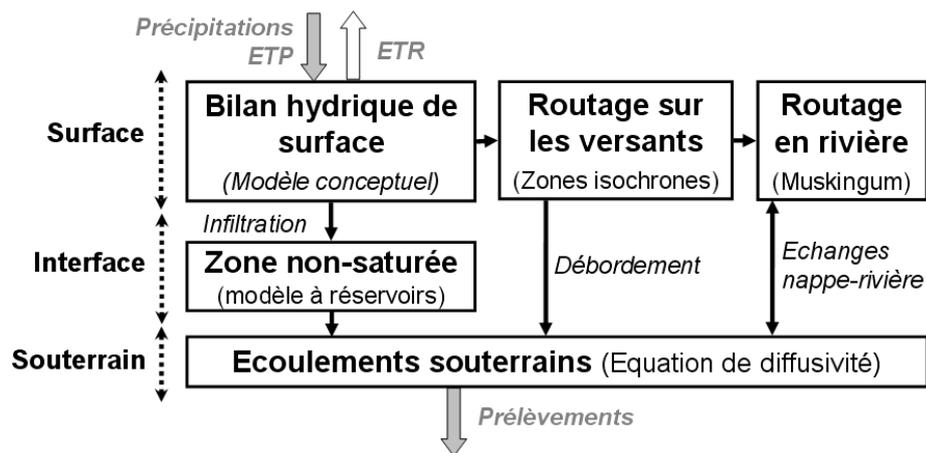


FIGURE 4.1 – Modules couplés dans le modèle Eau-Dyssée

4.2.1 Module de bilan hydrique de surface

Le module FP (pour Fonction Production) répartit les précipitations en évapotranspiration réelle (ETR), infiltration et ruissellement sur chaque unité de calcul du bilan hydrique.

La figure 4.2 présente le principe d'une fonction production et les formules employées. Pour une unité de calcul considérée, la lame d'eau disponible pour le modèle (EAU [mm]) est calculée à chaque pas de temps en fonction de la lame d'eau précipitée P [mm] et de l'état du stock en eau R [mm] par rapport aux niveaux minimal et moyen du réservoir sol (DCRT et CRT [mm]). L'évapotranspiration réelle (ETR [mm]) est ensuite prélevée dans la réserve restante à hauteur de l'évapotranspiration potentielle (ETP [mm]).

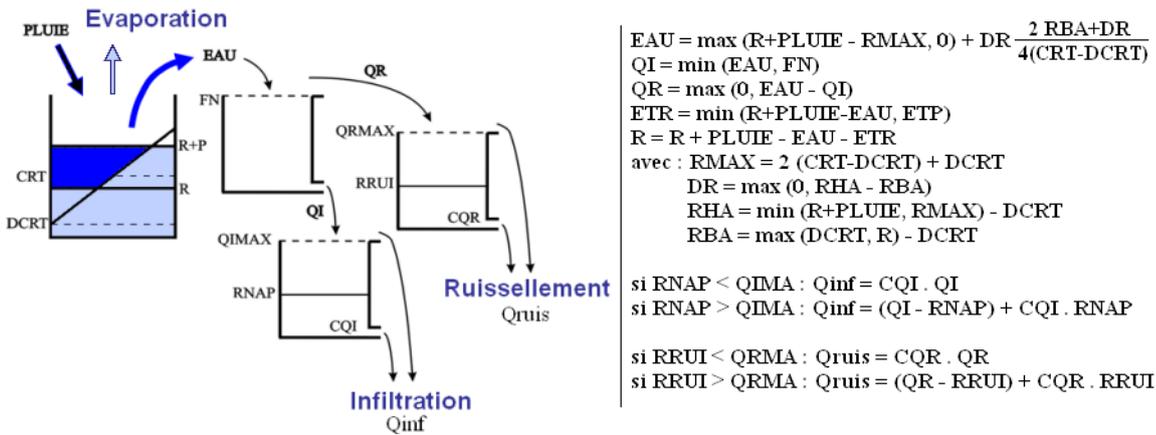


FIGURE 4.2 – Schématisation d'une fonction production, d'après Ledoux (1980). La quantité EAU est calculée comme l'aire de la zone en bleu sur le schéma. Les variables RMAX, RHA, RBA et DR permettent de calculer EAU suivant la position relative de R et R+P par rapport à DCRT et CRT).

La répartition de la lame d'eau journalière disponible entre ruissellement et infiltration est ensuite simulée à l'aide d'un modèle à trois réservoirs. Le premier réservoir a pour tâche de répartir l'eau disponible en une lame ruisselée QR [mm] et une lame infiltrée QI [mm] en fonction d'un seuil d'infiltration FN [mm]. Deux autres réservoirs de transfert retardent encore l'infiltration et le ruissellement par un mécanisme de vidange exponentielle (coefficients de vidange respectifs CQI et CQR [jr^{-1}]). RRUI et RNAP caractérisent à un instant t le niveau d'eau [mm] dans chacun de ces réservoirs. Le flux d'eau sortant du réservoir simulant l'infiltration est introduit directement dans la zone non saturée où il va être routé par le module NONSAT. Le flux d'eau sortant du réservoir simulant le ruissellement est routé par le module ISOCHRONE.

Les unités de calcul du bilan hydrique sont définies selon l'occupation des sols, la géologie et la maille météo considérée. Ce découpage sera abordé dans la section 5.1.2 (p. 51).

4.2.2 Module de routage sur les versants

Le transfert des lames d'eau ruisselées au niveau d'une unité de calcul du bilan hydrique vers une maille rivière est effectué par le module ISOCHRONE (Ledoux, 1980). Ce calcul implique la discrétisation du domaine en zones isochrones qui rassemblent les mailles présentant une durée de trajet identique jusqu'à leur maille rivière exutoire. Par exemple, la zone isochrone 1 correspond aux mailles dont l'eau ruisselée est routée vers la maille rivière exutoire pendant le pas de temps courant.

En considérant une maille rivière i , le volume d'eau apporté à cette maille au pas de temps t se calcule par la somme sur les n zones isochrones du volume d'eau ruisselé dans chacune des zones isochrones k avec un retard correspondant à la durée de la zone isochrone (Equation 4.1). $Q_{ruis}_k^t$ correspond au volume d'eau ruisselé dans la zone isochrone k au pas de temps t .

$$Q_i^t = \sum_{k=1}^n Q_{ruis_k} t^{-(k-1)} \quad (4.1)$$

La mise en place de ces zones isochrones implique différentes étapes qui seront précisées lors de la mise en place du modèle (section 5.1.3, p. 54) :

1. calcul d'un indice de transfert $I_{tr}(i)$ pour chaque maille i du maillage de surface en se basant sur les pentes du modèle de terrain,
2. estimation d'un temps de concentration global du bassin,
3. détermination des zones isochrones.

4.2.3 Module de routage en rivière

Les volumes d'eau transmis aux mailles rivières sont ensuite routés par le module RAPID (David *et al.*, 2011). Le calcul du routage en rivière est basé sur la méthode de Muskingum (Equation 4.2) où $V(t)$ [m³] est le volume d'eau contenu dans une maille rivière au pas de temps t , $Q_{in}(t)$ et $Q_{out}(t)$ [m³.s⁻¹] sont les débits d'entrée et de sortie de la maille rivière, k [s] est un temps de transfert entre deux mailles rivière consécutives et α [-] est un paramètre de pondération compris entre 0 et 1.

$$V(t) = k [\alpha Q_{in}(t) + (1 - \alpha) Q_{out}(t)] \quad (4.2)$$

La détermination des paramètres k et α est abordée section 5.1.4 (page 55).

4.2.4 Module de transfert en zone non-saturée

Dans le cas où un aquifère est simulé, l'infiltration calculée par le module de surface est transférée à l'aquifère à travers la zone non-saturée par le module NONSAT (Ledoux, 1980). Étant donné la difficulté de recueillir des informations à l'échelle régionale, sur la répartition verticale de la perméabilité de la zone non saturée, une modélisation conceptuelle à réservoirs est mise en œuvre pour représenter cette zone.

Des études portant sur la relation à l'échelle régionale (Besbes, 1978) entre l'infiltration dans le sol et l'alimentation des nappes ont montré que la fonction de transfert dans la zone non saturée pouvait être assimilée à un modèle à réservoirs en cascade de Nash (figure 4.3). Il s'agit d'une cascade de réservoirs à vidange exponentielle. Ce modèle dépend de deux paramètres :

1. le nombre n de réservoirs qui reflète l'épaisseur de la zone non saturée ;
2. la constante de temps de vidange, τ [jr], qui caractérise la vitesse de percolation verticale de l'eau.

Dans le module NONSAT, la lame d'eau transmise au réservoir $i + 1$ par le réservoir i au pas de temps j , Q_i^j [mm], est calculée en fonction de V_i [mm], la lame d'eau contenue dans le réservoir i , et de dt [jr], durée du pas de temps de calcul

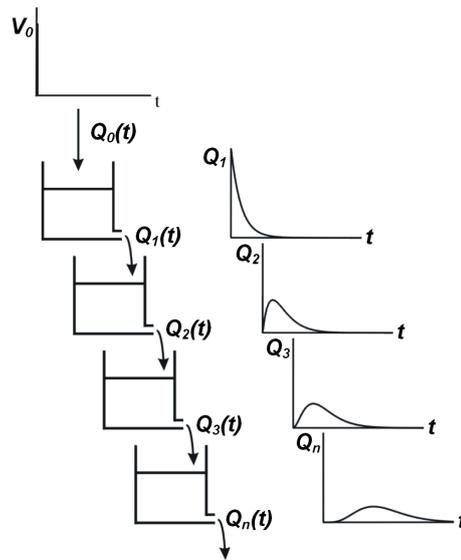


FIGURE 4.3 – Principe du modèle à réservoirs en cascade de Nash : propagation d’une lame d’eau V_0 (Ledoux, 1980).

(Équation 4.3). Le processus se poursuit de proche en proche jusqu’à épuisement du nombre de réservoirs.

$$Q_i^j = V_i \cdot (1 - e^{-dt/\tau}) \quad (4.3)$$

Ainsi, le débit à l’instant t , à la sortie du n^{ieme} réservoir, $Q_n(t)$ [$\text{mm} \cdot \text{jr}^{-1}$], résultant d’une recharge d’amplitude V_0 [mm] appliquée au premier réservoir à l’instant t' (inférieur à t), s’exprime par la formule :

$$Q_n(t) = \frac{V_0(t')}{\tau \times (n-1)!} \times e^{-(t-t')/\tau} \times \left(\frac{t-t'}{\tau}\right)^{n-1} \quad (4.4)$$

Cette formulation ne prend pas en compte les potentiels débordements de réservoirs.

NONSAT permet donc la prise en compte du retard induit par la zone non-saturée lors du transfert des lames infiltrées vers la nappe.

4.2.5 Module des écoulements en aquifères

Le modèle SAM a été conçu et mis au point au Centre d’Informatique Géologique de l’École des Mines de Paris pour simuler numériquement, par la méthode des différences finies, les transports d’eau et de masse dans les aquifères multicouches à l’échelle régionale (Ledoux, 1975; Levassor et Ledoux, 1996).

La simulation des écoulements d’eau est basée sur l’intégration numérique de l’équation de diffusivité régissant les écoulements en milieu poreux. La schématisation multicouches adoptée distingue des niveaux dits aquifères, sub-horizontaux, sièges d’écoulements en nappe, et des niveaux dits semi-perméables, qui séparent les

aquifères, et où les circulations sont faibles. Même si les vitesses d'écoulement y sont faibles, les semi-perméables peuvent assurer des transferts verticaux notables entre les aquifères à l'échelle régionale. Le modèle de transfert souterrain considère que, les écoulements sont bidimensionnels horizontaux dans les aquifères, et monodimensionnels verticaux dans les semi-perméables. L'équation de diffusivité formalise ces phénomènes :

$$\operatorname{div}(\vec{T} \overrightarrow{\operatorname{grad} h}) = S \frac{\partial h}{\partial t} + q + q_{sup} + q_{inf} \quad (4.5)$$

où h est la charge hydraulique [m], \vec{T} le tenseur de transmissivité [m^2/s], S le coefficient d'emmagasinement [-], q : débit prélevé ou injecté par unité de surface [m/s] et q_{sup} et q_{inf} : débits échangés à travers les semi-perméables supérieur et inférieur [m/s]. Ces débits échangés sont définis par :

$$q_{sup} = \frac{K_{sup}}{l_{sup}}(h - h_{sup}) \quad \text{et} \quad q_{inf} = \frac{K_{inf}}{l_{inf}}(h - h_{inf}) \quad (4.6)$$

où K et l sont respectivement la perméabilité verticale [m/s] et l'épaisseur [m] du semi-perméable considéré. Le rapport K/l est appelé drainance [s^{-1}].

L'équation de diffusivité est résolue numériquement suivant la méthode des différences finies. La discrétisation des équations a pour objectif de remplacer le problème de la recherche d'une fonction continue, charge hydraulique $h(x, y, t)$, par celui de la recherche d'un nombre fini de fonctions du temps H_i représentant la valeur moyenne de la charge sur chacune des mailles. Dans le cas multicouches, l'application de la méthode des différences finies, en formulation implicite, conduit à l'équation suivante, valable pour chaque maille i :

$$\sum_{j=1}^{n_h} T_{ij}(H_j^t - H_i^t) + \sum_{j=1}^{n_v} T_{ij}(H_j^t - H_i^t) = a_i^2 S_i \frac{dH_i}{dt} \Big|_t + q_i^t \quad (4.7)$$

où a_i [m^2] est la surface de la maille i , S_i [-] le coefficient d'emmagasinement de la maille i , n_h le nombre de mailles voisines horizontalement en relation avec la maille i , n_v le nombre de mailles voisines verticalement en relation avec la maille i , et T_{ij} [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$] la transmissivité de passage définie par la moyenne harmonique des transmissivités des mailles i et j .

Si la maille i est en relation avec une rivière, un terme de transfert supplémentaire (Figure 4.4, situation 1), $Tp_i(H_0^t - H_i^t)$, apparaît dans le membre droit de cette équation. Tp_i [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$] est un coefficient de transfert nappe-rivière qui reflète l'état de colmatage du lit de la rivière. H_0 [m] est la cote de la rivière.

A chaque pas de temps, la résolution de ces équations par une méthode implicite (méthode itérative de Gauss-Seidel) fournit la charge hydraulique en tout point du domaine souterrain.

4.2.6 Échanges nappe-surface

Les échanges entre les nappes et les eaux de surface interviennent à deux niveaux :

- mailles souterraines connectées à une maille de surface sus-jacente par débordement de la nappe si la cote de l'aquifère est supérieure à la cote topographique,
- mailles rivière par la prise en compte des échanges nappe-rivière.

Selon l'état hydraulique du système, deux situations d'échanges entre les nappes et les rivières sont possibles (figure 4.4).

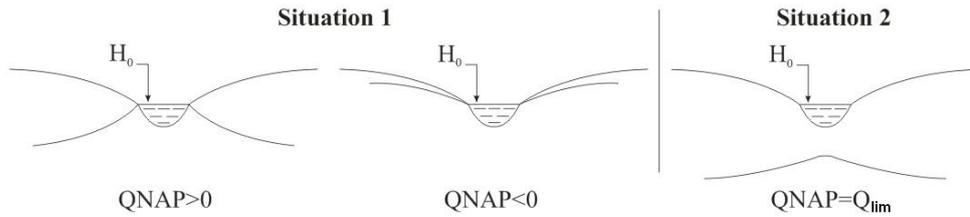


FIGURE 4.4 – Schématisation de la relation nappe-rivière (Ledoux, 1980).

Situation 1 : La rivière et la nappe sont connectées hydrauliquement, la rivière impose son niveau à la nappe compte tenu d'une perte de charge à travers son lit. Le sens de circulation de l'eau peut éventuellement varier au cours du temps. Le débit échangé Q_{nap} [$m^3.s^{-1}$] est égal à :

$$Q_{nap} = Tp(H - H_0) \quad (4.8)$$

où H représente le niveau piézométrique de la nappe [m], H_0 la cote de la rivière [m] et Tp le coefficient de transfert régulant la perte de charge entre la nappe et la rivière [$m^2.s^{-1}$]. Dans le cas d'une infiltration de la rivière vers la nappe, il est nécessaire de prendre en compte le volume d'eau disponible en rivière.

Situation 2 : La rivière et la nappe sont connectées par la présence d'une zone non-saturée. Dans ce cas le transfert s'effectue dans le sens de la rivière vers la nappe avec un débit d'échange limité par un débit limite Q_{lim} ($[m^3.s^{-1}]$, valeur négative) :

$$Q_{nap} = \max(Tp(H - H_0), Q_{lim}) \quad (4.9)$$

4.3 Conclusion

La plateforme de modélisation Eau-Dyssée a été choisie pour simuler les apports des nappes le long du cours de la Loire. Ce choix de modèle donne une plus grande importance à la modélisation des écoulements souterrains en utilisant une équation basée sur la physique qu'aux écoulements de surface qui sont contraints par un modèle conceptuel semi-spatialisé (fonctions de production).

Cinq modules de la plateforme Eau-Dyssée sont utilisés pour modéliser le fonctionnement couplé des écoulements superficiels et souterrains de la Loire moyenne : calcul du bilan hydrique en surface, routage de l'eau sur les versants, routage de l'eau en rivière, transfert en zone non-saturée et écoulements souterrains.

Chapitre 5

Construction du modèle

L'objectif du chapitre est prendre en compte les différents types de données présentées dans la partie I pour mettre en place une structure de modélisation permettant de décrire le fonctionnement hydrologique du bassin de la Loire, et plus particulièrement l'hydrogéologie de la Loire moyenne. Pour cela, le domaine d'étude est découpé en maillages adaptés à chaque module : maillage de surface et réseau de drainage, cellules production et mailles météo pour calculer le bilan hydrique, mailles rivières, maillage de la zone non-saturée et mailles souterraines. Les données disponibles sont exploitées de manière à renseigner complètement les paramètres correspondant à cette conceptualisation du domaine.

5.1 Surface

5.1.1 Réseau de drainage et maillage de surface

5.1.1.1 Calcul du réseau de drainage

Le réseau de drainage est obtenu à partir du traitement d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) par le logiciel HydroDEM développé au CEMAGREF de Lyon (Leblois, 2008). Le MNT utilisé est celui de l'USGS ré-échantillonné au pas kilométrique. Le schéma de drainage est déterminé à partir des différences d'altitudes entre une cellule donnée et les quatre cellules qui lui sont adjacentes. Les mailles drainant une surface supérieure à 50 km² sont définies comme "mailles rivière" et constituent le réseau hydrographique du modèle. Le réseau de drainage a pour exutoire principal la Loire à Saint-Nazaire. Des exutoires secondaires ont par ailleurs été définis pour prendre en compte la partie du domaine drainée par la Seine et ses affluents.

5.1.1.2 Vérification des surfaces drainées

La superposition du réseau obtenu avec le réseau hydrographique réel (BD CARTHAGE, voir p. 10) permet de corriger localement le schéma de drainage. Afin de s'assurer de la validité du schéma de drainage obtenu, les surfaces drainées calculées par HydroDEM sont comparées à celles indiquées dans la base HYDRO pour chaque station hydrométrique (Figure 5.1).

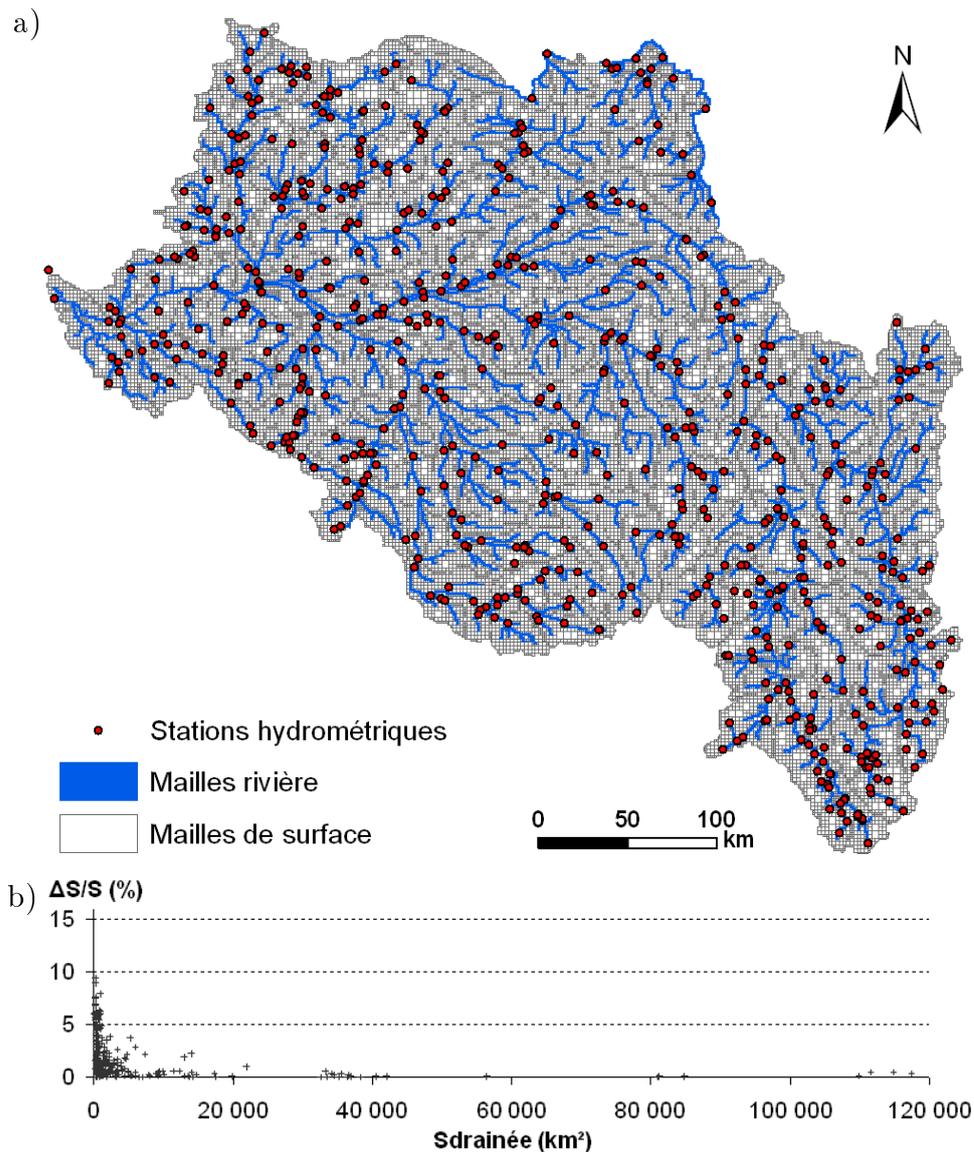


FIGURE 5.1 – a) Maillage de surface et localisation des stations hydrométriques utilisées pour valider les surfaces drainées calculées par HydroDEM. b) Erreur relative sur les surfaces drainées aux stations : comparaison entre les surfaces calculées par HydroDEM et celles de la base HYDRO.

Les erreurs relatives sur le calcul de la surface drainée sont inférieures à 10 % de la surface drainée par la station pour toutes les stations drainant plus de 250 km² et à 5 % pour celles drainant plus de 1000 km² (Figure 5.1b). Cela permet de valider le schéma de drainage de la surface utilisé dans le modèle.

5.1.1.3 Maillage de surface

Le traitement des sorties d'HydroDEM par le programme SIGMOD (Golaz-Cavazzi, 1999) permet d'obtenir un maillage de surface constitué de mailles carrées emboîtées qui respecte les règles suivantes :

1. les mailles rivière conservent leur taille initiale (1 km de côté),
2. les autres mailles peuvent être regroupées jusqu'à 3 fois (de 1 à 8 km de côté),
3. deux mailles en contact ont soit la même taille soit des côtés de rapport 2,
4. les mailles regroupées appartiennent au même sous-bassin.

Le maillage ainsi obtenu (Figure 5.1a) contient 63 234 mailles dont 44 757 de 1 km², 18 080 mailles de 4 km², 397 mailles de 16 km² et pas de mailles de 64 km². Le réseau hydrographique est constitué de 16 141 mailles rivière de 1 km².

5.1.2 Unités de calcul du bilan hydrique

Le modèle de surface a pour premier objectif de calculer la pluie efficace, en séparant le flux d'eau disponible aux écoulements (surface et souterrain) du flux d'eau perdu par évapotranspiration. Ce modèle fonctionne au moyen de fonctions production dont le principe de fonctionnement est expliqué section 4.2.1 (p. 43). Une unité de calcul de bilan hydrique est définie par deux découpages de l'espace :

- les cellules production,
- le maillage météo SAFRAN.

La maille météo permet de fournir au modèle les données de précipitations et évapotranspirations potentielles. Cette section vise à préciser la méthode de définition des cellules production.

5.1.2.1 Croisement occupation des sols - géologie

Une cellule production (Flipo, 2005; Flipo *et al.*, 2007) correspond au croisement entre les données spatialisées d'occupation du sol et de classe de sol. Elle est déterminée par le croisement de deux bases de données géoréférencées :

1. la base de données CORINE Land Cover pour l'occupation des sols (présentée au paragraphe 2.1, page 7),
2. la base de données géographique des sols de France au 1 :1 000 000 de l'INRA (King *et al.*, 1995) pour le type de matériaux parentaux sur lequel s'est développé le sol.

Du croisement de ces deux couches sont issues 89 cellules production (Figure 5.2) qui utilisent 21 fonctions production présentées au tableau 5.1.

La distinction entre fonction production et cellule production provient de la structure de la base de données Sols de l'INRA. En effet, la distribution spatiale est décrite selon des unités de cartographie du sol (SMU : Soil Mapping Unit), auxquelles sont attribuées des pourcentages de typologie de sol (STU : Soil Typological Unit). Ainsi, une fonction production est définie par une seule occupation des sols et une seule typologie de sol, par exemple "territoire agricole sur substrat argileux", mais n'est pas directement spatialisée. Une cellule production est spatialisée et le bilan de surface y est calculé par une combinaison d'une ou plusieurs fonctions production.

Les typologies de sols sont renseignées au moyen des matériaux parentaux principaux définis par des critères lithologiques. Neuf matériaux parentaux sont utilisés :

alluvions, calcaires, argiles, sables, limons, matériaux détritiques, matériaux cristallins, matériaux issus du volcanisme et autres matériaux. Cinq occupations des sols sont caractérisées : surfaces artificialisées, territoires agricoles, forêts et milieux semi-naturels, surfaces en eau et zones humides.

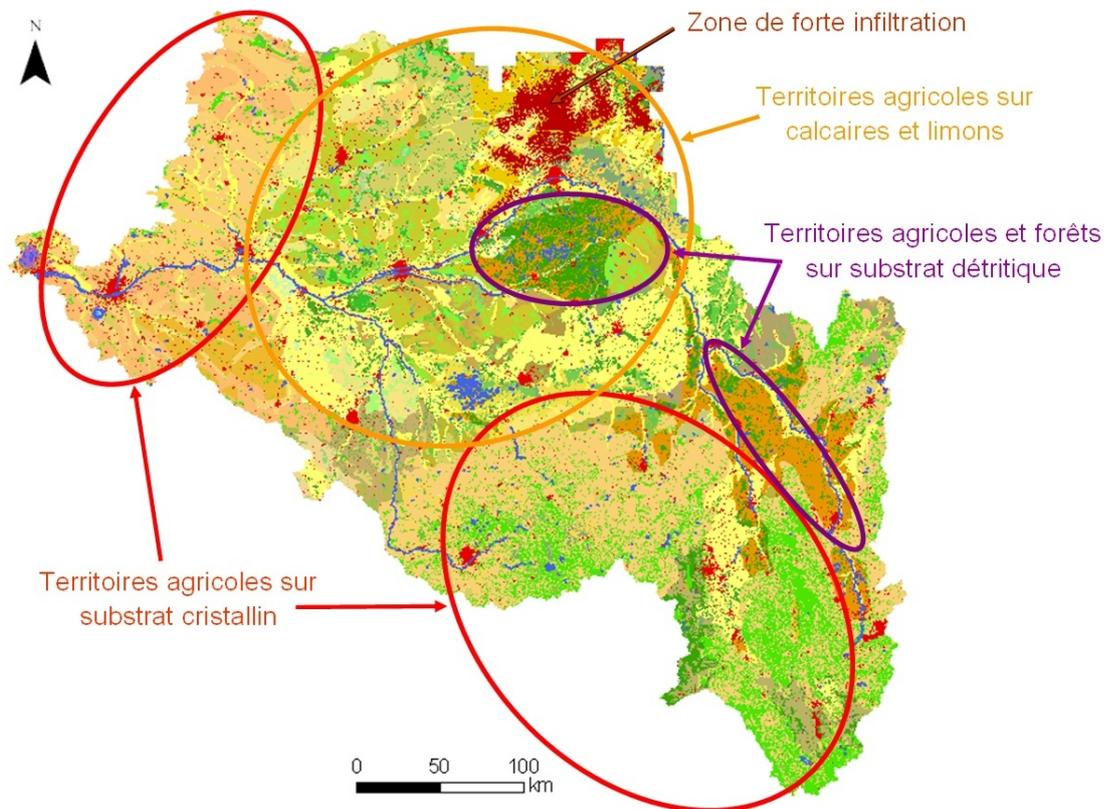


FIGURE 5.2 – Répartition des cellules production sur le bassin, les zones indiquées correspondent aux fonctions production majoritaires.

Trois fonctions production sont majoritaires dans le bassin et représentent 50 % de sa surface (Tableau 5.1). Ces fonctions production sont toutes trois définies par une occupation des sols en territoires agricoles avec différents substrats : cristallin (26,0 % de la couverture du bassin), calcaire (12,8 % de la couverture du bassin) ou limoneux (11,6 % de la couverture du bassin).

5.1.2.2 Utilisation de l'IDPR

L'Indice de Développement et de Persistance des Réseaux (IDPR), développé par le BRGM, permet de caractériser l'aptitude des formations du sous-sol à laisser s'infiltrer/ruisseler les eaux de surface vers/depuis le milieu souterrain. Le calcul s'appuie sur la comparaison du réseau de drainage calculé à partir d'un MNT avec le réseau hydrographique réel (Mardhel *et al.*, 2006). Cet indice varie de 1 qui traduit une forte infiltration à 2000 pour une forte aptitude à ruisseler.

La grille de l'IDPR sur la région Centre (Figure 5.3) présente des zones où l'infiltration est majoritaire (teintes rouge) et des zones où le ruissellement est prédominant

Nom de la fonction production	Surface relative (en %)
Territoires agricoles sur substrat cristallin	26.0
Territoires agricoles sur substrat calcaire	12.8
Territoires agricoles sur substrat limoneux	11.6
Forêts sur substrat cristallin	9.0
Territoires agricoles sur substrat alluvial	6.0
Territoires agricoles sur substrat détritique	5.5
Territoires agricoles sur substrat argileux	5.0
Territoires artificialisés	3.9
Forêts sur substrat limoneux	3.3
Territoires agricoles sur substrat sableux	3.0
Forêts sur substrat détritique	2.8
Forêts sur substrat calcaire	2.4
Infiltration forte	1.9
Forêts sur substrat sableux	1.6
Territoires agricoles sur substrat volcanique	1.3
Forêts sur substrat argileux	1.2
Forêts sur substrat alluvial	1.0
Forêts sur substrat volcanique	0.9
Surfaces en eau	0.6
Zones humides	0.2
Territoires agricoles sur substrat autre	0.1
Forêts sur substrat autre	0.1

TABLE 5.1 – Fonctions production obtenues après croisement des bases de données Sols INRA et CORINE Land Cover. Les fonctions sont présentées par ordre d'importance en surface sur le bassin.

(teintes vertes). Par exemple, la Sologne (au sud de la Loire) et la forêt d'Orléans (au nord-est d'Orléans) sont des zones connues pour leur faible capacité d'infiltration et elles ressortent nettement en vert sur la grille IDPR.

Par ailleurs une zone de forte infiltration où l'IDPR est inférieur à 100 apparaît en Beauce au nord d'Orléans (en rouge sombre sur la figure 5.3). Compte-tenu de cette particularité, il a été décidé de définir cette zone de forte infiltration comme cellule production et de lui associer une nouvelle fonction production, ce qui porte le modèle à 22 fonctions production et 90 cellules production (Tableau 5.1).

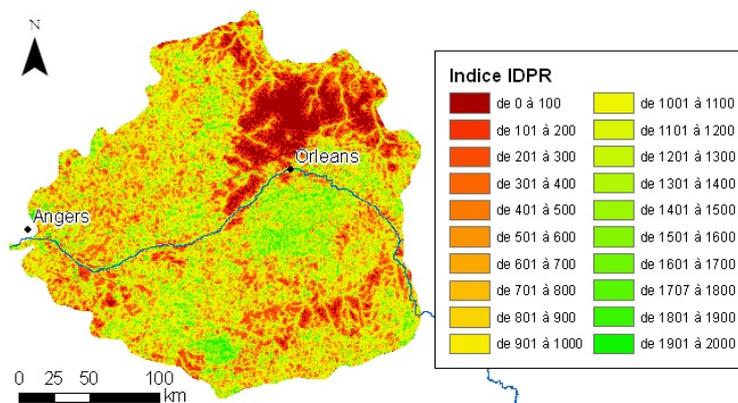


FIGURE 5.3 – Grille IDPR calculée sur la région Centre (BRGM)

Les paramètres initiaux des fonctions production utilisées pour calculer le bilan hydrique reprennent les valeurs définies lors d'études précédentes (Golaz-Cavazzi, 1999; Gomez, 2002; Thierion *et al.*, 2007). Les valeurs finales des paramètres des fonctions productions sont consultables au tableau 7.1 (p. 95).

5.1.3 Zones isochrones

Le routage de l'eau sur les versants est modélisé au moyen de zones isochrones (section 4.2.2, p. 44). Ces zones traduisent le temps que met l'eau à ruisseler de sa maille de production à la maille rivière exutoire. Le pas de temps du modèle de surface étant journalier, les zones isochrones sont définies pour des intervalles de un jour. Pour mettre en place ces zones, il est nécessaire d'estimer le temps de transfert de l'eau dans le schéma de drainage du bassin.

Une première étape consiste à définir un indice de temps de transfert relatif, $I_{tr}(i)$, d'une maille de surface i à sa maille directement à l'aval i_{aval} . Cet indice est calculé à partir des pentes du modèle de terrain (Golaz-Cavazzi, 1999) :

$$I_{tr}(i) = \frac{dl}{\sqrt{\frac{|z(i)-z(i_{aval})|}{dl}} \cdot S_{DA}(i)^\beta} \quad (5.1)$$

où dl [km] est la distance entre les centres des mailles i et i_{aval} , $z(i)$ [km] est l'altitude de la cellule i , $S_{DA}(i)$ [km²] la surface drainée par la maille i et β [-] un paramètre de calage (ici $\beta=0,25$ d'après Korkmaz (2007)).

Cet indice permet de calculer pour chaque maille i un autre indice $I_{tr_{i \rightarrow exut}}$ caractérisant le temps de transfert relatif de cette maille à l'exutoire du bassin en le sommant le long du réseau de drainage :

$$I_{tr_{i \rightarrow exut}} = \sum_{j=i}^{exutoire} I_{tr}(j) \quad (5.2)$$

L'indice maximal de temps de transfert relatif à l'exutoire est noté $I_{tr_{max}}$.

Pour convertir cet indice de temps de transfert relatif en temps de transfert à l'exutoire $Tt_{exut}(i)$, deux opérations sont nécessaires : normaliser l'indice en le divisant par $I_{tr_{max}}$ puis lui donner une dimension temporelle en le multipliant par un temps de concentration global du bassin noté T_C [jours] :

$$Tt_{exut}(i) = \frac{I_{tr_{i \rightarrow exut}}}{I_{tr_{max}}} \cdot T_C \quad (5.3)$$

Sur le bassin de la Loire, T_C a été estimé à sept jours d'après les travaux de David *et al.* (2011). Pour les parties du bassin drainées par la Seine, le temps de concentration a été fixé à un jour. Ces valeurs de temps de concentration sont discutées dans la section suivante.

Finalement, pour attribuer une zone isochrone à une maille, il suffit de faire la différence entre les temps de transfert à l'exutoire de cette maille avec celle de sa maille rivière aval. Les mailles pour lesquelles cette différence est inférieure à 1 jour sont dans la zone isochrone 1 et ainsi de suite.

5.1.4 Routage en rivière

Le routage en rivière est modélisé par la méthode de Muskingum (section 4.2.3, p. 45). Cette méthode nécessite de définir pour chaque maille rivière les paramètres k et α de l'équation 4.2. Le paramètre α a été optimisé à 0,02 par David *et al.* (2011) pour l'ensemble du bassin de la Loire. Le paramètre k , temps de transfert entre deux cellules consécutives, a fait l'objet de deux méthodes d'estimation.

Dans un premier temps la valeur du coefficient k est issue d'un calage sur toute la France (David *et al.*, 2011). Sur le bassin de la Loire, sa valeur est $k=1548$ s.

Afin de spatialiser ce coefficient k , une méthode a été développée par Monteil *et al.* (2010). Cette méthode se base sur le calcul temps de transferts relatifs calculés pour déterminer les zones isochrones ($Tt_{exut}(i)$, équation 5.3). Pour chaque maille rivière, la différence de temps de transfert à l'exutoire entre cette maille et la maille aval est calculée. Pour des raisons de représentativité des valeurs, k a été borné entre 500 s et 2000 s, ce qui correspond à des vitesses comprises entre 0,5 et 2 m.s⁻¹. Cette méthode permet d'obtenir un meilleur phasage des pics de crue simulés avec les observations (Figure 5.4). Le temps de concentration du bassin de 7 jours est ainsi validé. Par ailleurs, cette méthode a aussi été appliquée avec succès dans le bassin de l'Oise (4500 km²), sous-bassin du bassin de la Seine (Saleh, 2010; Saleh *et al.*, 2010).

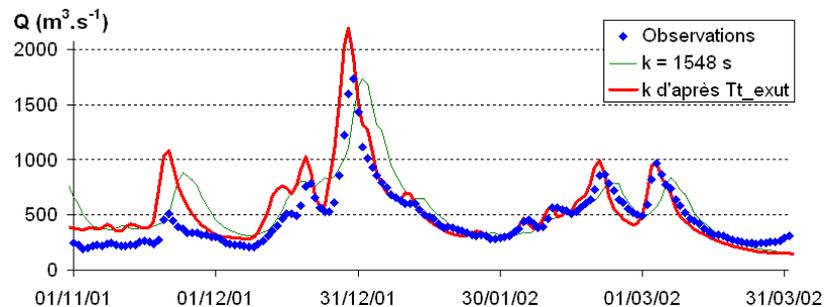


FIGURE 5.4 – Exemple de l'influence de k sur le débit simulé à Gien.

5.1.5 Forçage du débit en amont de Gien

Dans les paragraphes précédents de cette section, le domaine de surface considéré correspond à la totalité du bassin versant de la Loire, étendu jusqu'à la Seine au niveau de la Beauce. La paramétrisation a été établie sur l'ensemble du domaine de surface de manière à pouvoir utiliser les stations en amont pour caler les fonctions production. Pour s'affranchir des questions de débits artificialisés en amont du bassin, le débit de la Loire est forcé en l'aval de la confluence Loire-Allier (section 2.4, p. 20).

Une chronique des débits mesurés est disponible à la station hydrométrique de Cours-les-Barres (K400010 dans la base HYDRO, localisée Figure 3.5b, p. 28) entre le 1er août 1970 et le 31 juillet 2009. Cependant cette chronique contient quelques lacunes dues à des défaillances techniques sur les périodes suivantes :

- octobre 1970 (11 jours),
- novembre 1980 (18 jours),
- l'année 1981 (365 jours),
- printemps 2002 (42 jours),
- juin 2003 (3 jours).

Pour le calage, les lacunes de 2002 et 2003 ont été complétées en utilisant la corrélation avec les débits de la Loire à Saint-Satur ($r^2=0,97$). Les autres lacunes seront traitées lors des phases de validation et de test du modèle.

5.2 Modèle hydrogéologique

Le modèle souterrain a pour objectif de simuler les écoulements régionaux dans un système aquifère multicouches (section 4.2.5, p. 46). Comme présenté section 2.4 (p. 20), trois aquifères ont été choisis pour cette modélisation : l'aquifère de Beauce, l'aquifère de la Craie et l'aquifère du Cénomanién. Le but de cette section est de présenter la géométrie de ces aquifères et de définir des champs de paramètres initiaux pour le modèle.

5.2.1 Géométrie du système aquifère

Le BRGM a créé une base de données qui regroupe les grilles de toits et murs des principales formations géologiques de région Centre. Elles sont issues de différentes études :

- Études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de la Beauce. Géométrie du réservoir et limites de la nappe de la Beauce (Martin *et al.*, 1999),
- Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomanién (Sogreah, 2004),
- Atlas sur la géothermie très basse énergie en région Centre (Martin *et al.*, 2007),
- Détermination de la présence de karsts sous les levées domaniales du bassin de la Loire et réduction du risque d'effondrement de la digue lié à la présence de ces conduits souterrains naturels (Donsimoni *et al.*, 2008).

L'étude pour la géothermie de Martin *et al.* (2007) est pertinente jusqu'à 100 m de profondeur, il semble donc plus judicieux de privilégier l'utilisation des grilles des études sur la Beauce nord (Martin *et al.*, 1999) et sur le Cénomanién (Sogreah, 2004) qui ont déjà été utilisées pour la mise en place de modèles mathématiques de fonctionnement des nappes (HydroExpert, 2004; Sogreah, 2004). Par ailleurs, la cohérence des cotes de toits avec les altitudes du modèle de terrain a été vérifiée et certaines cotes ont été corrigées lorsque cela a été jugé nécessaire. Ainsi, les extensions spatiales et les épaisseurs des aquifères ont été définies sur la zone d'étude (Figure 5.5).

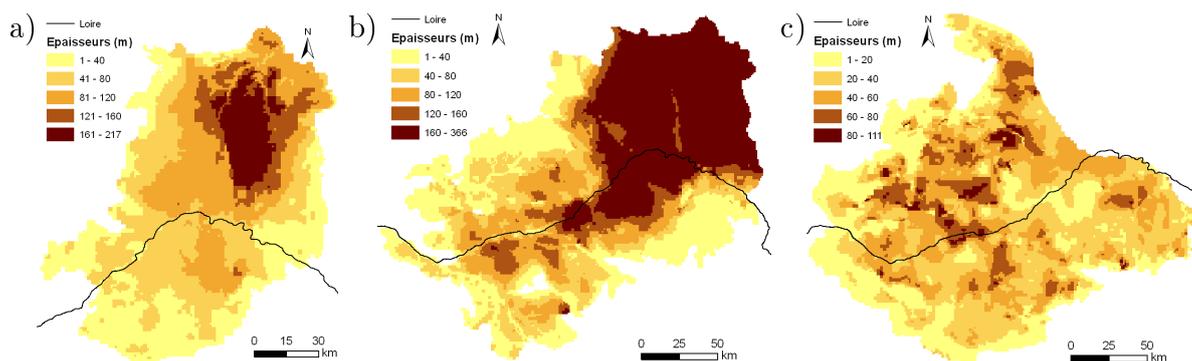


FIGURE 5.5 – Carte des épaisseurs des aquifères modélisés d'après des données du BRGM : a) Beauce, b) Craie, c) Cénomanién.

Le maillage domaine souterrain a été établi en appliquant au maillage de surface l'extension de chacune des couches aquifères (Figure 2.16, p. 21). Ce découpage conduit à 37 620 mailles souterraines (Tableau 5.2).

	Surface	Nb. mailles	Épaisseur moyenne
Beauce	12 702 km ²	6 738	72 m
Craie	29 905 km ²	15 448	124 m
Cénomanién	29 942 km ²	15 434	35 m

TABLE 5.2 – Caractéristiques des aquifères modélisés.

5.2.2 Paramètres initiaux

5.2.2.1 Transmissivités et coefficients d'emménagement

Pour initialiser le modèle, les paramètres hydrodynamiques sont tirés des études HydroExpert (2004) et Sogreah (2006b). Les cartes issues de ces études ont été géoréférencées et vectorisées afin d'obtenir une distribution spatiale des paramètres qui est ensuite projetée sur le maillage de chaque couche (Figure 5.6). Dans un premier temps, les coefficients d'emménagement de la Craie sont répartis de manière uniforme ($S=0,01$).

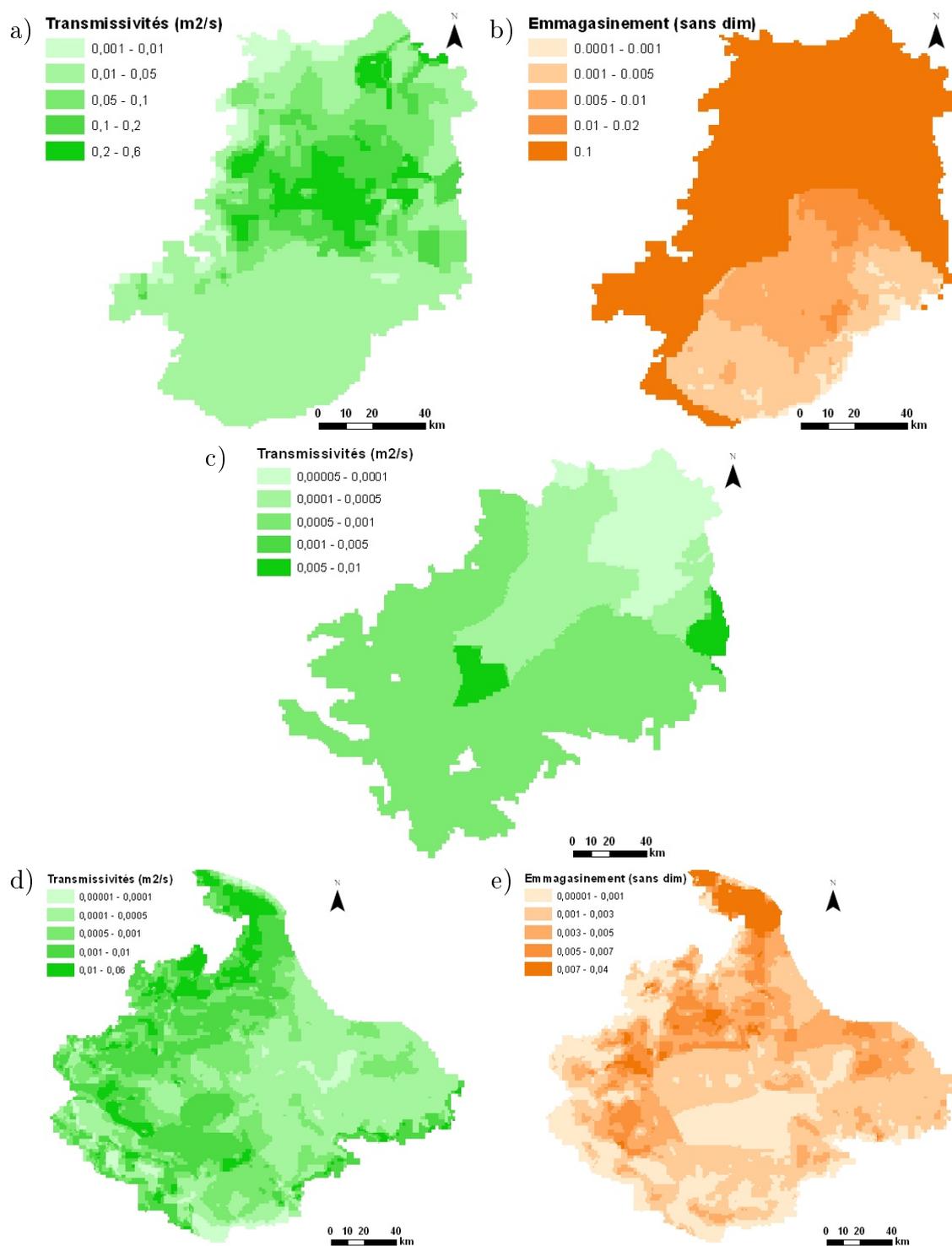


FIGURE 5.6 – Distribution des transmissivités et coefficients d'emmagasinement initiaux : a) transmissivités de la Beauce ; b) coefficients d'emmagasinement de la Beauce ; c) transmissivités de la Craie ; d) transmissivités du Cénomanien ; e) coefficients d'emmagasinement du Cénomanien.

5.2.2.2 Drainances entre couches

Les drainances entre couches doivent être renseignées pour modéliser les échanges verticaux entre la Craie et la Beauce d'une part et entre le Cénomaniens et la Craie d'autre part. Pour le calage des paramètres de la Beauce, les échanges entre la Craie et la Beauce sont considérés comme négligeables devant les écoulements horizontaux et la drainance est prise nulle entre ces deux couches. Ces échanges seront autorisés dans un deuxième temps (section 6.3.3.2, p. 80). La distribution du coefficient de drainance entre le Cénomaniens et la Craie est fonction de l'épaisseur des Marnes à Ostracées, semi-perméable séparant ces deux couches auquel une faible perméabilité verticale est attribuée (10^{-9} m.s⁻¹).

5.2.3 Prise en compte des prélèvements

Les prélèvements de type "nappe profonde" sont extraits à partir des données AELB et AESN présentées section 3.1 (p. 23). La profondeur du pompage est utilisée pour identifier l'aquifère sollicité en comparant avec les cotes de toits et murs du modèle géométrique de la Loire moyenne. L'aquifère de Beauce est bien plus exploité au nord de la Loire que dans sa partie sud sous Sologne (Figure 5.7). L'aquifère de la Craie n'est globalement pas exploité dans sa partie sous Beauce, excepté sur une partie de la frange ouest où l'épaisseur des calcaires de Beauce est plus faible. Les prélèvements dans le Cénomaniens sont localisés dans sa partie libre mais aussi dans sa partie sous Craie.

Dans le modèle, les prélèvements sont renseignés au pas de temps mensuel (Figure 5.8). Le calcul de la distribution mensuelle des prélèvements se base sur les valeurs des volumes prélevés annuellement et entre avril et octobre (section 3.1, p. 23).

Entre janvier et mars puis novembre et décembre, le volume prélevé est calculé par différence entre le volume annuel et le volume prélevé entre avril et octobre. Cette différence est répartie uniformément sur les cinq mois.

Sur la période d'avril à octobre, une distribution mensuelle a été mise en place, basée sur la distribution des prélèvements mensuels d'irrigation en Eure-et-Loir entre 2008 et 2009 (Figure 3.3, p. 27). Les coefficients de pondérations obtenus pour calculer le volume mensuel prélevé en fonction du volume cumulé prélevé entre avril et octobre sont de 0,01 ; 0,07 ; 0,20 ; 0,33 ; 0,26 ; 0,11 et 0,02 respectivement pour chaque mois. Cette distribution permet d'obtenir un pic de prélèvement agricole en juillet et des prélèvements plus faibles en avril et octobre. Les données provenant de l'AESN, ne mentionnent pas le volume d'eau prélevé entre avril et octobre pour l'irrigation, il a été estimé à 99 % du volume annuel ce qui correspond à la part observée sur les prélèvements AELB entre 1998 et 2006.

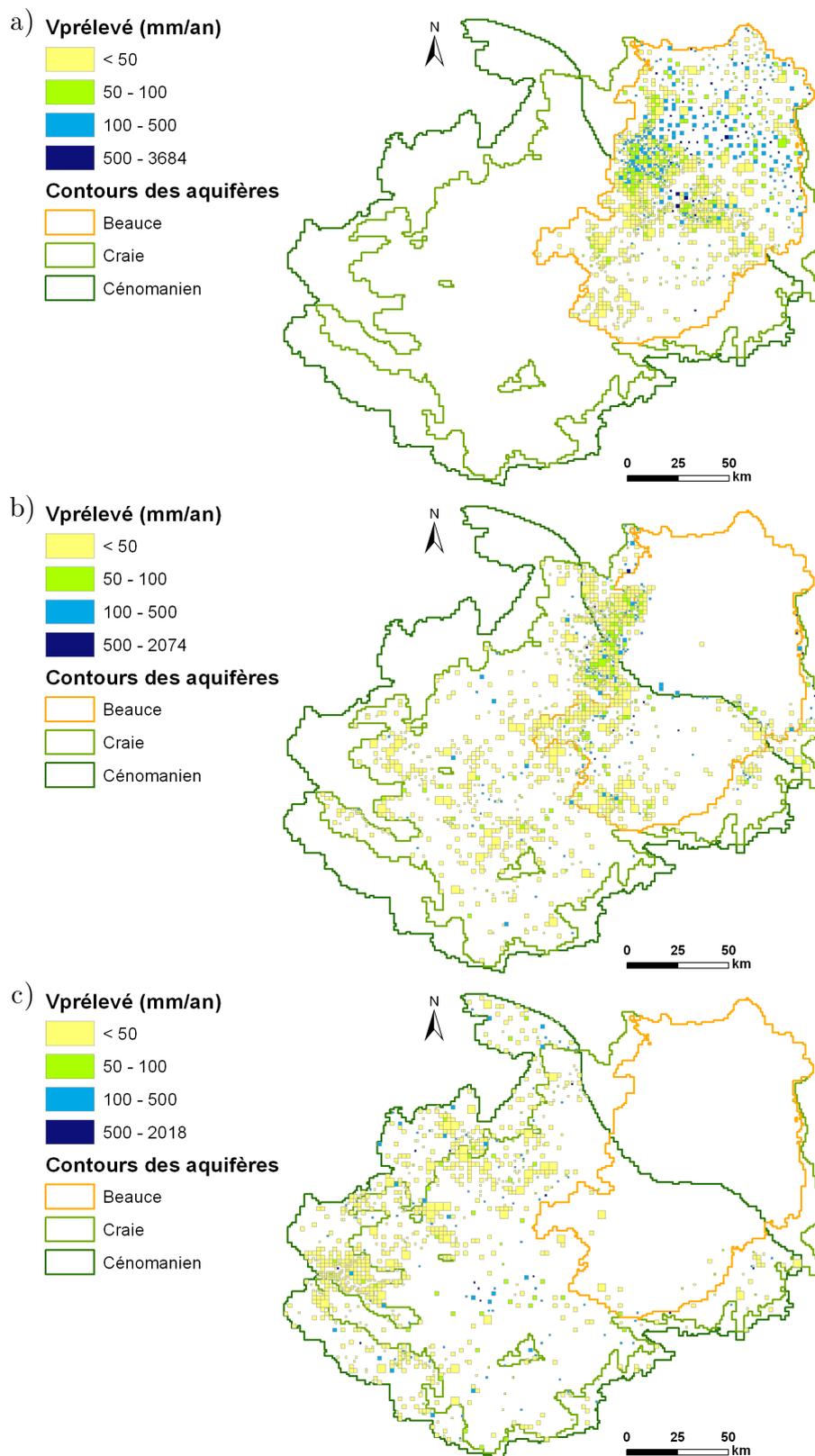


FIGURE 5.7 – Volumes annuels moyens prélevés par maille aquifère entre 1998 et 2006 (en $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) : a) Beauce, b) Craie, c) Cénomaniens.

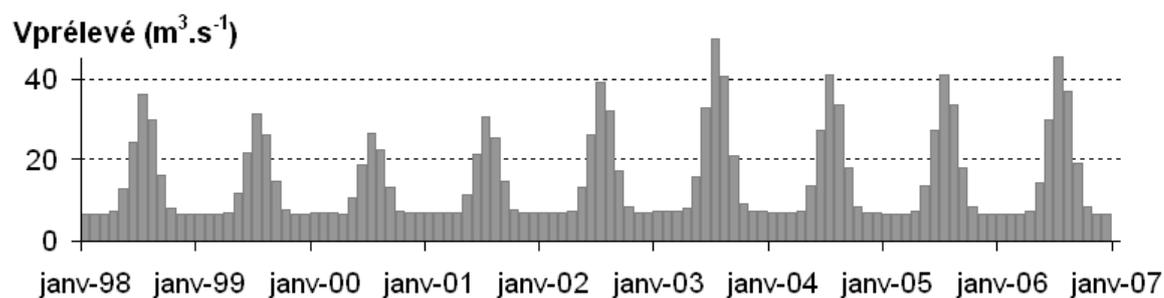


FIGURE 5.8 – Distribution mensuelle des pompages cumulés sur les trois aquifères (en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$).

5.3 Zones d'échanges

5.3.1 Transfert en zone non-saturée

L'utilisation du module NONSAT dans Eau-Dyssée permet de simuler les transferts hydriques dans la zone non-saturée (section 4.2.4, p. 45). Les deux distributions de paramètres à définir pour chaque maille souterraine en lien avec la surface sont les épaisseurs de zone non-saturée et la constante de temps de vidange (τ).

L'épaisseur de la zone non-saturée est calculée par la différence entre la cote du modèle numérique de terrain (MNT) et la cote de la carte piézométrique de référence de l'aquifère (Figure 3.11, p. 33). Pour l'aquifère de Beauce sous Sologne qui est en partie captif, la zone non-saturée a été définie comme la différence entre la cote du modèle de terrain et la cote du toit des calcaires de Beauce. Cette épaisseur est ensuite traduite en nombre de réservoirs de 5 m d'épaisseur (Gomez, 2002; Korkmaz *et al.*, 2009; Philippe, 2011). Le nombre de réservoirs varie de 0 à 17, ce qui correspond à une épaisseur pouvant atteindre 85 m (Figure 5.9).

Dans un premier temps, la constante de temps de vidange τ est prise uniforme à 25 jours pour parcourir 5 m, soit une vitesse de $0,2 \text{ m.j}^{-1}$. Cette constante de temps sera ajustée lors du calage.

5.3.2 Échanges nappe-surface

Les échanges entre les nappes et la surface, par des résurgences de nappe ou directement via des échanges nappe-rivière, sont contrôlés par un coefficient de transfert Tp (section 4.2.6, p. 48). Ce coefficient est dans un premier temps pris uniforme, égal à $0,1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour toutes les mailles souterraines en relation avec la surface.

Dans le cas où le niveau piézométrique de la nappe est inférieur à la cote de la rivière, la ré-infiltration de la rivière est limitée par un débit limite Q_{lim} . En première hypothèse, la ré-infiltration de la rivière n'est pas autorisée. Par la suite, ce débit limite sera calé (section 6.4.3, p. 82).

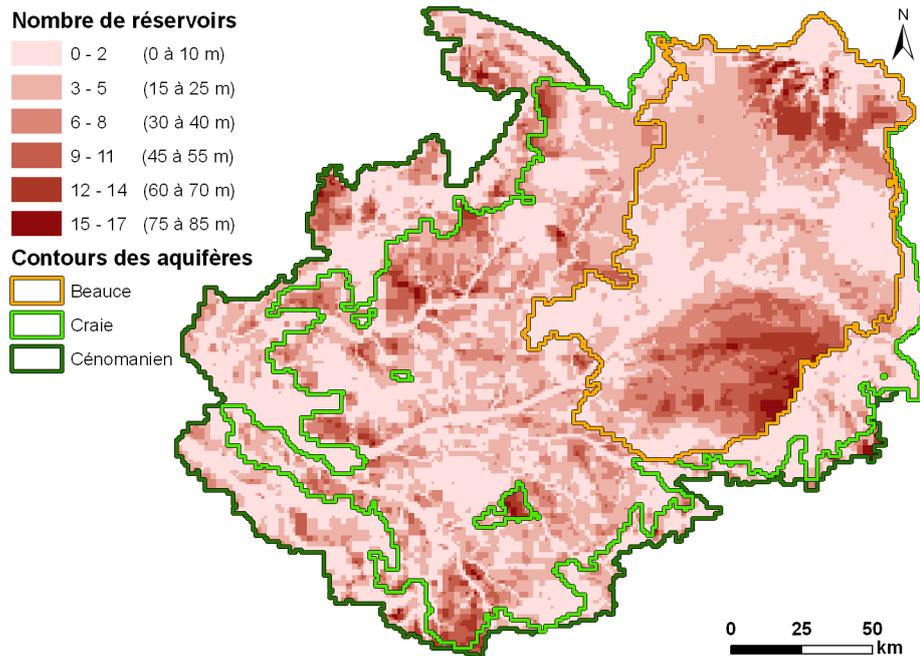


FIGURE 5.9 – Épaisseur de la zone non-saturée exprimée en nombre de réservoirs de 5 m d'épaisseur.

5.4 Conclusion

Ce chapitre a présenté la structuration des données disponibles pour leur utilisation dans le modèle. Le module du bilan de bilan hydrique en surface est construit à partir de l'occupation des sols et de la géologie du bassin. Le schéma de drainage, issu d'un MNT au pas kilométrique, sert de support à la détermination du maillage de la surface. Le traitement du MNT permet également de déterminer les zones isochrones pour le routage du ruissellement sur les versant et la constante de temps k de Muskingum pour le routage de l'eau en rivière. Les paramètres hydrodynamiques du modèle hydrogéologique sont issus d'une compilation et d'une adaptation de paramétrisations provenant d'études antérieures.

Cette paramétrisation sert de point de départ pour la phase de calage du modèle présentée dans les chapitres suivants.

Troisième partie
Ajustement du modèle

Chapitre 6

Méthode de calage du modèle

Pour évaluer la qualité du modèle, les sorties (débits et hauteurs d'eau) sont comparées aux observations disponibles. Les premiers jeux de paramètres ne permettent pas de reproduire ces observations de manière satisfaisante et il est donc nécessaire de caler le modèle. Le but de cette troisième partie est de présenter la phase d'ajustement du modèle qui s'effectue en trois étapes : calage, validation et test. Ce chapitre traite de la méthodologie suivie pour le calage du modèle.

Le calage consiste à affiner la paramétrisation des modules de surface, du module souterrain et des interfaces d'échange entre modules. Les principales étapes sont les suivantes : pré-calage du bilan hydrique en surface, calage monocouche de l'aquifère de Beauce nord puis calage multicouches. Une méthode hybride de calage couplant une méthode automatique d'inversion à un calage manuel a été développée pour le calage monocouche de l'aquifère de Beauce nord.

6.1 Stratégie de calage

6.1.1 Étapes principales

Pour chaque module utilisé, il est possible de jouer sur un grand nombre de paramètres :

- Module de bilan hydrique en surface : 22 fonctions de production soit $7 \times 22 = 154$ paramètres,
- Module de routage sur les versants : temps de concentration global (1 seul paramètre),
- Module de routage en rivière : coefficient de transfert k pour chacune des 16 141 mailles rivière et débit limite d'infiltration vers le souterrain pour les 5 244 mailles rivière en lien avec le souterrain,
- Module de transfert en zone non-saturée : nombre de réservoirs et constante de temps de vidange pour chacune des 20 127 mailles souterraines en lien avec la surface,
- Module des écoulements souterrains : transmissivités et coefficients d'emmaganement pour les 37 620 mailles souterraines, coefficients de drainances entre couches ($6\,738 + 10\,755 = 17\,493$ mailles), coefficients d'échange avec la surface

(20 127 mailles).

Soit au total 174 654 paramètres qui peuvent varier lors du calage. Tous ces paramètres ne peuvent pas être considérés de manière isolée, il est donc important d'établir une méthodologie pour caler le modèle de manière efficace.

Dans un premier temps, la pluie efficace, c'est-à-dire la quantité d'eau disponible au modèle pour le ruissellement ou l'infiltration, est ajustée aux observations. Cette quantité simulée par le module de bilan hydrique en surface est calculée à partir des paramètres CRT et DCRT des fonctions production (Figure 4.2, p. 44). Pour ce calage, les stations hydrométriques utilisées sont celles situées hors de la zone où les aquifères sont modélisés. Le but est de reproduire la lame d'eau écoulée à une station sur la période de calage. Ce résultat étant obtenu, les autres paramètres des fonctions productions sont calés en comparant les chroniques observées aux chroniques simulées.

Le module de routage en rivière n'a pas fait l'objet de calage dans la mesure où la méthode de détermination du temps de transfert entre mailles rivière s'est avérée satisfaisante (section 5.1.4, p. 55).

Ce pré-calage des modules de surface donne une première estimation de la recharge des aquifères. Il est alors possible de caler les modules souterrains. Cette partie du calage est découpée en différentes étapes de manière à réduire le nombre de paramètres sur lesquels jouer pour chacune d'elles. Pour cela une hypothèse forte est faite : dans un premier temps, les échanges entre la Beauce et la Craie sont supposés nuls. De cette manière, une première étape du calage souterrain consiste à considérer la Beauce nord isolément du reste du système. Autrement dit, la Beauce nord est considérée comme aquifère monocouche. Dans un deuxième temps, les échanges sont rétablis et le calage des paramètres de la Craie et du Cénomanien est alors multicouches.

Les modules de surface et souterrain sont couplés. Ainsi, la modification du bilan de surface influe sur la simulation des écoulements souterrains et réciproquement le changement des paramètres du souterrain a une influence sur la simulation des débits des cours d'eau. Une approche itérative entre calage de surface et calage souterrain est donc nécessaire pour mener le calage du modèle dans son ensemble.

6.1.2 Périodes étudiées

Un modèle hydrologique est *créé par le jeu de données* de Marsily (1994). Dans le cas de notre étude, les chroniques disponibles s'étendent sur une durée de 39 ans (du 1^{er} août 1970 au 31 juillet 2009). Il est généralement admis de diviser ces chroniques en deux jeux de données : calage et validation. Le calage a pour but d'ajuster les paramètres du modèle de manière à ce que les grandeurs simulées correspondent aux observations. La validation consiste à utiliser le modèle dans des conditions différentes du calage afin de vérifier la pertinence de l'ajustement des paramètres. Pour tirer parti de la longueur des données disponibles, un troisième jeu de données, appelé "test", a été défini. La prise en compte d'un jeu de données supplémentaires s'inspire des techniques utilisées en intelligence artificielle pour éviter un "sur-calage" (ou overfitting) du modèle.

Ainsi, le modèle est calé sur une période de dix ans (1^{er} août 1998 - 31 juillet 2008) pour laquelle les données de prélèvements sont disponibles de manière détaillée. Cette période présente l'avantage de contenir une période de recharge des aquifères puis de

vidange (Figure 6.1). La validation a lieu sur une autre période de dix ans (1974-1984) et le test s'effectue sur la totalité des chroniques disponibles, soit de 1974 à 2009 après 4 années de simulation pour définir l'état initial (1970-1974). Cette simulation de 35 ans permet de s'assurer que le modèle ne dérive pas sur le long terme.

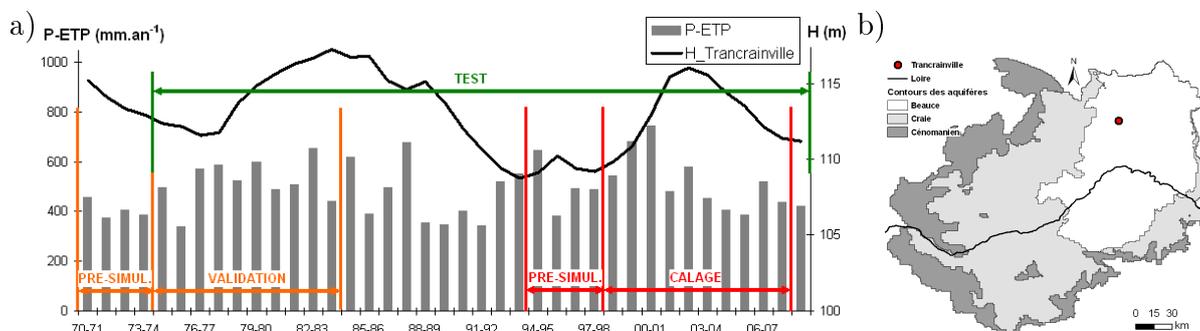


FIGURE 6.1 – a) Tendances : moyenne annuelle de la différence des précipitations moins les évapotranspirations potentielles sur les impluvium des aquifères, et hauteur d'eau moyenne annuelle en un piézomètre représentatif des fluctuations de la Beauce nord (piézomètre 03272X0006, Trancrainville). Les périodes "PRE-SIMUL." correspondent à une pré-simulation de 4 ans pour établir l'état initial de la simulation qui suit. b) Localisation du piézomètre.

6.1.3 Etat initial de la simulation

Le niveau initial des hauteurs piézométriques joue un rôle important pour les premières années de la simulation. Plusieurs méthodes ont été utilisées pour définir cet état initial.

Une première simulation en régime permanent donne un champ piézométrique initial qui peut être utilisé pour la simulation en régime transitoire. Ce champ est ensuite amélioré en utilisant comme état initial le champ piézométrique résultant de cette simulation transitoire.

Une autre approche consiste à s'appuyer sur une piézométrie déjà connue pour initialiser la simulation. Ainsi, pour une simulation débutant le 1er août 1998, les valeurs des observations de hauteurs piézométriques moyennées entre le 15 juillet et le 15 août 1998 ont été krigées pour chaque aquifère afin de constituer un état initial proche des observations. Cependant cet état initial dépend du nombre et de la distribution des valeurs disponibles et il ne tient pas compte des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Les premières années de simulation correspondent alors à une mise en place d'un état cohérent avec les paramètres.

Finalement, la méthode choisie consiste à tirer partie des cartes piézométriques de référence (Figure 3.11, p. 33) pour reconstituer un état piézométrique correspondant à la fin de l'étiage 1994. En effet, les cartes piézométriques pour la Beauce nord et le Cénomannen correspondent aux basses eaux 1994. Pour l'aquifère de la Craie, il s'agit aussi d'une carte de basses eaux correspondant à l'année 2008. Enfin, la carte utilisée pour l'état initial de Beauce sous Sologne est une carte de hautes eaux en 2004. Une pré-simulation sur quatre ans permet d'obtenir un état initial pour août 1998.

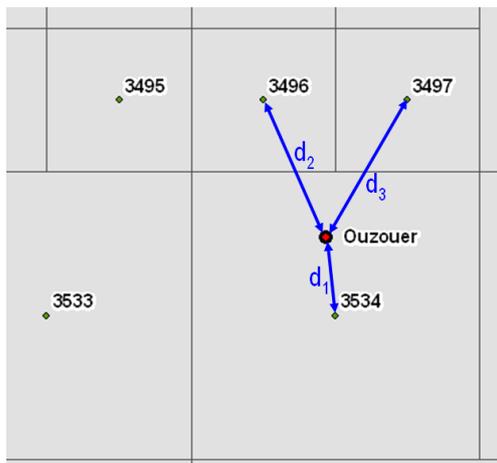
6.1.4 Comparaison modèle-données

6.1.4.1 Grandeurs simulées

Le chapitre précédent a présenté la paramétrisation des différents modules. Les fichiers de sortie du modèle permettent d'accéder à toutes les grandeurs calculées par le modèle pour toutes les unités de calculs.

Les chroniques de débits aux stations et hauteurs d'eau aux piézomètres sont extraites de manière automatique. Un identifiant de maille rivière est attribué à chaque station de manière à obtenir la chronique de débit simulé.

Pour les piézomètres, une difficulté supplémentaire vient de la différence de support. Les hauteurs d'eau mesurées correspondent à des observations ponctuelles alors que le modèle calcule un niveau piézométrique par maille allant de 1 à 16 km². Cela peut engendrer un biais, notamment si la maille est très étendue ou si le piézomètre se situe en bordure de maille. Pour cela, les hauteurs d'eau simulées sont calculées de différentes manières selon le piézomètre. Pour une distance entre le piézomètre et le centre de maille inférieure à 1 km, la hauteur d'eau simulée correspond à celle de la maille. Pour des distances plus grandes, le niveau piézométrique est calculé en fonction de la moyenne pondérée des deux ou trois mailles les plus proches (Figure 6.2 pour exemple).



$$\begin{aligned}
 H_{Ouzouer} = & H_{3534} \frac{d_2 + d_3}{2(d_1 + d_2 + d_3)} \\
 & + H_{3496} \frac{d_1 + d_3}{2(d_1 + d_2 + d_3)} \\
 & + H_{3497} \frac{d_1 + d_2}{2(d_1 + d_2 + d_3)}
 \end{aligned}$$

FIGURE 6.2 – Exemple de calcul de la hauteur d'eau simulée au piézomètre d'Ouzouer-le-Marché : moyenne pondérée $H_{Ouzouer}$ [m] entre les valeurs simulées en trois mailles souterraines voisines H_{3496} , H_{3497} et H_{3534} [m]. d_1 , d_2 et d_3 [m] représentent les distances entre la position du piézomètre et le centre des mailles souterraines.

6.1.4.2 Critères statistiques

Le travail de calage est en grande partie manuel en utilisant la méthode des essais et erreurs. Pour cela, les chroniques de débits et hauteurs d'eau simulées sont comparées aux observations soit de manière visuelle en traçant les graphes, soit au moyen de critères qui permettent d'apporter des éléments quantitatifs à la comparaison (Gomez, 2002; Flipo *et al.*, 2005; Saleh *et al.*, 2011). Ces critères sont présentés

dans cette section. Dans les formules utilisées, X représente la grandeur comparée (débit ou hauteur piézométrique), et les indices sim et obs indiquent s'il s'agit d'une grandeur simulée ou observée. N représente le nombre d'observations. \bar{X} et σ_X sont la moyenne et l'écart type de la chronique (Equation 3.1, p. 36).

6.1.4.3 Biais

Le biais est utilisé pour évaluer l'écart moyen entre les valeurs observées et simulées. Il est de même dimension que la grandeur comparée X : en mètres pour comparer des hauteurs d'eau, en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour des débits (Equation 6.1).

$$Biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{sim_i} - X_{obs_i}) \quad (6.1)$$

Le biais est calculé pour les chroniques journalières observées et simulées en chaque station hydrométrique pour laquelle des observations sont disponibles. Pour évaluer la piézométrie simulée, le biais est calculé pour les chroniques hebdomadaires de manière séparée pour chaque chronique piézométrique puis de manière globale en regroupant toutes les chroniques piézométriques disponibles d'une couche aquifère puis toutes les chroniques piézométriques du modèle.

6.1.4.4 Critère de Nash-Sutcliffe

Le critère de Nash-Sutcliffe NS (Nash et Sutcliffe, 1970) mesure la part de variance expliquée grâce au modèle (Equation 6.2). Il varie de $-\infty$ à 1. Un Nash supérieur à 0,7 est considéré comme satisfaisant. Ce critère est utilisé pour évaluer la qualité des débits simulés. Il permet par exemple d'évaluer si la dynamique de l'hydrogramme est bien reproduite, notamment le phasage des pics de crue.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_{sim_i} - X_{obs_i})^2}{\sum_{t=1}^N (X_{obs_i} - \bar{X}_{obs})^2} \quad (6.2)$$

Pour réduire l'importance donnée aux forts débits, le critère de Nash-Sutcliffe est aussi calculé sur le logarithme du débit (NSL , Equation 6.3).

$$NSL = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\ln(X_{sim_i}) - \ln(X_{obs_i}))^2}{\sum_{t=1}^N (\ln(X_{obs_i}) - \ln(\bar{X}_{obs}))^2} \quad (6.3)$$

6.1.4.5 Erreur quadratique moyenne (RMSE)

L'erreur quadratique moyenne, notée $RMSE$ (Root Mean Square Error), permet de comparer les écarts entre observations et valeurs simulées (Equation 6.4). Elle est essentiellement utilisée pour le calage des niveaux piézométriques. De même que pour le biais, la RMSE est calculée pour chaque piézomètre pris séparément puis de

manière globale sur toutes les chroniques piézométriques observées pour une couche puis pour le modèle.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{sim_i} - X_{obs_i})^2} \quad (6.4)$$

6.1.4.6 Rapport des écarts type

Pour s'assurer que les variations piézométriques sont bien reproduites, le rapport de l'écart type de la chronique simulée sur celui de la chronique observée est calculé ($R\sigma_{sim/obs}$, Equation 6.5). Ce critère est satisfaisant s'il est proche de 1 ce qui signifie que les chroniques simulées et observées ont les mêmes écarts type. Un rapport $R\sigma_{sim/obs}$ très supérieur à 1 indique que le modèle surestime la variabilité temporelle de la chronique simulée. Dans le cas de chroniques mesurées fortement influencées par des pompages, la variabilité peut être mal reproduite et $R\sigma_{sim/obs}$ est alors inférieur à 1.

$$R\sigma_{sim/obs} = \sigma_{sim}/\sigma_{obs} \quad (6.5)$$

6.2 Pré-calage de la surface

Il s'agit de caler les paramètres des fonctions production en utilisant les stations localisées en dehors de la zone où sont simulés les aquifères. Dans un premier temps, la pluie efficace calculée par le module de surface est calée puis les dynamiques des hydrogrammes sont ajustées.

6.2.1 Calage de la pluie efficace

La première étape du calage du modèle de surface consiste à régler la quantité d'eau apportée au modèle par les précipitations, ou pluie efficace (section 4.2.1, p. 43). Pour cette étape de calage, les stations hydrométriques utilisées sont celles localisées hors de la zone où les aquifères sont simulés de manière à ne pas perturber le bilan par des apports ou des pertes du domaine souterrain. Par ailleurs, le débit à Coursles-Barres n'est pas imposé mais calculé par le modèle de surface de la partie amont du bassin.

Le biais est calculé entre les débits journaliers observés et simulés par le modèle sur les dix ans de la période de calage. Lorsque la chronique observée n'est pas complète sur la période, seuls les jours où l'observation est disponible sont pris en compte. Un faible biais indique que le volume d'eau qui transite à la station hydrométrique est bien reproduit. Dans le cas contraire, le modèle sur-estime ou sous-estime l'évapotranspiration réelle. Il s'agit alors d'identifier la fonction production la plus représentée dans le bassin drainé par la station et de jouer sur les paramètres CRT et DCRT de manière à obtenir un biais suffisamment faible. Plus les valeurs de CRT

et DCRT sont grandes, plus le sol a tendance à avoir une évapotranspiration forte. À l'inverse, des CRT et DCRT faibles servent à simuler des sols qui favorisent le ruissellement et/ou l'infiltration.

Pour avoir un calage plus ciblé, les stations hydrométriques sont étudiées par surface drainée croissante. L'idée est de commencer par des stations où peu de fonctions production sont représentées.

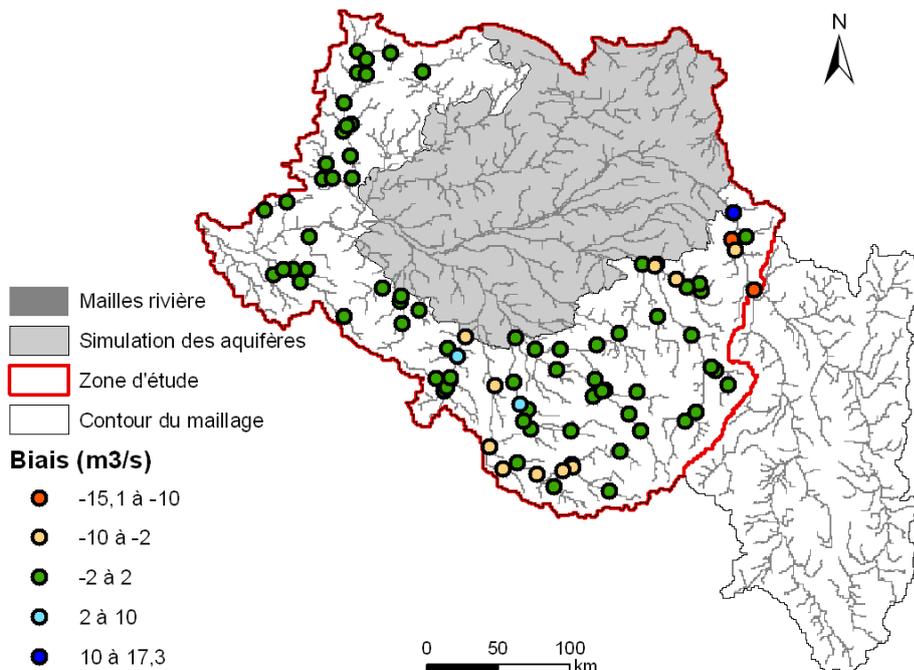


FIGURE 6.3 – Biais aux stations hydrométriques situées hors de la zone de simulation des aquifères, calculés sur les débits journaliers entre 1998 et 2008.

Les biais obtenus aux stations hors de la zone où les aquifères sont simulés sont plus forts aux stations où le débit est plus important (Figure 6.3). Ainsi, le biais à Cours-les-Barres est de $-15,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ce qui correspond à une sous estimation de 4,9 % de la lame d'eau écoulée. Compte-tenu de l'incertitude liée à la mesure du débit ce biais est jugé acceptable. Une sous estimation des débits est observée sur la partie amont de la Vienne. Des aquifères locaux non pris en compte par le modèle peuvent conduire à ce résultat.

À l'issue du pré-calage de la surface, donc sans prendre en compte le fonctionnement des aquifères, le débit moyen simulé à l'exutoire (Saint-Nazaire) est surestimé de $23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur les 10 ans, soit 2,5 % du débit moyen observé sur cette période. Cette surestimation, qui s'exprime aussi comme $726 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, est de l'ordre de grandeur des volumes prélevés sur le bassin (Tableau 3.1, p. 24) qui ne sont pas pris en compte pour cette étape.

6.2.2 Calage des dynamiques de ruissellement et infiltration

Une fois les volumes calés, le phasage des pics de crue et leur tarissement sont contrôlés par les cinq autres paramètres de la fonction production : FN, QRMA et

CQR, QIMA et CQI. Lorsqu'il n'y a pas d'aquifère simulé, les volumes d'eau sortant du réservoir d'infiltration sont routés vers la rivière. Ce calage reste donc partiel car les paramètres d'infiltration seront ajustés en fonction du calage des aquifères. Un exemple de calage des paramètres des fonctions production est présenté figure 6.4 où le tarissement des crues a été amélioré. Il y a cependant une sous-estimation de certains pics de crue.

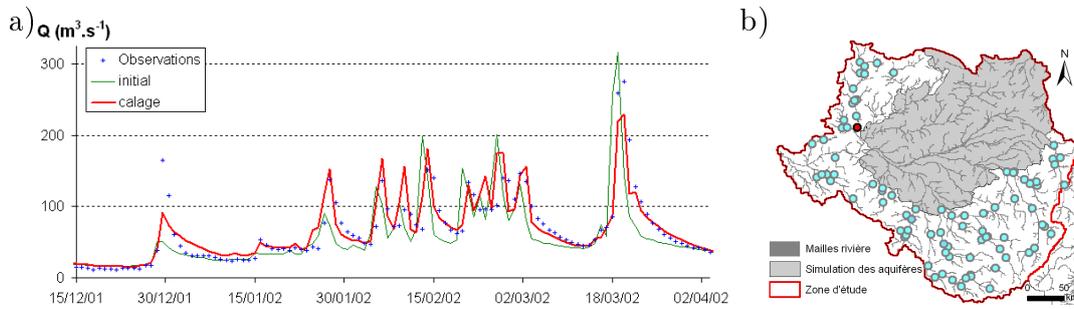


FIGURE 6.4 – Exemple de calage des fonctions production : a) débits de la Mayenne à Chambellay observés et simulés au cours du calage, b) Localisation de la station.

Un critère de Nash est jugé satisfaisant lorsqu'il est au dessus de 0,7 ce qui est le cas pour les simulations en 50 stations hydrométriques parmi les 86 considérées hors de la zone de simulation des aquifères (Figure 6.5).

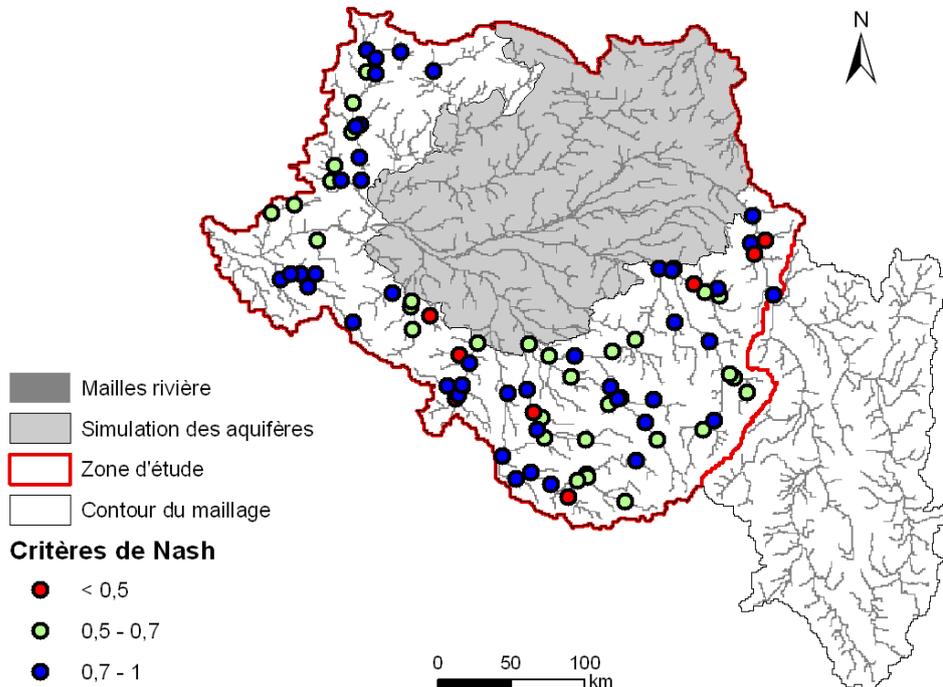


FIGURE 6.5 – Critères de Nash aux stations hydrométriques situées hors de la zone de simulation des aquifères, calculés pour les débits journaliers entre 1998 et 2008.

6.3 Calage du modèle souterrain

Le pré-calage de la surface permet d'obtenir une estimation de la distribution spatiale de la recharge des aquifères et de ses variations dans le temps. Le calage du modèle souterrain est donc fortement dépendant de la paramétrisation du module de bilan hydrique en surface. Lorsque jugé nécessaire, le calage des paramètres des fonctions production est poursuivi.

Lors d'une première étape, les échanges entre la Beauce et la Craie sont considérés nuls de manière à caler la partie nord de l'aquifère de Beauce de manière monocouche (section 6.3.2, p. 75). En complément au calage manuel, une technique de détermination des transmissivités par inversion de la carte piézométrique basses eaux est utilisée. Le calage est ensuite poursuivi en Beauce sous Sologne au sud de la Loire et sur les autres couches du modèle : Craie et Cénomanién (section 6.3.3, p. 79). Du fait des échanges verticaux entre ces couches, ces aquifères ne peuvent pas être isolés et le calage est mené de manière multicouches.

6.3.1 Méthodes employées

6.3.1.1 Calage manuel

Le principe du calage manuel est de modifier les champs de paramètres du souterrain de manière à mieux rendre compte du fonctionnement de l'aquifère. Les paramètres sur lesquels s'effectuent le calage sont essentiellement les transmissivités (T), mais aussi les coefficients d'emménagement (S) et les coefficients réglant les échanges avec la surface (Tp) ou entre couches (drainances). Le fonctionnement de l'aquifère se déduit des cartes piézométriques de référence et des chroniques piézométriques.

Le biais et la RMSE sont deux critères utilisés pour localiser les principaux endroits où la transmissivité doit être modifiée. Le rapport de l'écart type d'une chronique simulée sur celui des observations indique si la variabilité est bien reproduite. Dans le cas de piézomètres fortement influencés par des pompages, ou dans le cas d'un piézomètre proche d'un cours d'eau, cette variabilité n'est pas bien reproduite par le modèle.

Si les critères permettent de localiser les zones où la paramétrisation doit être améliorée, la comparaison des chroniques piézométriques permet de décider sur quels paramètres travailler et de quelle manière. Les données de géologie sont aussi prises en compte lors de la modification des paramètres.

6.3.1.2 Inversion par estimation successive des flux

Le problème inverse en hydrogéologie consiste à déterminer les paramètres d'un aquifère à partir des observations mesurées sur le terrain : "*en terme général, l'inversion désigne le processus d'obtention d'informations sur le modèle à partir de la mesure de ce qui est modélisé*" (Carrera *et al.*, 2005), ou dit autrement à "*rechercher directement les valeurs inconnues des paramètres ou des conditions aux limites en utilisant les charges hydrauliques comme les données connues*" (de Marsily *et al.*, 1999). Dans notre cas, l'objectif est de déterminer de manière automatique la distribution

des transmissivités de l'aquifère à partir d'une carte piézométrique établie d'après des mesures de terrain.

De nombreuses méthodes d'inversion ont été développées au cours des 50 dernières années et sont mentionnées dans de multiples revues (Yeh, 1986; Castellier, 1995; de Marsily *et al.*, 1999; Carrera *et al.*, 2005).

Notre choix s'est porté sur la méthode d'inversion dite par estimation successive des flux (Pasquier, 2005; Pasquier et Marcotte, 2006) qui est une adaptation de celle développée par Ponzini et Lozej (1982). Cette méthode a l'avantage d'avoir déjà été appliquée sur le cas réel d'un aquifère de 2500 km², donc à une échelle régionale (Vassena *et al.*, 2008). Elle permet d'éviter d'avoir recours à une technique d'optimisation non-linéaire. Son principe est de comparer les gradients de la carte piézométrique simulée en régime permanent avec ceux d'une carte piézométrique de référence, et de s'appuyer sur cette comparaison pour modifier localement le champ de transmissivités.

Une autre alternative à la méthode d'inversion par estimation successive des flux est la méthode d'optimisation par triangulation (Ackerer et Delay, 2010) qui a aussi été appliquée avec succès à une nappe libre de grande extension spatiale (4 400 km², Majdalani et Ackerer (2011)). Cette méthode est plus puissante que la méthode par estimation successive des flux car elle permet d'inverser des données transitoires, et donc d'obtenir des champs de transmissivité ainsi que des champs de coefficient d'emménagement. En contre partie elle a un coût de calcul supérieur à la méthode par estimation successive des flux.

Le code de calcul Invpiez (Lotteau, 2010; Flipo *et al.*, 2012) est une application de la méthode par estimation successive des flux dans le cas d'un régime permanent.

L'algorithme utilisé pour l'inversion s'applique sur un maillage régulier de mailles carrées (Figure 6.6). Tout d'abord un champ initial de transmissivité, appelé champ germe, permet d'initialiser le processus d'inversion et les gradients de la carte piézométriques de référence sont calculés pour chaque élément du maillage. À l'itération i , un régime permanent solution de l'équation de diffusivité (Équation 4.5, p. 47) est calculé à partir du champ de transmissivité $i - 1$. Si la piézométrie simulée en régime permanent est suffisamment proche de celle de référence ($|H_j^i - H_j^{Ref}| < \varepsilon$ pour toutes les mailles j), le processus d'inversion s'arrête. Dans le cas contraire, le champ de transmissivité i est obtenu en corrigeant le champ de transmissivité $i - 1$ suivant le rapport des gradients simulés sur les gradients de la carte de référence et en utilisant un coefficient de pondération w pour éviter des divergences numériques. L'algorithme passe alors à l'itération $i + 1$.

Les données requises pour l'inversion sont la carte piézométrique de référence, le champ germe de transmissivité et l'estimation de la recharge pour calculer le régime permanent. Il est aussi nécessaire de définir les conditions aux limites.

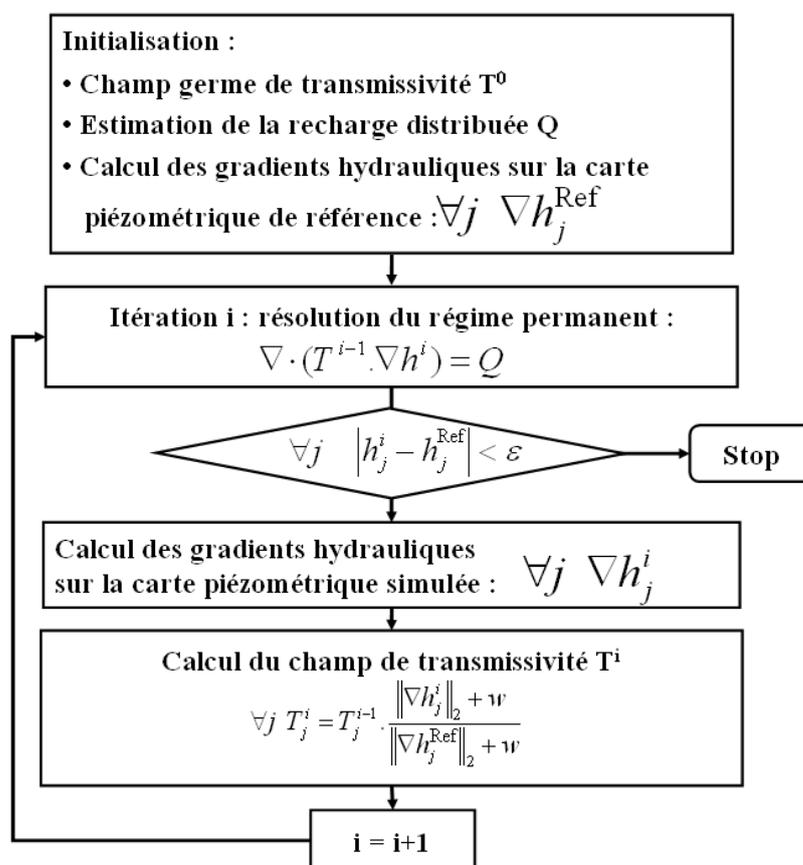


FIGURE 6.6 – Algorithme de l'inversion (Pasquier, 2005) : h^{Ref} correspond à la piézométrie de référence, h^i à la piézométrie à l'itération i , T^i est le champ de transmissivités de l'itération i , T_j^i : la valeur de la transmissivité de la maille j et w un paramètre d'amortissement.

6.3.2 Calage hybride monocouche (Beauce nord)

Dans un premier temps, seule la partie nord de la Beauce est considérée, soit une seule couche aquifère en lien avec la surface. La méthode de calage utilisée allie un calage manuel par essais et erreurs et un calage automatique par inversion de la carte piézométrique de basses eaux.

La figure 6.7 décrit la méthode employée. Le point de départ du calage est le modèle de surface pré-calé. À partir d'un jeu de paramètres, une simulation est effectuée en régime transitoire. Les résultats de cette simulation sont évalués par calcul de critères (section 6.1.4.2) et par comparaison visuelle entre chroniques observées et simulées. Si le calage est poursuivi, le choix est fait entre une modification manuelle de certains jeux de paramètres ou un recours à l'inversion. Ce choix est subjectif et dépend du modélisateur. Une nouvelle simulation en transitoire est ensuite effectuée avec ce nouveau champ de paramètres et ainsi de suite jusqu'à ce que le calage soit jugé satisfaisant.

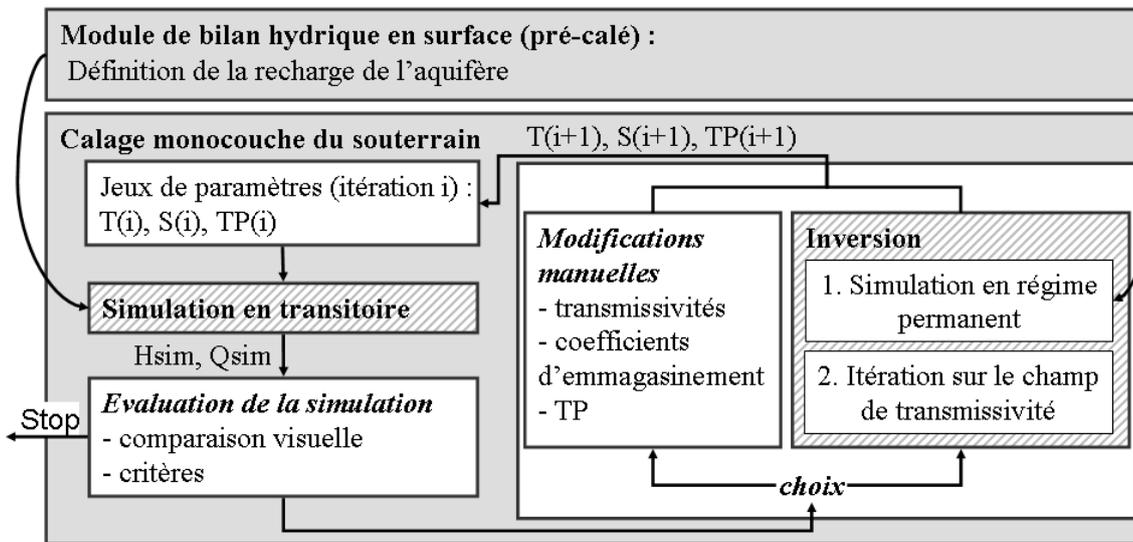


FIGURE 6.7 – Méthodologie de calage : les étapes automatiques sont symbolisées par les rectangles hachurés, les étapes manuelles sont écrites en italiques.

6.3.2.1 Calage manuel

Le calage manuel se base sur les chroniques observées aux 78 piézomètres localisés dans la Beauce nord et sur les cartes piézométriques de référence de basses eaux 1994 et hautes eaux 2002 (Figures 3.11a & b, p. 33).

6.3.2.2 Mise en œuvre de l'inversion

L'algorithme d'inversion a été mis en œuvre pour la Beauce nord (Figure 5.1, p. 50). Pour servir de support à l'inversion, un maillage régulier a été créé avec une résolution de 1 km^2 , aligné sur les plus petites mailles du maillage Eau-Dyssée. Le flux est imposé nul aux limites du domaine et les mailles rivières ont comme condition une cote imposée.

La carte piézométrique de référence provient de la projection de la carte de basses eaux d'octobre 1994 (Figure 3.11a, p. 33) sur le maillage régulier. Pour que l'algorithme d'inversion converge vers une solution, il a été nécessaire de combler les minima locaux (maille plus basse que ses quatre voisines).

La recharge doit être définie pour correspondre aux conditions de la carte piézométrique de référence, soit un régime de basses eaux. Sa définition est délicate car une recharge surestimée conduira à avoir des transmissivités plutôt fortes pour que le modèle évacue l'eau en excès, et réciproquement, une sous-estimation donnera des transmissivités plutôt faibles. Après plusieurs essais, il a été choisi de calculer la recharge comme la lame d'eau transmise par la zone non-saturée au modèle souterrain moyennée entre mai et septembre sur les dix années de calage.

Le champ germe de transmissivité est tout d'abord défini à partir des données initiales (section 5.2.2, p. 57). D'autres distributions ont été testées : distribution uniforme, distributions issues d'un calage manuel. Le choix du champ germe influe sur la qualité de l'inversion.

Lors de l'inversion, le régime permanent est calculé par le code *Invpiez* de manière indépendante du code *Eau-Dyssée*. Certaines différences sont à noter entre ces deux codes (Tableau 6.1).

	Invpiez	Eau-Dyssée
Maillages	mailles régulières (1 km ²)	mailles gigognes (1 à 16 km ²)
Définition des transmissivités	entre mailles	par mailles
Conditions aux mailles rivière	cotes imposées	relation nappe-rivière

TABLE 6.1 – Différences de paramétrisation du fonctionnement de l'aquifère entre *Invpiez* et *Eau-Dyssée*.

Le modèle *Eau-Dyssée* a été bâti en utilisant un maillage de mailles carrées emboîtées de manière à réduire le nombre de mailles (Ledoux, 1980). Cependant, *Invpiez* utilise un maillage régulier. Une première étape consiste donc à établir une procédure pour passer d'un maillage à l'autre. Pour aller du maillage *Eau-Dyssée* vers celui d'*Invpiez* une simple projection suffit. La transformation inverse est moins évidente car il s'agit de regrouper des mailles. Dans ce cas, la moyenne harmonique des transmissivités est utilisée mais la transformation n'est pas bijective. Par ailleurs, les transmissivités issues de l'inversion sont calculées aux faces entre mailles. Là encore, une transformation est faite pour définir une transmissivité par maille qui sera utilisée dans *Eau-Dyssée* (Lotteau, 2010). Deux transformations sont donc nécessaires d'une part pour déterminer des transmissivités par mailles de 1 km de côté, puis pour calculer des transmissivités sur les mailles gigognes du modèle. Ces étapes sont source de dégradation des transmissivités inversées. Une autre différence notable est la prise en compte des mailles rivières. Dans *Eau-Dyssée*, la cote de la nappe peut être soit inférieure ou égale à la cote de la maille rivière (pas d'infiltration de la rivière vers la nappe dans cette étape), soit supérieure auquel cas un flux d'échange est calculé. Dans *Invpiez* la cote est imposée, ce qui signifie que le code estime les flux nécessaires au maintien de cette cote indépendamment des conditions de recharge ou des coefficients de transfert nappe-rivière Tp . Cette différence conceptuelle constitue une limite dans la méthode d'inversion. Cependant, l'inversion s'est avérée être un méthode complémentaire au calage manuel, qui a permis d'aboutir aux résultats présentés dans la section suivante.

6.3.2.3 Résultats en cours de calage

L'objectif du calage est de reproduire au mieux les observations aux piézomètres. La qualité du calage est estimée par une comparaison visuelle des chroniques mesurées et simulées et par l'utilisation de critères tels que le biais, la RMSE ou la corrélation. Au cours du calage, la distribution des biais calculés aux piézomètres de Beauce nord est significativement améliorée (Figure 6.8). Lors de la simulation initiale, le biais global calculé sur toutes les chroniques piézométriques de Beauce nord était de 6,7 m avec une majorité de piézomètres où le niveau est sous-estimé de plus de 5 m (Figure 6.8a). En utilisant l'inversion par estimation successive des flux avec la carte de transmissivité initiale comme champ germe, la RMSE globale est réduite à 5,8 m et le nombre de piézomètres où le biais est compris entre -2 et +2 m augmente

(Figure 6.8b). En combinant calage manuel et inversion pour déterminer les transmissivités et en jouant également sur les coefficients d'emmagasinement et d'échanges nappe-rivière, la RMSE globale pour l'aquifère de Beauce nord est de 2,2 m et avec une distribution des biais satisfaisante (Figure 6.8c).

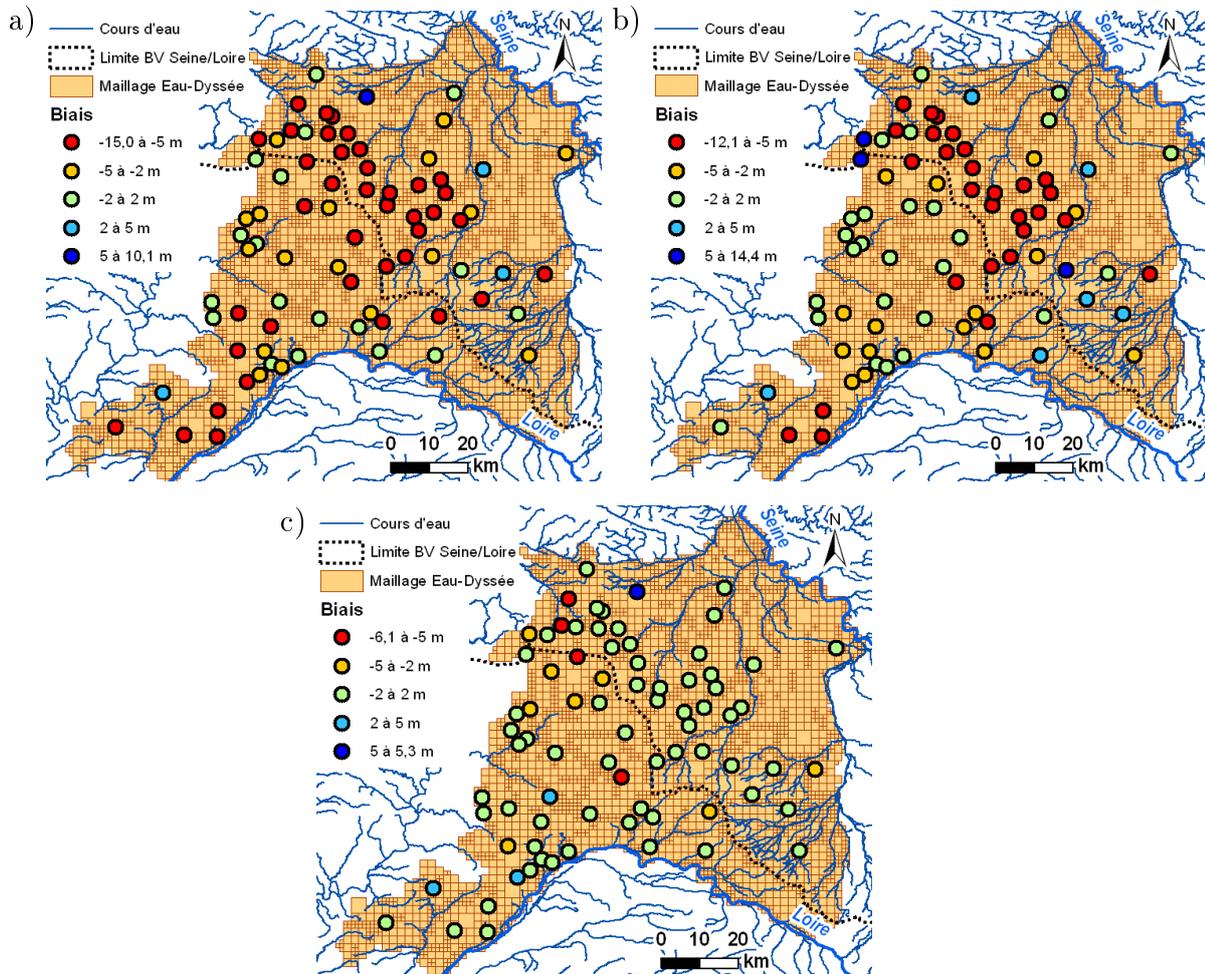


FIGURE 6.8 – Évolution du biais entre chroniques piézométriques observées et simulées au cours du calage de la Beauce nord : a) Simulation initiale ; b) Simulation à partir de l'inversion de la transmissivité initiale ; c) Simulation en fin de calage.

Des tests ont été effectués sur la sensibilité des chroniques simulées au calage du coefficient d'emmagasinement, à la définition de la recharge utilisée lors de l'inversion, et à la définition du champ germe. Les résultats de ces tests sont décrits dans Flipo *et al.* (2012). Le travail sur le champ de transmissivité permet d'ajuster le niveau piézométrique moyen et les tendances à long terme, le coefficient d'emmagasinement influe plutôt sur les amplitudes des variations à plus hautes fréquences temporelles. Le champ de transmissivité obtenu par inversion est très sensible à l'estimation de la recharge correspondant à la carte piézométrique de référence.

6.3.3 Calage multicouches

Une fois la partie Beauce nord ajustée, le calage a été poursuivi en prenant en compte les autres couches du modèle.

6.3.3.1 Méthode

La méthode d'inversion s'applique mal au calage multicouches pour plusieurs raisons :

1. il faut disposer d'une carte piézométrique de référence définie sur l'ensemble de l'aquifère étudié ce qui n'est pas le cas pour la Craie,
2. il est difficile de définir les conditions limites pour les parties captives des aquifères, alors que dans le cas d'une nappe libre, les cotes imposées aux mailles rivières permettent d'obtenir plus facilement une convergence du code d'inversion,
3. les flux verticaux entre aquifères sont mal connus, ce qui perturbe l'estimation de la recharge.

En conséquence, la poursuite du calage du modèle souterrain est faite de manière manuelle. Les champs de paramètres initiaux sont présentés section 5.2.2 (p. 57). Une première simulation permet de cibler quelles zones nécessitent d'être ajustées. Les objectifs du calage sont dans un premier temps de limiter les biais et RMSE calculés entre les observations et les simulations et d'avoir une comparaison visuelle jugée acceptable. En complément, des objectifs spécifiques sont établis pour chaque couche. Les chroniques mentionnées sont présentées aux pages 92-94 lors de la description des résultats de calage.

Les six piézomètres de Beauce sous Sologne sont très influencés par les pompages (Figure 3.13, p. 37). Dans le modèle, les prélèvements varient au pas de temps mensuel ce qui rend difficile de reproduire les chutes brutales de piézométrie. L'objectif du calage dans cette zone est de reproduire un niveau proche de l'enveloppe supérieure des observations.

La Craie se caractérise par une zone libre à l'ouest et une zone captive sous la Beauce. À ce découpage correspondent deux comportements de piézomètres : des variations à tendances pluri-annuelles ou des variations annuelles très marquées. Certains piézomètres simulés ont tendance à dériver (élévation ou abaissement tendanciel pluriannuel de la cote piézométrique) sans qu'aucune tendance n'apparaisse sur les chroniques mesurées. L'objectif du calage est donc de simuler des niveaux qui ne dérivent pas et de limiter le biais avec les observations.

Le Cénomaniens est en grande partie confiné sous la Craie. De ce fait, l'estimation de la recharge de l'aquifère est très sensible à la paramétrisation de la Craie et des échanges entre couches. La carte piézométrique de basses eaux 1994 (Figure 3.11e, p. 33) indique une zone particulièrement basse au niveau de Tours, probablement due aux pompages dans cette zone. Ce niveau n'est pas obtenu lors de la première simulation et les paramètres doivent donc être corrigés. Par ailleurs, certaines chroniques observées indiquent une tendance à la baisse des niveaux piézométriques, par exemple à Tours ou au Grand-Pressigny, et des tendances à la hausse comme à Billy. Ce sont des tendances qu'il semble important de reproduire.

6.3.3.2 Application de la méthode

Lors de la première simulation, la piézométrie initiale de la Craie provient du krigeage de la carte piézométrique de référence (Figure 3.11d, p. 33). Cette carte ne couvre pas toute la zone où l'aquifère est défini et correspond aux basses eaux 1998 alors que la période de calage débute en 1994. Pour ces deux raisons, il a été nécessaire de redéfinir un état initial pour la Craie. Pour cela, l'état final d'une première simulation sur la période de calage est pris en état initial d'août 1994 pour la pré-simulation suivante de manière à obtenir un état initial cohérent avec les paramètres du modèle. Cet état initial d'août 1994 n'est pas modifié par la suite. Cependant, cette méthode rend difficile de reproduire les décroissances observées à certains piézomètres.

Au cours du calage des valeurs de RMSE globales calculées sur les chroniques des piézomètres situés dans la Craie et dans le Cénomaniens sont progressivement améliorées (Figure 6.9). Chaque point de la figure correspond à une simulation de calage. Initialement, les RMSE sont supérieures à 10 m pour ces deux aquifères. Après calage, la RMSE est de 3,0 m pour la Craie et 3,2 m pour le Cénomaniens ce qui constitue une amélioration très significative des performances du modèle.

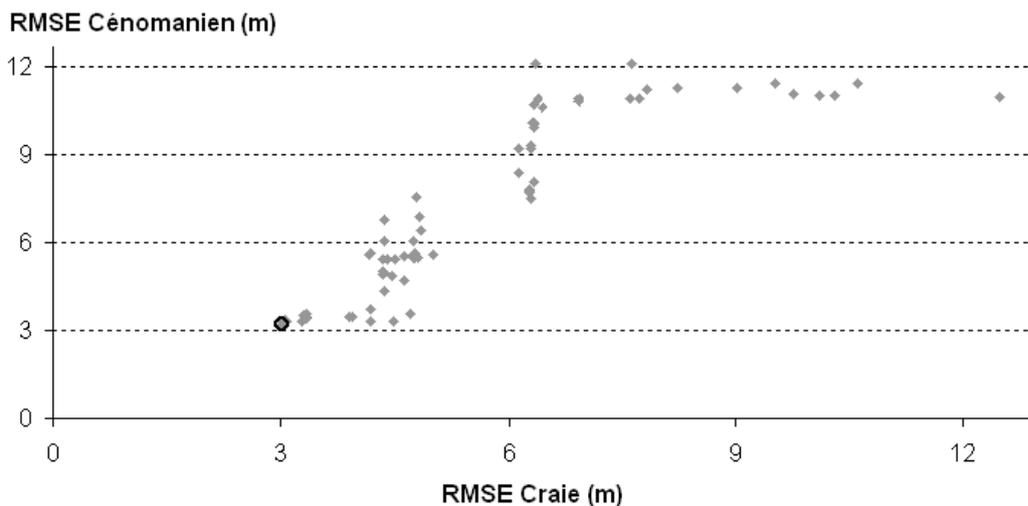


FIGURE 6.9 – Évolution conjointe des RMSE par aquifères au cours du calage pour la Craie et le Cénomaniens, le point encadré correspond à l'état obtenu à l'issue du calage.

Les coefficients de drainance déterminent les flux verticaux échangés entre couches aquifères. Pour le calage de la Beauce nord, les flux échangés avec la Craie ont été considérés nuls (calage monocouche). Pour le calage multicouches, ces flux d'échanges ont été autorisés dans la frange ouest de l'aquifère de Beauce où il est en relation avec la Craie (Martin *et al.*, 1999). Pour les échanges entre la Craie et le Cénomaniens, les drainances initiales variant de 0 à $2 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ont été définies à partir de la géométrie de l'aquitard des marnes à ostracées (section 5.2.2.2, p. 59). Ces coefficients ont été peu modifiés au cours du calage.

Le calage des paramètres des aquifères se fonde également sur les débits des cours d'eau qui les drainent. Par exemple, l'influence du calage du modèle souterrain est

clairement visible sur les débits du Dhuy à Saint-Cyr-en-Val, qui draine la Beauce sous Sologne, et de l'Essonne à Ballancourt alimentée par la Beauce nord (Figure 6.10). Les débits de base simulés à ces stations hydrométriques ont été significativement améliorés.

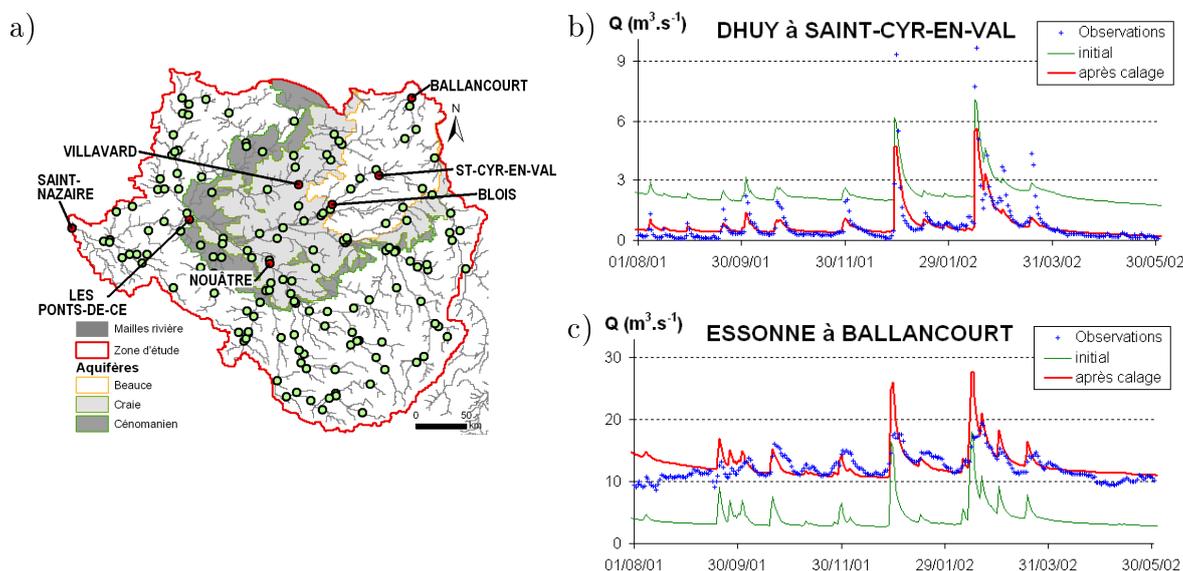


FIGURE 6.10 – Influence du calage des aquifères sur les débits simulés : a) localisation des stations, b) débits du Dhuy à Saint-Cyr-en-Val, c) débits de l'Essonne à Ballancourt.

6.4 Zones d'échanges

Les zones d'échanges correspondent aux interfaces entre la surface et le souterrain. Trois types d'échanges sont considérés : le transfert en zone non-saturée pour l'alimentation des aquifères, le débordement des nappes lorsque le niveau piézométrique dépasse la cote topographique, et la ré-infiltration de l'eau des rivières.

6.4.1 Zone non-saturée

La zone non-saturée est définie par son épaisseur et par une constante de temps de vidange τ (section 5.3.1, p. 61). Initialement, la constante de temps est prise uniforme sur tout le domaine. Dans le cas des zones où les chroniques piézométriques observées présentent une tendance pluriannuelle, cette constante de vidange peut être ajustée. Ce travail n'est par contre pas possible pour des chroniques ne présentant que des variations annuelles très marquées. Il faudrait dans ce cas disposer de données de traçage.

Le calage de la zone non-saturée permet de mieux phaser les chroniques observées et simulées. Par exemple, au piézomètre de Sainville situé dans la partie nord-ouest de l'aquifère de Beauce, la différence entre la cote topographique et la piézométrie de hautes eaux est de 17 m, ce qui est traduit en 3 réservoirs de zone non-saturée

de 5 m d'épaisseur. Avec la constante de temps initiale de 25 jours par réservoir, un déphasage est observé entre les pics piézométriques observés et simulés (Figure 6.11). Après calage du modèle, la constante de temps τ est de 100 jours dans cette zone et la chronique simulée est mieuxphasée avec la chronique observée. L'augmentation de la constante de temps pour la zone non-saturée a aussi pour effet d'atténuer les fluctuations dues à la recharge.

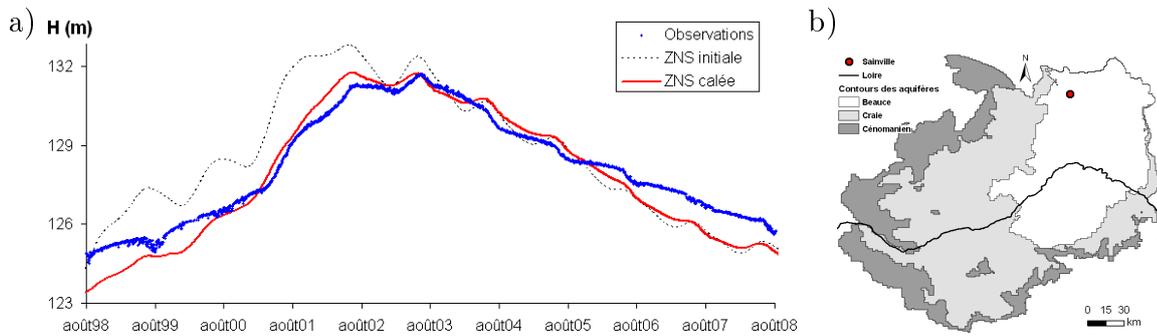


FIGURE 6.11 – Calage de la zone non-saturée : a) exemple des chroniques observées et simulées au piézomètre de Sainville dans la Beauce (02921X0001), b) localisation du piézomètre.

6.4.2 Débordements

Lorsque le niveau piézométrique simulé dépasse la cote topographique, un flux est échangé du souterrain vers la surface proportionnel à la différence de charge et au coefficient de transfert Tp . Ces échanges ont lieu pour une grande majorité au niveau de mailles rivière. Initialement, le coefficient a été fixé à $0.1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Lorsque la nappe est captive, par exemple en Sologne, ce coefficient doit être réduit. Le calage s'effectue à partir des hydrogrammes et des chroniques piézométriques observés et simulés (distribution finale Figure 7.12a, p. 99).

6.4.3 Réinfiltration de l'eau des rivières

Lorsque le niveau de la nappe est inférieur à celui du cours d'eau, une ré-infiltration de l'eau de la rivière peut avoir lieu. Dans la première phase du calage, cette ré-infiltration n'est pas autorisée. Par la suite, un débit limite de $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ par maille rivière est appliqué puis éventuellement ajusté en s'appuyant sur les hydrogrammes et les chroniques piézométriques observés et simulés (distribution finale Figure 7.12b, p. 99).

6.5 Conclusion

Lors du calage du souterrain, la recharge de l'aquifère peut-être jugée trop faible ou trop importante. Le calage des fonctions production doit être alors poursuivi en parallèle du calage du souterrain. Une synthèse des différentes étapes du calage et des

paramètres modifiés lors de ces étapes est présentée Tableau 6.2. Certains paramètres sont calés en plusieurs étapes ce qui souligne le caractère itératif du calage.

			Calage volumes	Calage Nash	Calage monocouche inversion	manuel	Calage multicouches
Surface	Volumes	CRT,DCRT	×				
	Vidanges						
	QRMA,CQR,QIMA,CQI			×	×	×	
	Partition	FN		×	×	×	
Souterrain	Beauce nord	T			×	×	×
		S				×	×
		Dr					×
	Autres couches	T					×
		S					×
		Dr					×
Echanges	Nappe-surface	Tp				×	×
		Q_{lim}				×	×
	ZNS	τ			×	×	×

TABLE 6.2 – Paramètres ajustés lors des différentes étapes du calage. Les paramètres des fonctions de productions sont présentés page 44. T , S et Dr , correspondent respectivement aux coefficients de transmissivité, emmagasinement et drainances entre couches, Tp et Q_{lim} sont les coefficients de transfert nappe-surface et le débit limite de réinfiltration de l'eau des rivières, τ est la constante de temps du transfert en zone non-saturée.

Ainsi, les paramètres des fonctions production sont calés en plusieurs étapes. Les volumes globaux, réglés par les paramètres CRT et DCRT, sont les premiers paramètres calés (Calage volume). Par la suite, le phasage des pics de crues pour les stations hors aquifères est calé au moyen des coefficients de partition FN et de vidanges des réservoirs QRMA, CQR, QIMA et CQI (Calage Nash). Ces deux étapes constituent le calage de la réponse rapide du bassin. En effet, les coefficients de routage sur les versants et en rivière sont obtenus par analyse du modèle du MNT avec HydroDEM.

Le calage du modèle souterrain vise à ajuster la réponse lente du système. Le calage monocouche focalise sur les paramètres hydrodynamique de Beauce nord. L'objectif de la méthode d'inversion est d'obtenir une distribution des transmissivités mais ce procédé permet également d'ajuster la recharge de l'aquifère en travaillant sur les paramètres des fonction production de l'impluvium (partition et vidange) ou sur la constante de temps de vidange de la zone non-saturée. La méthode manuelle complète sur les résultats de l'inversion pour les transmissivités et la recharge et porte aussi sur les coefficients d'emmagasinement et les échanges nappe-surface. Enfin, le calage multicouche consiste à travailler sur les paramètres hydrodynamiques des autres couches et à prendre en compte les échanges verticaux entre aquifères.

Chapitre 7

Résultats du calage

Ce chapitre a pour but de caractériser précisément les performances du modèle calé, puis d'exposer la paramétrisation qui conduit à ces résultats.

7.1 Performances à l'issue du calage

Une première méthode pour évaluer le calage du modèle est de calculer des critères statistiques pour comparer les débits et niveaux piézométriques simulés avec les observations. Cette méthode apporte des éléments quantitatifs pour caractériser le niveau de calage de manière globale. Dans un deuxième temps, la comparaison visuelle des chroniques permet de discuter des caractéristiques locales.

7.1.1 Critères statistiques

L'utilisation de critères statistiques apporte des critères objectifs pour quantifier certains aspects du calage. Un critère statistique traduit la manière dont le modèle reproduit une caractéristique des observations, par exemple le niveau moyen. Il est donc moins complet qu'une comparaison visuelle, mais permet cependant une analyse systématique de toutes les chroniques. La distribution spatiale des critères statistiques est donc un moyen complémentaire à la comparaison visuelle des chroniques pour juger de la qualité d'une simulation de manière synthétique et plus globale.

7.1.1.1 Hydrologie de surface

Différents critères statistiques sont calculés au pas de temps journalier aux stations hydrométriques du domaine d'étude : biais absolus et relatifs, critères de Nash calculés sur les débits et sur les logarithmes des débits.

Globalement, les biais calculés sur les débits journaliers sont inférieurs à $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la zone où les aquifères sont simulés. La distribution des biais aux stations hydrométriques indique des biais absolus plus importants pour les forts débits (Figure 7.1a). Deux stations sur la Vienne sont sous-estimées de plus de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et les stations sur l'amont de la Vienne sont également légèrement sous-estimées. Ceci est probablement dû au fonctionnement de barrages en amont (section 2.3.1, p. 19). Le débit de la Loire est surestimé à Orléans. En effet, le modèle ne prend pas en compte le karst en amont

de cette station (section 2.2.4, p. 18). Les pertes dues au karst sont restituées à la Loire en aval et le débit à Saint-Laurent-des-Eaux, station en aval d'Orléans, est bien estimé.

Les biais relatifs peuvent être importants pour les petits cours d'eau, mais cela correspond à des biais absolus faibles (Figure 7.1b). Pour la Loire, les biais relatifs sont globalement inférieurs à 5 % excepté à Belleville, Dampierre et Orléans. À l'exutoire, le débit de la Loire à Saint-Nazaire est surestimé de 1,7 %.

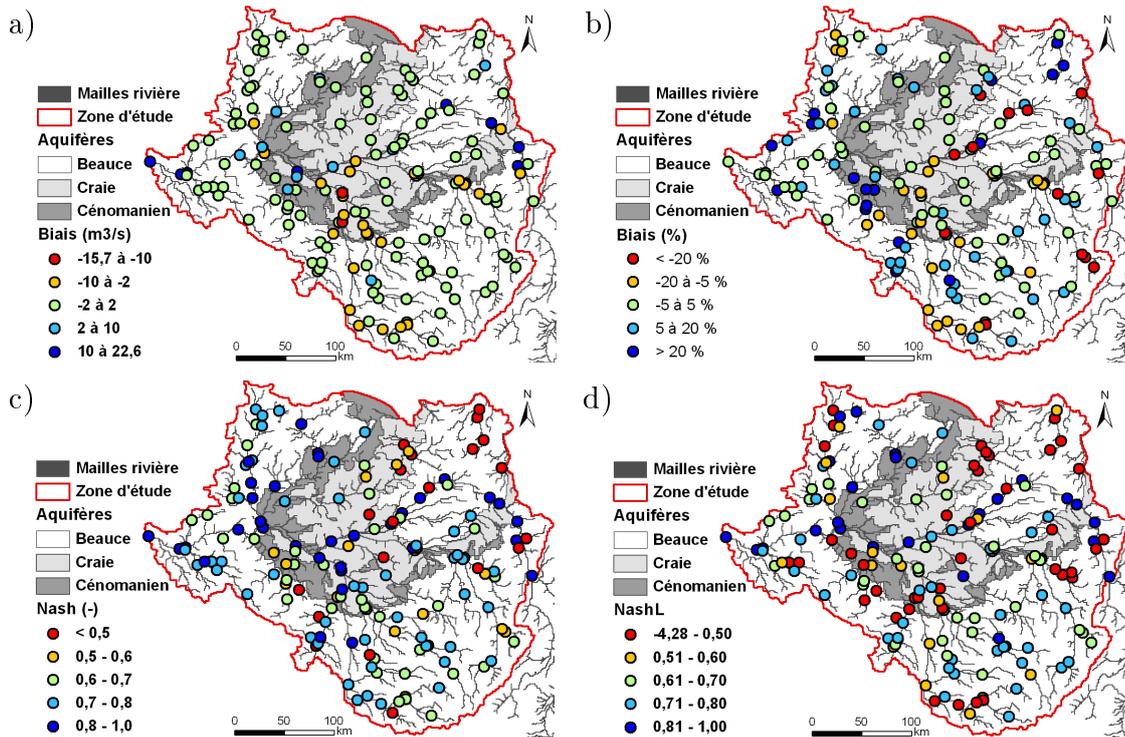


FIGURE 7.1 – Distribution des critères statistiques calculés sur les débits journaliers aux stations hydrométriques sur la période de calage : a) biais absolus ($m^3.s^{-1}$), b) biais relatifs (%), c) critères de Nash, d) critères de Nash calculés sur les logarithmes des débits.

Les critères de Nash sont supérieurs à 0,94 pour toutes les stations hydrométriques de la Loire, ce qui indique globalement un bon phasage des pics de crues simulés et observés (Figure 7.1c). Le critère de Nash à l'exutoire à Saint-Nazaire calculé sur les débits journaliers de la période de calage est de 0,95. Dans la partie nord-ouest du bassin (Mayenne, Sarthe, Huisne, Sèvre-Nantaise), les critères de Nash en majorité supérieurs à 0,7 valident le calage des fonctions production, et en particulier de la fonction "territoires agricoles sur substrat cristallin". Au sud du domaine, vers le Massif Central, des critères inférieurs à 0,7 sont probablement liés au fonctionnement de barrages (section 2.3.1, p. 19). Pour la partie amont de la Loire, le fonctionnement des réservoirs de Villerest et Naussac est pris en compte dans le modèle puisque le débit est imposé en aval de ces ouvrages (section 2.4, p. 20). Sur les impluviums des aquifères, les critères sont satisfaisants pour la Sologne, la Craie et le Cénomanien. Le niveau de calage est plus discutable pour la Beauce nord et notamment les stations sur

l'Essonne et l'amont du Loir. Pour l'Essonne, l'aquifère de Beauce qui a été regroupé pour l'étude est en fait constitué de feuillets (Tableau 2.1, p. 14). Cette simplification forte de la géologie a un impact sur la modélisation du débit. Cependant cette zone fait partie du sous-bassin de la Seine, elle est donc d'importance secondaire par rapport au modèle qui focalise sur le bassin de la Loire. Les débits simulés pour le Loir prennent mal en compte les pics de ruissellement (Figure 7.5b), cela conduit à avoir des critères de Nash faibles (inférieurs à 0,6). Une perspective serait d'affiner la définition des fonctions production. En effet, la même fonction production "territoires agricoles sur limons" intervient dans le bilan de surface pour les débits du Loir à Villavard où les pics de ruissellement sont sous-estimés et de l'Essonne à Ballancourt où ils sont surestimés (Figure 7.5b et d). Le découpage de cette fonction production en deux zones au comportement différent améliorerait la simulation.

Les critères calculés aux stations sur la Loire restent au dessus de 0,94 avec un Nash calculé sur les logarithmes des débits de 0,94 à Saint-Nazaire. La distribution des critères de Nash calculés sur les logarithmes des débits donne des critères globalement moins bons (Figure 7.1d). En effet, ce critère est très sensible aux faibles valeurs de débits du fait de l'utilisation de logarithmes (Équation 6.3, p. 69). Certains critères sont détériorés par la présence d'ouvrages de soutien d'étiage notamment sur la Vienne. Les critères pour la Sologne, la Craie et le Cénomaniens demeurent acceptables.

7.1.1.2 Écoulements souterrains

En complément à la comparaison visuelle des chroniques, le calage du modèle souterrain s'est appuyé sur le calcul de critères comme le biais et la RMSE (section 6.1.4.2, p. 6.1.4.2). Ces critères ont été calculés pour chaque piézomètre de manière individuelle puis pour tous les piézomètres d'une même couche aquifère et finalement une RMSE globale sur toutes les chroniques du système. À l'issue du calage, la RMSE globale est de 2,66 m avec des RMSE par aquifères de 1,81 m pour la Beauce nord, 2,48 m pour la Beauce sous Sologne, 3,02 m pour la Craie et 3,19 m pour le Cénomaniens.

Les RMSE par piézomètres ont été réduites de manière significative par rapport aux RMSE de la simulation initiale (Figure 7.2a, d et g). La simulation initiale pour le souterrain correspond à celle effectuée suite au pré-calage de la surface en utilisant les champs de paramètres initiaux (section 5.2.2, p. 57). Pour ces champs initiaux, les RMSE par piézomètres peuvent dépasser 15 m pour la Beauce nord (Figure 7.2a), 40 m pour le Cénomaniens (Figure 7.2g) et même 60 m pour la Craie (Figure 7.2d). La courbe classée des RMSE aux piézomètres de Beauce nord présente les meilleurs résultats avec seulement 2 piézomètres où la RMSE est supérieure à 5 m. Ce bon niveau de calage peut s'expliquer par le fait que la Beauce nord est une nappe libre sur la majorité de son étendue. Ainsi, sa piézométrie simulée est contrainte par les cotes en rivière, ce qui évite de simuler des biais trop importants. Le calage a permis d'obtenir des RMSE inférieures à 10 m pour tous les piézomètres disponibles.

Chaque critère calculé (biais, RMSE, coefficient de corrélation, rapport des écarts type) peut être représenté par sa distribution spatiale.

La majorité des piézomètres de Beauce sont estimés avec un biais compris entre

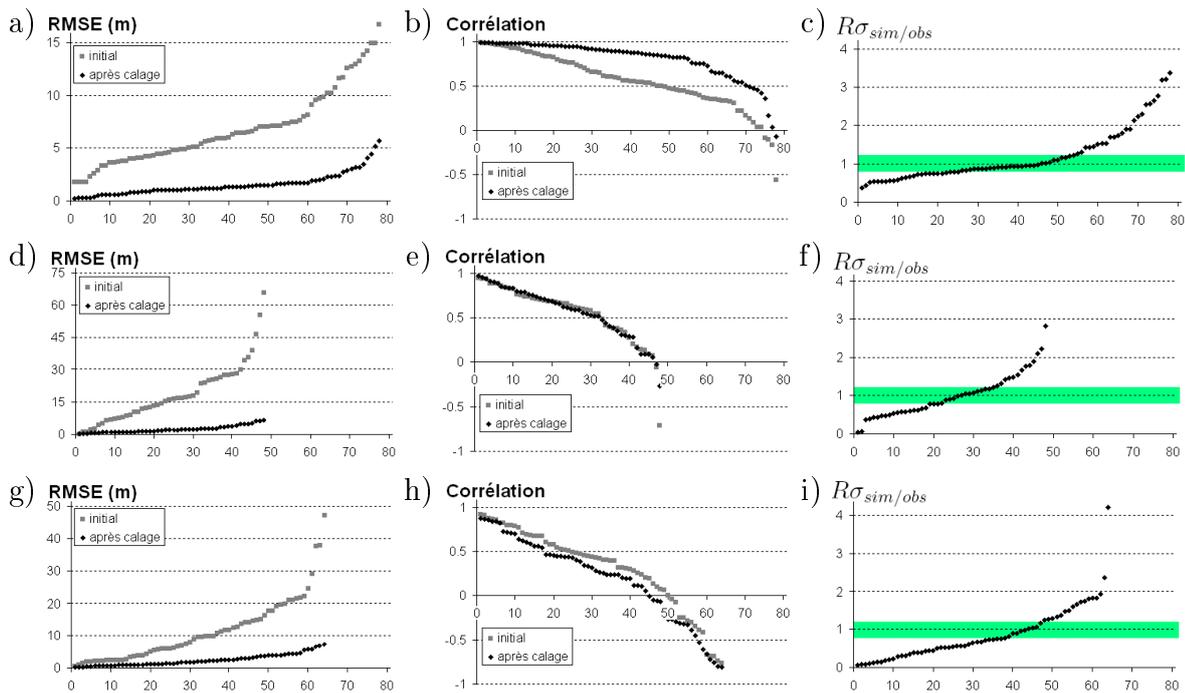


FIGURE 7.2 – Courbes classées des critères statistiques par piézomètres sur la période de calage calculés entre les niveaux piézométriques hebdomadaires simulés et observés : a) RMSE pour les piézomètres de la Beauce nord (78 piézomètres), b) coefficients de corrélation pour la Beauce nord, c) rapports des écarts types pour la Beauce nord, d) RMSE pour les piézomètres de la Craie (49 piézomètres), e) coefficients de corrélation pour la Craie, f) rapports des écarts types pour la Craie, g) RMSE pour les piézomètres du Cénomaniens (64 piézomètres), h) coefficients de corrélation pour le Cénomaniens, i) rapports des écarts types pour le Cénomaniens.

-2 m et +2 m (Figure 7.3a). Seuls deux piézomètres sont sous-estimés de plus de 5 m (en rouge). Les niveaux simulés dans l'aquifère de la Craie sont satisfaisants, avec une majorité de piézomètres simulés correctement (Figure 7.3b). Seuls trois piézomètres ont un niveau piézométrique surestimé de plus de 5 m. La distribution des biais aux piézomètres du Cénomaniens montre une simulation globalement cohérente avec les observations, malgré une surestimation de six piézomètres de plus de 5 m sur les 64 piézomètres simulés (Figure 7.3c).

Les allures des courbes classées des coefficients de corrélation sont très différentes selon les aquifères (Figure 7.2b,e et h). Plus de 70 % des chroniques piézométriques simulées en Beauce ont un coefficient de corrélation avec les observations supérieur à 0,8. Pour la Craie, ce pourcentage tombe à 25 %, puis seulement à 10 % pour le Cénomaniens. Ces résultats faibles sont liés à la difficulté de prendre en compte à l'échelle du modèle des piézomètres influencés (section 3.3.3, p. 34). Par exemple la piézométrie simulée à Billy (Figure 7.8f) a un coefficient de corrélation de 0,2 avec les mesures : la tendance des observations est reproduite mais pas les variations liées aux prélèvements. L'amélioration la plus nette pour la courbe classée de la Beauce tient au fait que les piézomètres sont plus réactifs aux précipitations (nappe libre) et

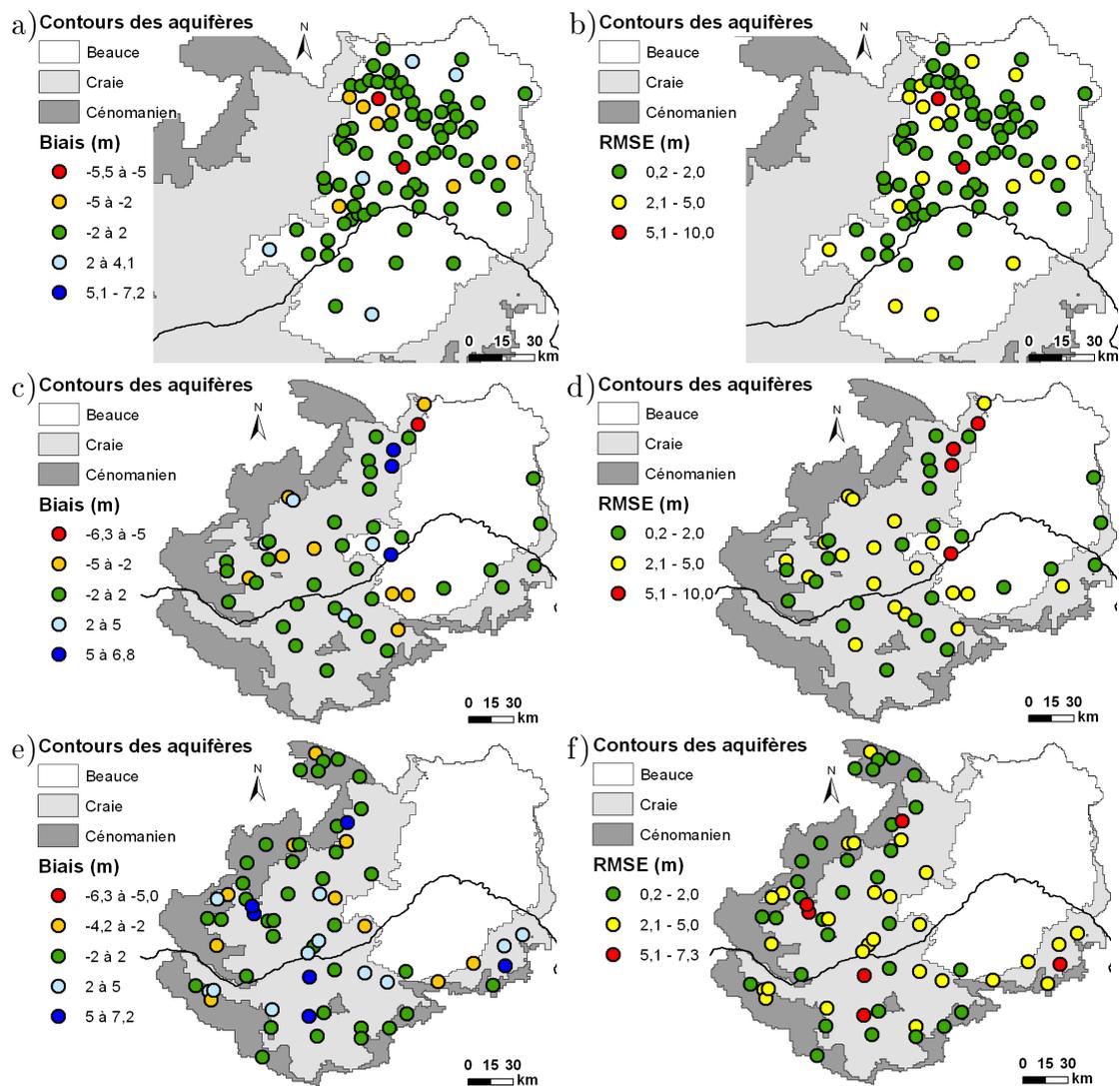


FIGURE 7.3 – Distribution des biais et RMSE calculés sur les hauteurs piézométriques hebdomadaires simulées et observées sur la période de calage (1998-2008) : a) biais pour les piézomètres de la Beauce, b) RMSE pour les piézomètres de la Beauce, c) biais pour les piézomètres de la Craie, d) RMSE pour les piézomètres de la Craie, e) biais pour les piézomètres du Cénomaniens, f) RMSE pour les piézomètres du Cénomaniens.

bien moins influencés par les pompages dans cet aquifère.

La valeur du rapport des écarts types simulés sur observés est aussi très liée à l'influence des pompages (Figure 7.2c, f et i). La zone où ce rapport est compris entre 0,8 et 1,2 a été signalée en vert. Comme pour les courbes classées des coefficients de corrélation, les critères sont meilleurs pour l'aquifère de Beauce que pour les autres aquifères.

Les critères présentés précédemment ont été calculés globalement sur toute la période de calage. Pour évaluer l'évolution des critères au cours de cette période, les biais et les RMSE par aquifères ont été calculés au pas de temps hebdomadaire

(Figure 7.4). L'évolution des biais et RMSE pour la Beauce nord ont un écart type faible autour de la valeur moyenne de -0,2 m et 1,8 m respectivement. Les biais et RMSE calculés pour la Beauce sous Sologne portent sur 6 piézomètres de type captif influencé (section 3.3.3, p. 34). Les chroniques correspondantes présentent de brusques variations du niveau piézométrique liées aux prélèvements. Ces variations ne sont pas reproduites par le modèle ce qui explique l'allure des évolutions temporelles des biais et RMSE. Les évolutions temporelles des critères pour la Craie et le Cénomaniens sont aussi marquées par des maxima en milieu d'été liés aux piézomètres influencés. Les RMSE oscillent autour de 3,0 m pour la Craie et 3,2 m pour le Cénomaniens.

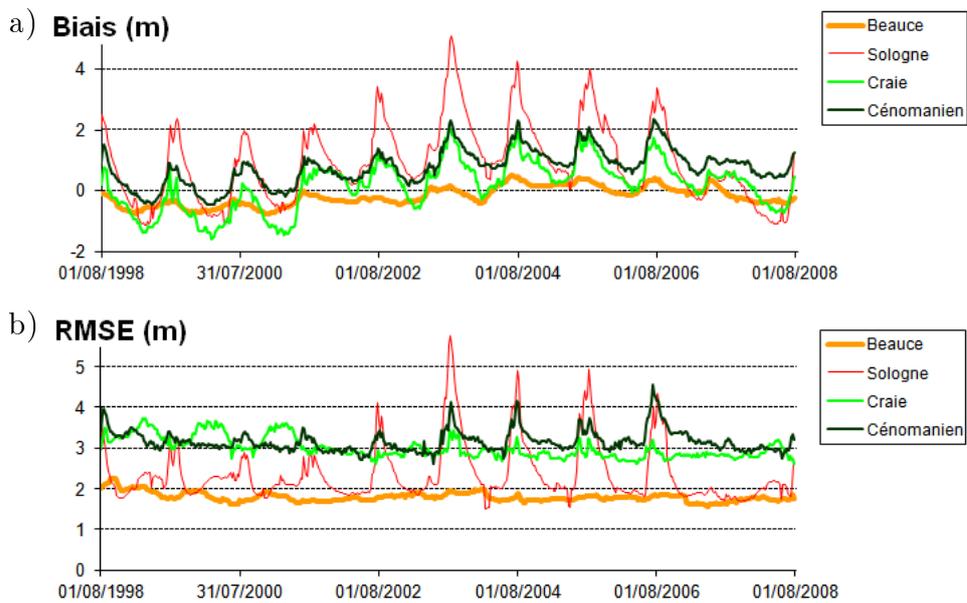


FIGURE 7.4 – Variation des critères statistiques calculés au pas de temps hebdomadaire sur la simulation de fin de calage : a) biais par aquifère, b) RMSE par aquifère.

7.1.2 Comparaisons qualitatives des chroniques

La comparaison visuelle permet d'estimer de manière qualitative la capacité du modèle à reproduire les niveaux de base (débits et piézométrie), en prenant en compte la variabilité des chroniques, le nombre de mesures disponibles et dans certains cas la qualité des observations disponibles. Cette appréciation est fortement subjective. Le calage a été mené en utilisant ces comparaisons visuelles comme outil d'évaluation de la simulation au niveau local, complémentaire au calcul de critères statistiques. Cette sous-section présente des exemples de chroniques simulées et de chroniques observées pour des débits et pour des hauteurs d'eau. La totalité des chroniques simulées aux 158 stations hydrométriques et 197 piézomètres est disponible en annexe (p. 191).

7.1.2.1 Hydrogrammes

Les chroniques en fin de calage aux stations hydrométriques du Dhuy à Saint-Cyr-en-Val et de l'Essonne à Ballancourt montrent l'amélioration du débit de base

du cours d'eau liée au le calage des paramètres hydrodynamiques des aquifères avec une correction de 2 à $0,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour le Dhuy et de 3 à $11 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour l'Essonne (Figures 6.10a et b, p. 81).

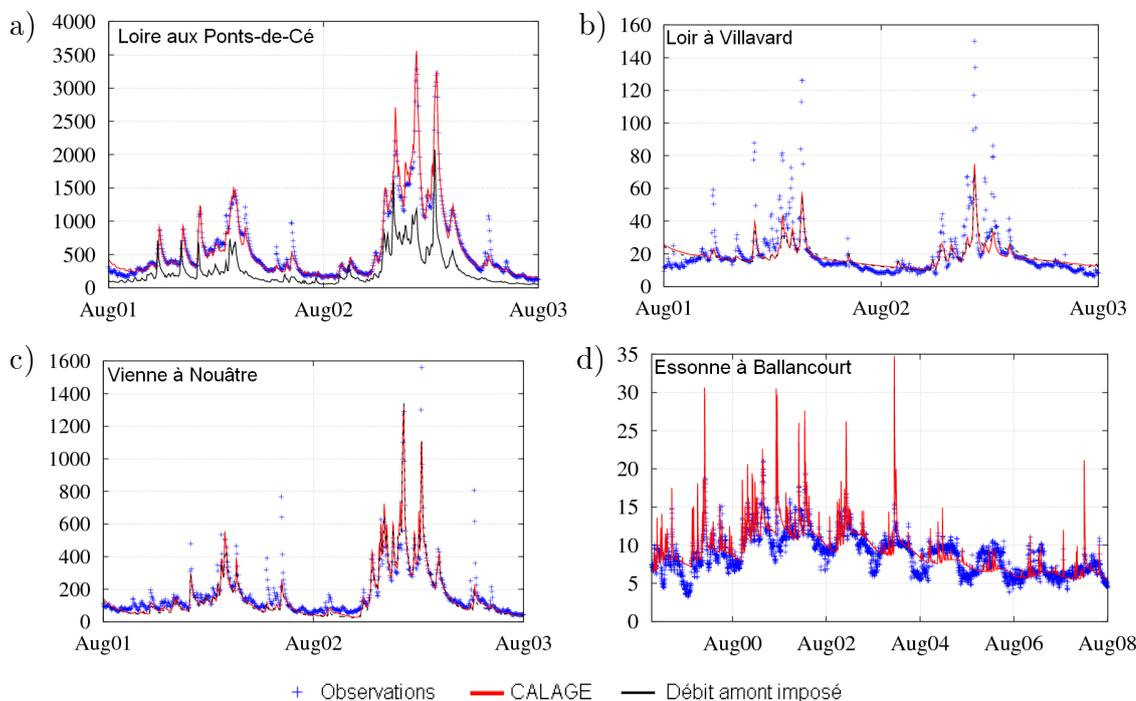


FIGURE 7.5 – Exemples de débits simulés après calage (en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) : a) la Loire aux Ponts-de-Cé, b) le Loir à Villavard, c) La Vienne à Nouâtre, d) l'Essonne à Ballancourt. Les stations sont localisées à la figure 6.10a (p. 81).

La station hydrométrique des Ponts-de-Cé est située sur la Loire en aval de la zone drainant les aquifères. Les débits simulés reproduisent globalement bien les observations avec des critères de Nash de 0,95 sur les débits et sur leurs logarithmes et un biais relatif de -0,5 % (Figure 7.5a). Certains pics de ruissellement sont sous-estimés. Le débit imposé en amont du modèle (en noir) a une valeur moyenne de $310 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et représente 46 % du débits moyen simulé aux Ponts-de-Cé ($670 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

Villavard est localisé sur le Loir qui est alimenté par drainage des aquifères de la Craie et de la Beauce. Les débits simulés sont proches des débits observés (biais de -3,7 % soit $-0,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), avec néanmoins une sous-estimation des pics de ruissellement et un légère surestimation des débits d'étiage (Figure 7.5b).

Le sous-bassin de la Vienne à Nouâtre contient des zones hors aquifères et des zones drainant la Craie et le Cénomaniens. La comparaison des débits simulés et mesurés à cette station montre une sous-estimation des débits d'étiage (Figure 7.5c). Cela peut-être dû au soutien des bas débits par des barrages-réservoirs en Vienne et Haute-Vienne qui ne sont pas pris en compte dans le modèle (Figure 2.15, p. 19).

Les débits simulés de l'Essonne à Ballancourt sont présentés sur deux ans en figure 6.10b (p. 81). Malgré la surestimation du débit de base, les chroniques sur 10 ans reproduisent correctement la variation du débit d'étiage avec un maximum en 2001 (Figure 7.5d).

7.1.2.2 Chroniques piézométriques

Les chroniques piézométriques simulées aux 197 piézomètres du modèle sont disponibles en annexe (p. 201). Cette partie se restreint à quelques exemples représentatifs de chaque aquifère. Le choix des chroniques présentées s'appuie sur la typologie de réponses piézométriques établie section 3.3.3 (p. 34).

Beauce

L'aquifère de Beauce présente en grande partie une piézométrie de type nappe libre (12 piézomètres) ou nappe sous zone non-saturée importante (33 piézomètres). Le piézomètre de Batilly-en-Gâtinais est un exemple de réponse de type nappe libre où les variations annuelles sont bien visibles (Figure 7.6a). Les chroniques simulées à Sainville (Figure 6.11, p. 82) ou Ruan (Figure 7.6b) illustrent le fonctionnement lié à la présence d'une zone non-saturée importante. Sur ces piézométries, la tendance pluriannuelle est bien simulée.

Le piézomètre d'Isdes est situé en Beauce sous Sologne, sa piézométrie est représentative d'une zone captive où les pompages ont une influence forte (Figures 7.6c). Cette variabilité liée aux pompages n'est pas bien reproduite par le modèle car les volumes pompés ne varient qu'au pas de temps mensuel (section 5.2.3, p. 59) et cela implique un rabattement simulé plus faible. Cependant, le niveau de l'enveloppe supérieure est globalement bien reproduit.

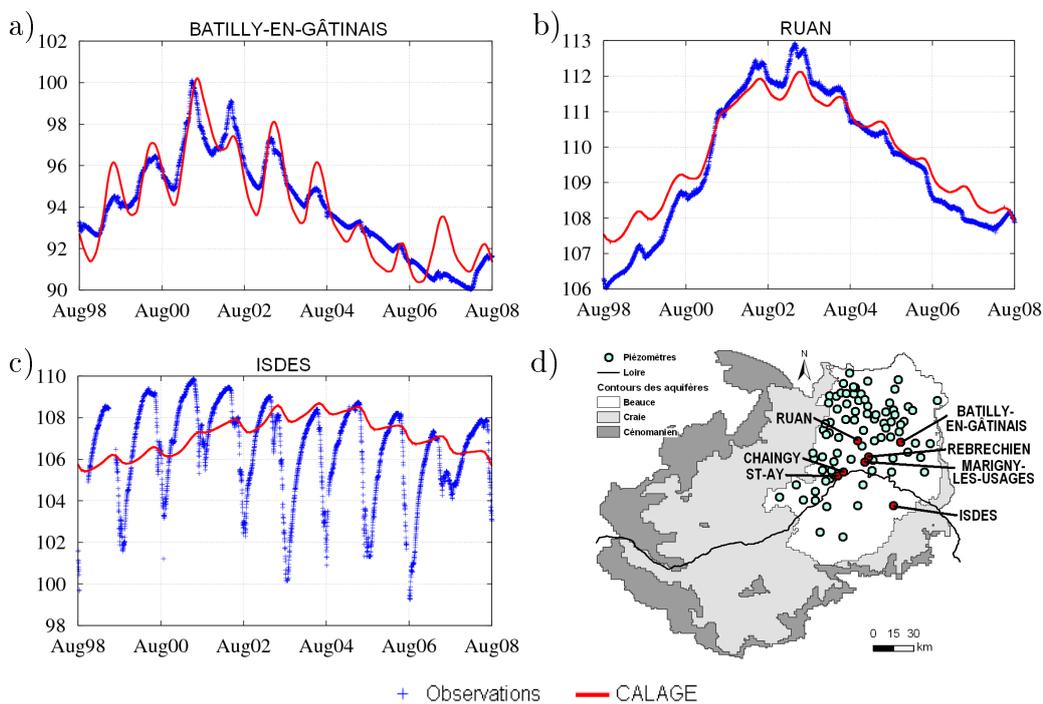


FIGURE 7.6 – Exemples de chroniques piézométriques observées et simulées pour la Beauce (en m) : a) piézométrie à Batilly-en-Gâtinais, b) piézométrie à Ruan, c) piézométrie à Isdes (Beauce sous Sologne), d) localisation des piézomètres de Beauce.

Craie

La nappe de la Craie est en partie libre et en partie couverte par la Beauce. Les typologies dominantes sont nappe libre (13 piézomètres), captif influencé (12 piézomètres), sous couverture (7 piézomètres) et libre influencé (7 piézomètres). La réponse piézométrique de type libre est illustrée par les chroniques simulées à Aubigny-sur-Nère et à Channay-sur-Lathan où les cycles annuels sont correctement simulés (Figures 7.7f et g). De même que pour les piézomètres de Beauce sous Sologne, les variations brutales du niveau piézométrique liées aux pompages ne sont pas reproduites par le modèle dans le cas captif (Berchères-les-Pierres, Sérís, et Marcilly-en-Gault, Figures 7.7b, c et e) comme dans le cas libre (la Celle-Guenand, Figure 7.7h). Cependant, le niveau global est bien reproduit. Enfin, les piézomètres de Magny et Ballan-Miré sont caractéristiques d'une réponse piézométrique liée à une zone non-saturée importante avec une tendance pluriannuelle bien reproduite (Figures 7.7a et d).

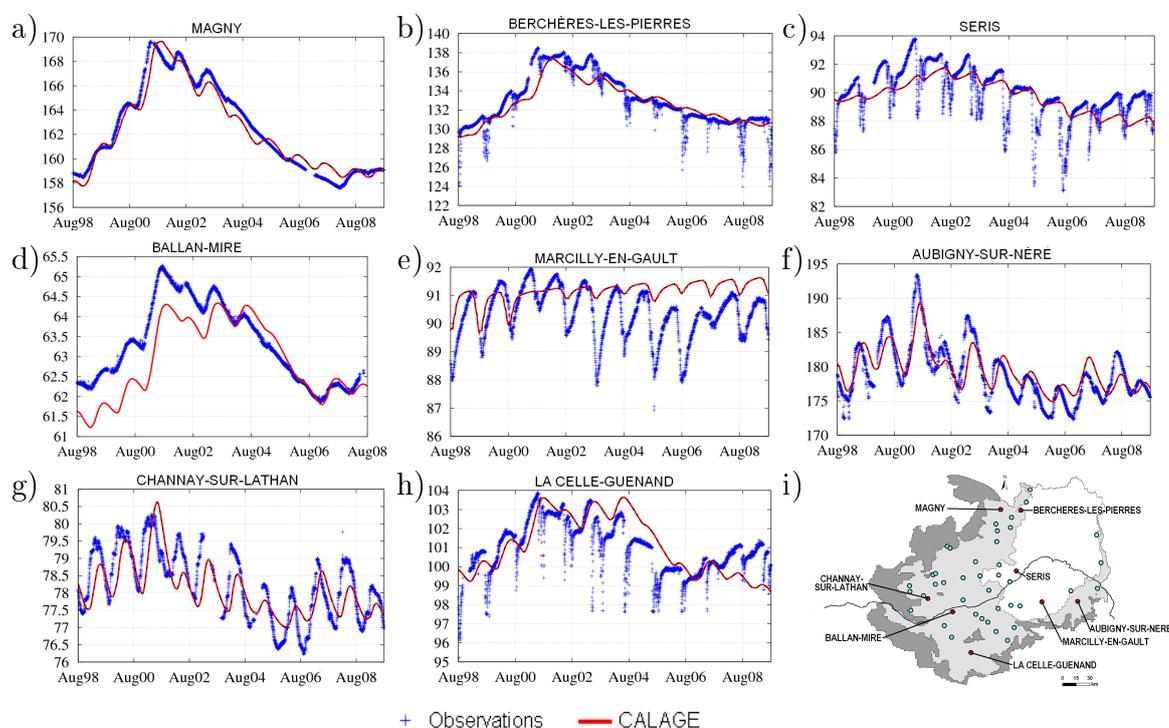


FIGURE 7.7 – Exemples de chroniques piézométriques observées et simulées (en m) pour les piézomètres de la Craie situés à : a) Magny, b) Berchères-les-Pierres, c) Sérís, d) Ballan-Miré, d) Marcilly-en-Gault, f) Aubigny-sur-Nère, g) Channay-sur-Lathan, h) la Celle-Guenand. i) Localisation des piézomètres.

En ce qui concerne les piézomètres localisés sous la Beauce, la piézométrie à Berchères-les-Pierres est bien reproduite, ce qui confirme la paramétrisation des échanges entre la Beauce et la Craie dans cette zone (Figure 7.7b). De même, la chronique simulée à Sérís est bien ajustée aux observations si l'on fait abstraction de l'influence très ponctuelle des pompages, cela conforte le calage de la drainage à proximité de la Loire (Figure 7.7c). Enfin, les niveaux simulés au piézomètre de Marcilly-en-Gault, situé sous la Beauce sous Sologne, sont bien reproduits malgré les forts pompages

(Figure 7.7e). Cependant, une légère dérive est constatée sur la simulation.

Cénomaniens

L'aquifère du Cénomaniens est affleurant sur sa frange ouest. Les chroniques piézométriques mesurées sont majoritairement de type captif influencé (35 piézomètres sur 64). Les calages des niveaux au Luart, à Château-Renault et à Allogny sont jugés convenables (Figures 7.8a, c et h). Les observations à Billy montrent une tendance du niveau piézométrique à augmenter sur la période de calage (Figure 7.8f). Cette tendance est bien reprise dans la simulation, malgré une sous-estimation de l'ordre de 3 m et une mauvaise prise en compte des pompages. Le niveau piézométrique à Tours est particulièrement bas, probablement du fait de forts prélèvements dans cette zone (Figure 5.7c, p. 60). La chronique simulée surestime ce niveau avec un biais de 4,5 m (Figure 7.8d). Les variations piézométriques sont également mal reproduites au Grand-Pressigny (Figure 7.8g). Le niveau initial de la simulation est correct, mais la tendance qui est simulée n'est pas cohérente avec les valeurs observées. La piézométrie simulée à Souvigné est de type nappe libre faiblement influencée et ses variations sont bien reproduites avec un biais de 0,4 m et une RMSE de 0,8 m. Enfin, le piézomètre de Bourgueil est influencé par sa proximité à un cours d'eau et sa variabilité annuelle est bien reproduite (Figure 7.8e).

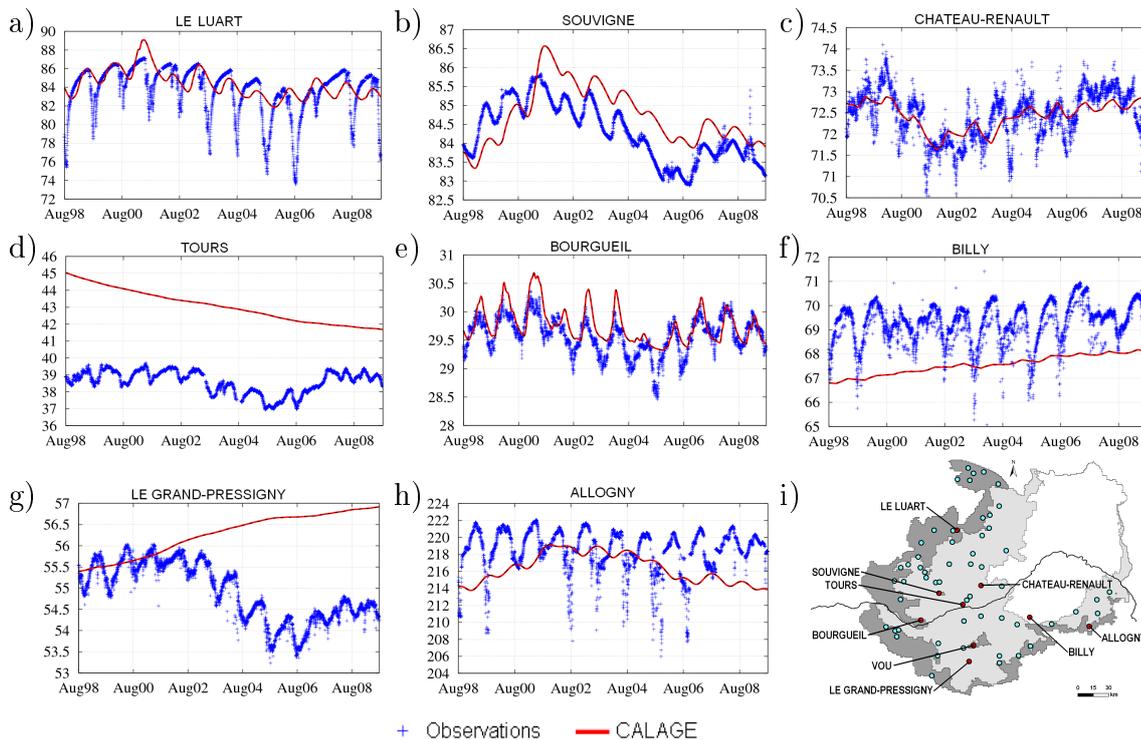


FIGURE 7.8 – Exemples de chroniques piézométriques observées et simulées (en m) pour les piézomètres du Cénomaniens situés à : a) le Luart, b) Souvigné, c) Château-Renault, d) Tours, d) Bourgueil, f) Billy, g) le Grand-Pressigny, h) Allogny. i) Localisation des piézomètres.

7.2 Paramétrisation finale du modèle

Différents moyens ont été utilisés pour évaluer les performances du modèle sur la période de calage : comparaison visuelle, calculs de différents critères. Les résultats obtenus ayant été jugés satisfaisants, les champs de paramètres obtenus sont présentés dans cette section.

7.2.1 Bilan hydrologique de surface

La paramétrisation retenue pour les fonctions production traduit différents comportements du sol pour le bilan de surface (Tableau 7.1).

	CRT	DCRT	FN	CQR	QRMA	CQI	QIMA
Villes	20	15	1	0,40	30	0,05	100
Zones humides	50	10	10	0,01	30	0,08	30
Eau libre	800	0	0	0,01	0	0,01	0
Forte infiltration	50	20	10	0,02	200	0,10	90
Agr. alluvions	80	40	5	0,20	100	0,10	100
Agr. calcaire	90	40	10	0,05	100	0,10	150
Agr. argile	60	40	2	0,01	100	0,02	60
Agr. sables	70	40	6	0,10	90	0,01	80
Agr. limons	110	60	3	0,20	100	0,01	90
Agr. détr.	80	70	0	0,10	150	0,01	30
Agr. crist.	80	30	5	0,10	70	0,05	20
Agr. volc.	60	30	10	0,20	100	0,10	100
Agr. autres	120	80	10	0,20	100	0,10	100
Forêt alluvions	110	70	5	0,10	30	0,10	30
Forêt calcaire	110	70	5	0,03	50	0,10	30
Forêt argile	120	100	5	0,03	90	0,05	60
Forêt sables	110	70	10	0,03	20	0,01	30
Forêt limons	110	70	8	0,20	100	0,01	120
Forêt détr.	130	100	0	0,05	150	0,01	100
Forêt crist.	70	60	8	0,05	100	0,01	150
Forêt volc.	90	50	10	0,20	100	0,10	100
Forêt autres	120	100	10	0,02	100	0,10	100

TABLE 7.1 – Paramétrisation finale des fonctions production. CRT, DCRT, FN, QRMA et QIMA en mm, CQR et CQI en jr^{-1} .

Les villes sont caractérisées par un fort ruissellement avec un paramètre de seuil FN faible qui limite l'infiltration (1 mm). Les zones d'eau libre ont une évaporation très forte avec un DCRT très important. Les zones de forêt et milieux semi-naturels ont globalement une évaporation plus forte que les zones agricoles, avec des DCRT et CRT plus élevés. La fonction production de forte infiltration définie à partir de l'indice IDPR (5.1.2.2, p. 52) possède un seuil d'infiltration FN élevé (10 mm).

7.2.2 Paramètres hydrogéologiques

7.2.2.1 Transmissivités et coefficients d'emmagasinement

Les champs de transmissivité obtenus à l'issue du calage présentent des ordres de grandeur différents selon les aquifères (Figure 7.9).

Les transmissivités de la Beauce couvrent une large gamme de valeurs, de 10^{-4} à $10 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Ces valeurs sont cohérentes les mesures collectées par Martin (2000). La transmissivités de la Craie sont comprises entre 10^{-4} et $10^{-1} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, en accord

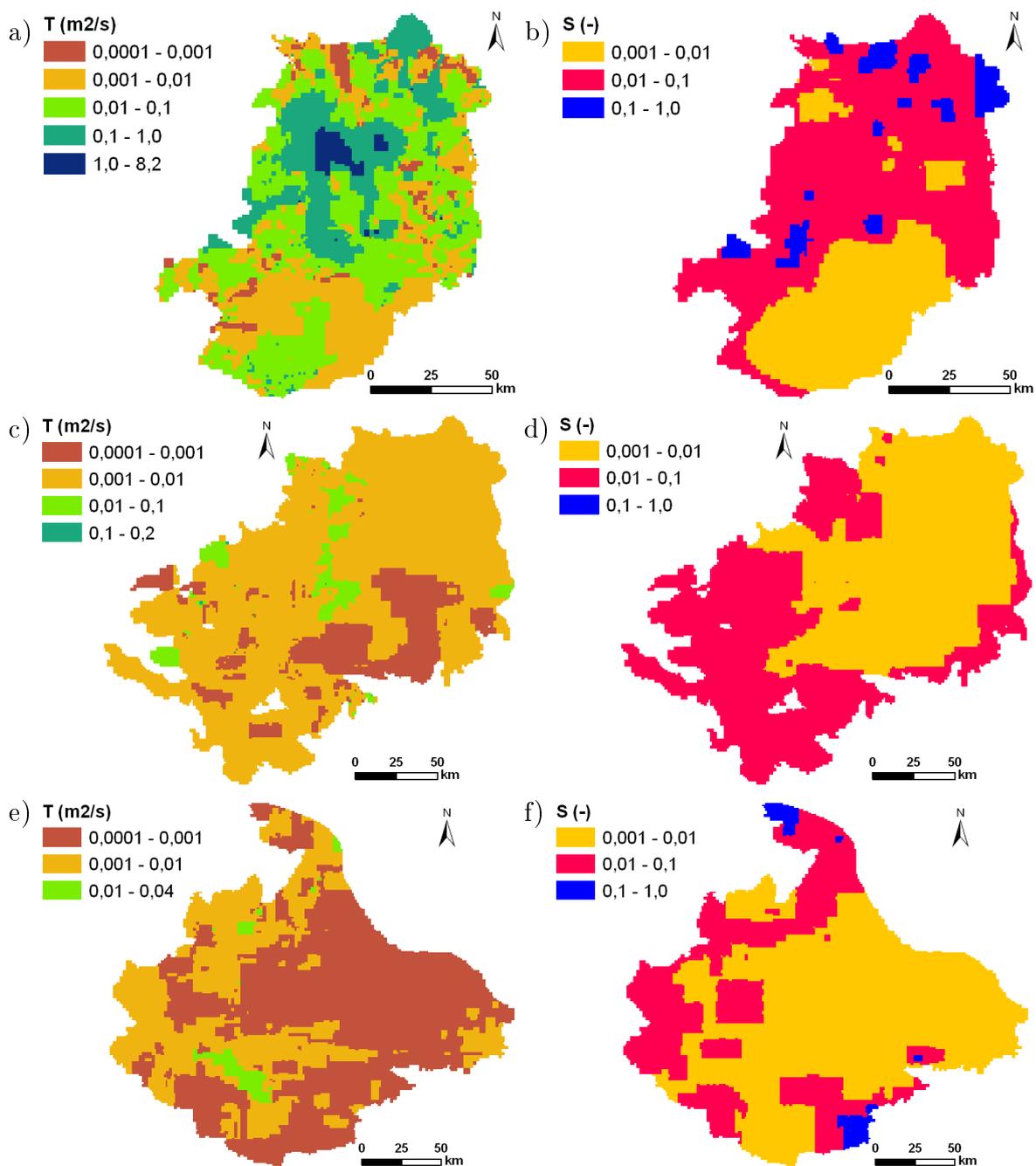


FIGURE 7.9 – Distribution des transmissivités et coefficients d’emménagement finaux : a) transmissivités de la Beauce ; b) coefficients d’emménagement de la Beauce ; c) transmissivités de la Craie ; d) coefficients d’emménagement de la Craie ; e) transmissivités du Cénomanien ; f) coefficients d’emménagement du Cénomanien.

avec les rapports de Martin (2000) et Sogreah (2006a). Enfin, les transmissivités pour l’aquifère du Cénomanien sont aussi dans les mêmes ordres de grandeur que les valeurs mesurées (Sogreah, 2006a), entre 10^{-4} et $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

La distribution des coefficients d’emménagement met en évidence des zones au comportement de type nappe captive où ce coefficient est faible (inférieur à 10^{-2} , en

jaune sur les figures 7.9b, d et f) et des zones avec un comportement de type nappe libre avec des coefficients plus élevés (en rouge et bleu).

7.2.2.2 Échanges entre couches

Les échanges verticaux entre aquifères sont calculés à partir des épaisseurs des aquitards. Ils ont ensuite été légèrement ajustés lors du calage multicouches. La distribution des coefficients de drainance entre la Beauce et la Craie montre clairement une zone où les échanges entre ces deux couches ne sont pas autorisés (Figure 7.10a). Le contour de la formation des marnes à ostracées apparaît comme une zone où les drainances entre la Craie et le Cénomaniens sont les plus faibles (en vert sur la figure 7.10b).

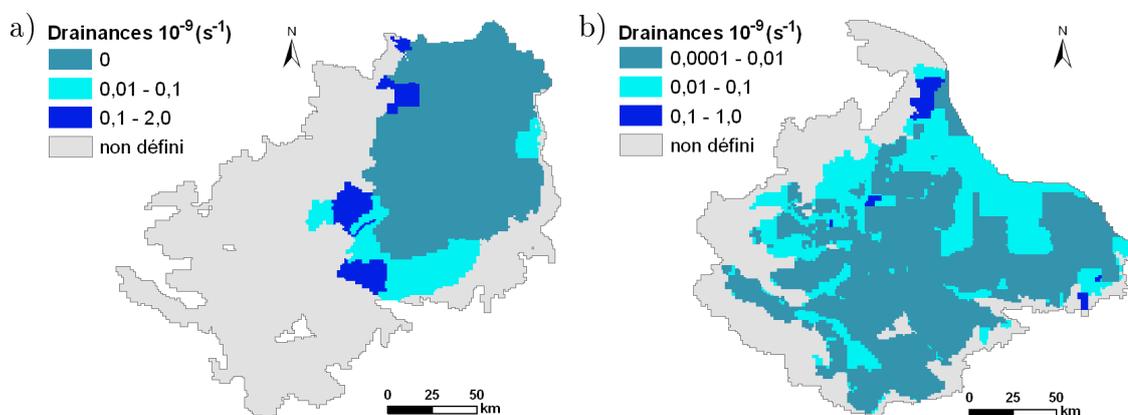


FIGURE 7.10 – Distribution des drainances : a) drainances Beauce-Craie ; b) drainances Craie-Cénomaniens.

7.2.3 Paramétrisation des interfaces

7.2.3.1 Zone non-saturée

La zone non-saturée a été calée en fonction du phasage entre les niveaux piézométriques observés et simulés (section 6.4.1, p. 6.4.1). La distribution des constantes de temps de vidange fait apparaître quatre zones différentes (Figure 7.11). Les zones où le coefficient τ est égal à un jour correspondent aux zones où la zone non-saturée est inexistante ou inférieure à 5 m. Ces zones sont généralement localisées au niveau où la formation géologique est entaillée par un cours d'eau. Une majorité du bassin a une constante de temps de 25 jours qui est la valeur initiale du champ. Le transfert en zone non-saturée est plus rapide pour une partie de la Craie avec une constante de temps de 10 jours. Enfin, la Sologne et une partie de la Beauce nord présentent des temps de vidange beaucoup plus longs.

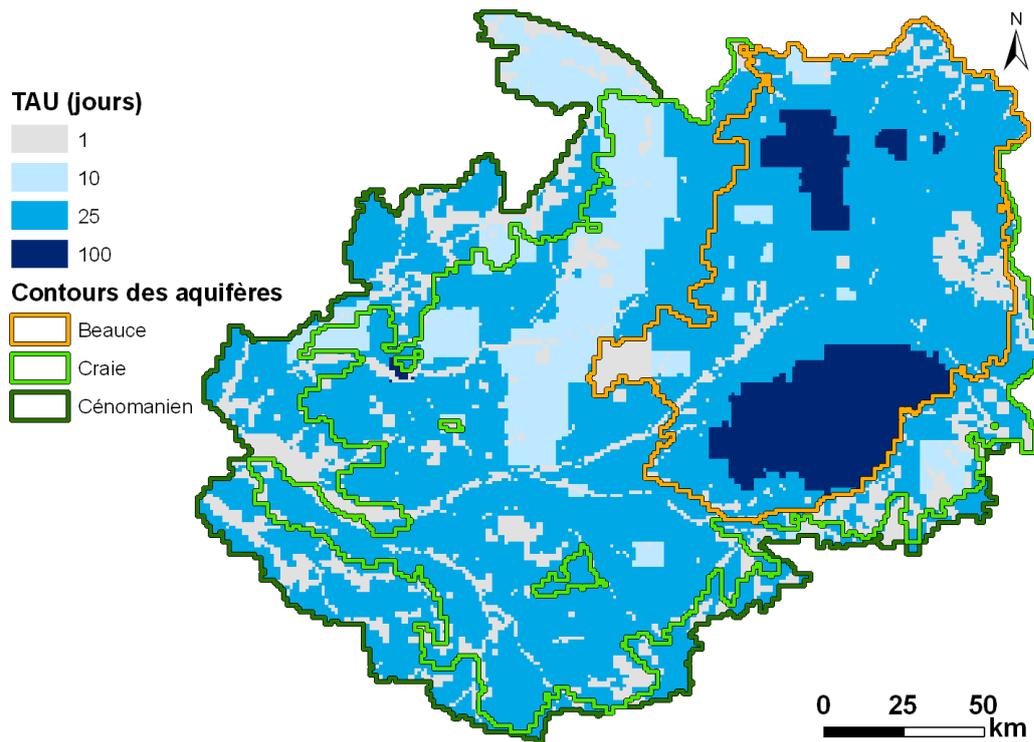


FIGURE 7.11 – Distribution des constantes de temps de vidange pour la zone non-saturée.

7.2.3.2 Échanges nappe - surface

Les échanges entre les aquifères et la surface dépendent de la différence entre les cotes topographiques et piézométriques et des paramètres qui règlent ces échanges : le coefficient de transfert Tp et le débit limite Q_{lim} (Equations 4.8 et 4.9, p. 48).

Initialement, la distribution du coefficient de transfert Tp a été définie uniforme à $0.1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce coefficient a été abaissé en Sologne où la Beauce est captive sous les formations détritiques de Sologne peu perméables (Figure 7.12a, en mauve). Ce coefficient est défini pour toutes les mailles souterraines mais il n'est utilisé par le modèle que pour le calcul des échanges nappe-surface qui ont principalement lieu au niveau des mailles rivière.

La distribution du débit limite Q_{lim} suit celle des mailles rivières, il n'y a pas de ré-infiltration au niveau des versants (Figure 7.12b). En Beauce nord, le débit limite est nul car le débit des cours d'eau est faible, donc peu d'eau est disponible pour la ré-infiltration. Le débit limite est également nul en Sologne du fait de la présence de formations détritiques faisant écran entre la surface et les calcaires de Beauce.

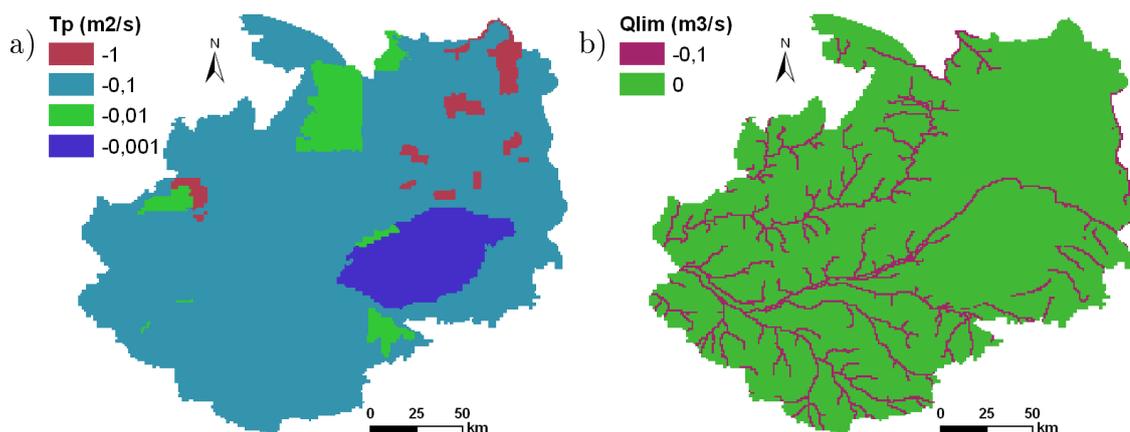


FIGURE 7.12 – Paramétrage des échanges nappe-surface pour les mailles souterraines en lien avec la surface : a) coefficient d'échange nappe-surface ; b) débit limite autorisé.

7.3 Conclusion

À l'issue du calage, le modèle permet de simuler de manière globalement satisfaisante les débits aux stations et les niveaux piézométriques en aquifère.

Ainsi, les critères de Nash calculés aux stations sur la Loire sur les débits journaliers et sur leur logarithme sont supérieurs à 0,94 sur la période de calage et les biais relatifs sont inférieurs à 5 % à l'exception d'une station. La simulation des niveaux piézométriques conduit à une RMSE globale de 2,66 m qui se décompose en RMSE par aquifère de 1,81 m pour la Beauce nord, 2,48 m pour la Beauce sous Sologne, 3,02 m pour la Craie et 3,19 pour le Cénomaniens. Ces critères ne présentent pas de dérive au cours du temps. La comparaison visuelle des chroniques simulées et observées montre que le modèle reproduit correctement les piézomètres de type non influencés.

Malgré ces bons résultats, des réserves demeurent quant à la simulation des piézométries influencées par les prélèvements où le rabattement brutal de la nappe est mal simulé, lié entre autres à des effets d'échelle. Une autre perspective d'amélioration serait la définition des aquitards qui déterminent les échanges verticaux entre aquifères dans le modèle.

Enfin, la paramétrisation finale a été décrite : modules de surface, modules souterrain et paramétrisation des échanges aux interfaces.

Chapitre 8

Validation rétrospective et test

Le but de ce chapitre est de présenter les résultats du modèle pour la période de validation (1974-1984) et pour la période de test (1974-2009). Le calage a été mené sur la période pour laquelle les forçages sont les mieux définis (prélèvements, débit imposé à l'amont). La première étape pour la validation et le test consiste à faire un bilan des données disponibles sur leurs périodes et à reconstituer les données manquantes. Les résultats des simulations de validation et test sont ensuite présentés.

8.1 Reconstitution des forçages

La structure du modèle et ses paramètres sont conservés. Seules les conditions de forçage varient. Pour pouvoir effectuer la validation, il est nécessaire d'établir les fichiers renseignant la météo (précipitations et évapotranspiration potentielle), le débit imposé à l'amont du domaine et les prélèvements en nappe. Comme pour le calage, les données météo proviennent de la base SAFRAN de Météo France. La chronique du débit à Cours-les-Barres présente des lacunes. La reconstitution d'une chronique continue est présentée dans la première sous-section. Les prélèvements en nappe sont définis de manière précise sur les trois aquifères entre 1998 et 2006. L'estimation des volumes pompés et de leur distribution pour les années antérieures fait l'objet de la sous-section suivante.

8.1.1 Débit amont

Comme présenté à la section 5.1.5 (p. 56), des lacunes doivent être comblées dans la chronique des débits journaliers observés à Cours-les-Barres de manière à obtenir une série temporelle continue. Trois lacunes sont à traiter : 11 jours en octobre 1970, 18 jours en novembre 1980 et l'année 1981 (365 jours). Sur ces périodes, le débit de la Loire à Saint-Satur, qui avait servi pour reconstituer les lacunes de 2002 et 2003, n'est pas renseigné. Les stations les plus proches sont la Loire à Orléans en aval, et en amont la Loire à Nevers (en amont de la confluence avec l'Allier) et l'Allier à Cuffy. Le meilleur coefficient de corrélation avec les débits observés est obtenu en faisant la somme des débits mesurés à Nevers avec ceux de Cuffy.

Les débits de Cours-les-Barres ont donc été estimés à partir de la somme des

débits de la Loire à Nevers et de l'Allier à Cuffy avec les coefficients de corrélation suivants entre les débits journaliers à Cours-les-Barres et la somme des débits journaliers mesurés à Nevers et Cuffy :

- octobre 1970 : $r^2=0,99$ (corrélation calculée sur 83 couples d'observations),
- novembre 1980 : $r^2=0,91$ (corrélation calculée sur 75 couples d'observations),
- année 1981 : $r^2=0,98$ (corrélation calculée sur 714 couples d'observations, figure 8.1).

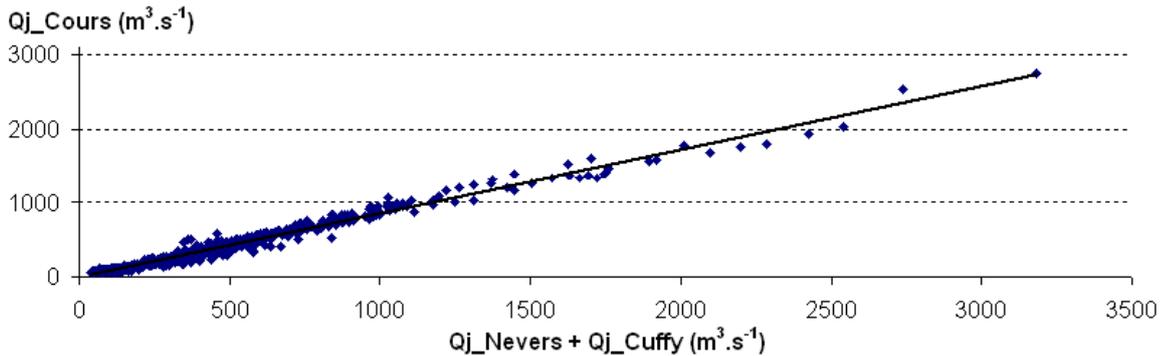


FIGURE 8.1 – Nuage de corrélation entre les débits journaliers mesurés à Cours les Barres et la somme des débits journaliers mesurés à Nevers et Cuffy entre 1980 et 1982 ($r^2=0,98$).

La chronique des débits journaliers reconstitués à Cours-les-Barres est, à l'issue de ce travail, continue entre le 1^{er} août 1970 et le 31 juillet 2009 et peut donc servir de forçage amont pour le modèle.

8.1.2 Estimation des prélèvements en nappe de 1970 à 1997

Pour les années 1998 à 2006, la distribution spatiale des prélèvements est bien renseignée, ainsi que les volumes prélevés pour l'année complète et entre avril et octobre (section 3.1, p. 23).

Pour estimer les prélèvements des années non renseignées, la distinction est faite entre prélèvements agricoles et prélèvements industriels ou d'alimentation en eau potable (AEP). Ces deux derniers varient peu d'une année sur l'autre par rapport aux variations des prélèvements agricoles. Dans une approche simplificatrice, les prélèvements industriels et AEP ont été considérés constants spatialement et en volume entre 1970 et 1997, avec les caractéristiques de l'année 1998.

En ce qui concerne les prélèvements agricoles, une évaluation de l'irrigation annuelle prélevée en nappe dans le secteur du SAGE Beauce est fournie par l'AELB entre 1975 et 2007 (Figure 3.4, p. 27). Dans cette partie, ces données seront appelées "volumes AELB". L'estimation des pompages pour les années 1975 à 1997 se fonde sur la distribution spatiale de 1998 pondérée par la variation annuelle de ces volumes AELB. L'année 1998 est choisie pour référence car elle correspond à une année intermédiaire en terme de volumes d'eau prélevés (Figure 5.8, p. 61). Cette estimation des volumes prélevés se déroule en trois étapes, détaillées dans les paragraphes suivants :

1. calcul des coefficients de corrélation entre les volumes AELB et les volumes prélevés par aquifère pour l'irrigation entre 1998 et 2007,
2. estimation des volumes prélevés pour l'irrigation entre 1975 et 2007 sur la base de ces corrélations,
3. détermination de coefficients de pondération par aquifère et par année à appliquer sur la distribution de l'irrigation de 1998.

Les volumes AELB entre 1998 et 2007 reproduisent des tendances similaires aux volumes d'irrigation calculés à partir des données distribuées (Figure 8.2a). L'écart entre le volume AELB et le volume prélevé en Beauce correspond au fait qu'une partie des prélèvements en nappe du secteur du SAGE Beauce sont effectués dans l'aquifère de la Craie. Les coefficients de corrélation au carré entre le volume annuel estimé en Beauce et les volumes déterminés à partir des données distribuées sont de 0,84, 0,86 et 0,59 pour les prélèvements agricoles de Beauce, Craie et Cénomaniens respectivement. Cette étape permet d'établir trois relations linéaires entre les volumes AELB et les volumes prélevés dans chacun des trois aquifères (Figure 8.2b).

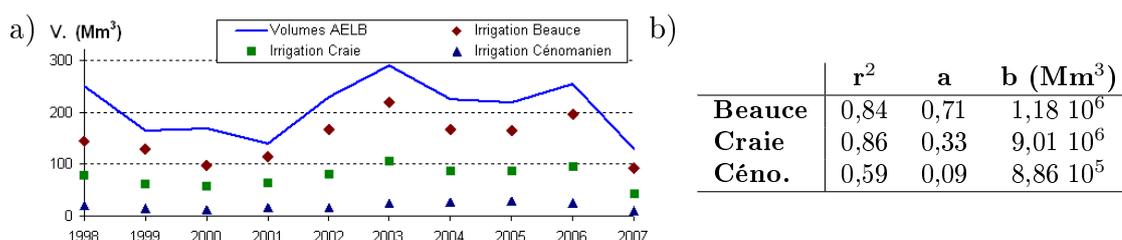


FIGURE 8.2 – a) Volumes AELB et prélèvements d'irrigation annuels par aquifère calculés à partir des données distribuées entre 1998 et 2007 (en millions de m³), b) coefficients de corrélations pour reconstituer les volumes prélevés par aquifères à partir des volumes AELB selon une relation linéaire $y=a.x+b$.

Dans une deuxième étape, les volumes prélevés par aquifère entre 1975 et 2007 sont alors estimés à partir de ces régressions linéaires (Figure 8.2b) et des volumes AELB entre 1975 et 2007 (Figure 8.3). Les volumes prélevés calculés à partir des données distribuées (points) ont été tracés sur la période 1998 à 2007 pour comparaison avec les volumes reconstitués. Sur cette période, ce sont les prélèvements distribués qui sont utilisés par le modèle.

Enfin, l'année 1998 a été choisie comme référence pour reconstituer les prélèvements. Des coefficients (Tableau 8.1) sont appliqués pour chaque aquifère de manière à ce que les volumes prélevés correspondent au volume annuel reconstitué (Figure 8.3). Cette reconstitution suppose que la localisation des pompages est invariante entre 1975 et 1998 ce qui est une hypothèse restrictive. Elle permet néanmoins d'obtenir une distribution de pompages qui présente un volume pompé cohérent avec les observations disponibles.

Les prélèvements de l'année 1974 ne sont pas renseignés et ont été définis identiques aux prélèvements de l'année 1975.

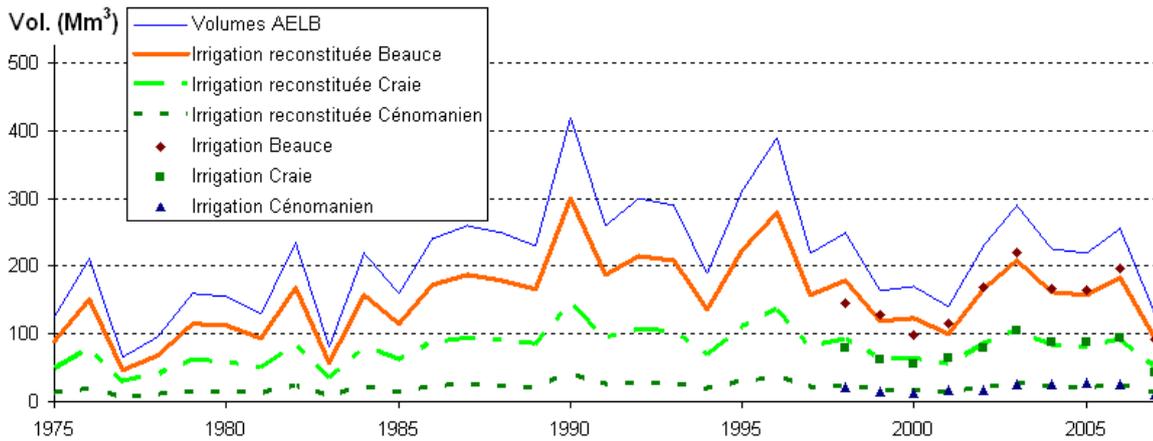


FIGURE 8.3 – Reconstitution des volumes d’irrigation prélevés par aquifères entre 1975 et 2007. Les points correspondent aux volumes évalués à partir des données distribuées.

	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Beauce	0.50	0.84	0.26	0.38	0.64	0.62	0.52	0.94	0.32	0.88	0.64	0.96
Craie	0.55	0.86	0.33	0.44	0.68	0.66	0.57	0.95	0.39	0.89	0.68	0.96
Céno.	0.52	0.85	0.29	0.40	0.65	0.63	0.54	0.94	0.35	0.88	0.65	0.96
	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998
Beauce	1.04	1.00	0.92	1.68	1.04	1.20	1.16	0.76	1.24	1.56	0.88	1.00
Craie	1.04	1.00	0.93	1.61	1.04	1.18	1.14	0.78	1.22	1.50	0.89	1.00
Céno.	1.04	1.00	0.92	1.65	1.04	1.19	1.15	0.77	1.23	1.54	0.88	1.00

TABLE 8.1 – Coefficients de pondérations appliqués aux prélèvements d’irrigation de l’année 1998 pour reconstituer les prélèvements d’irrigation entre 1975 et 1997.

8.2 Initialisation des simulations

Les forçages reconstitués dans la section précédente sont utilisés pour évaluer les performances du modèle dans des conditions climatiques différentes de celles pour lesquelles il a été calé. Avant de lancer la simulation, il est nécessaire d’établir un état initial. Le choix a été fait de d’utiliser un état calculé pendant la période de calage.

De même que lors du calage, la piézométrie initiale est obtenue par une pré-simulation sur les quatre années qui précèdent le début de la simulation, soit du 1^{er} août 1970 au 31 juillet 1974.

Le faible nombre de chroniques piézométriques renseignées à partir de 1970 ne permet pas de dégager de tendances pour la Craie et le Cénomaniens. En revanche, la piézométrie d’août 1970 pour la Beauce semble proche de celle d’août 2004, comme c’est le cas sur la piézométrie à Trancrainville (Figure 6.1, p. 67). En effet, les niveaux piézométriques à ces deux dates sont similaires et sur une phase de vidange de l’aquifère. L’état initial de la pré-simulation est donc défini comme celui obtenu en août 2004 lors du calage.

La piézométrie d’août 1974 obtenue à l’issue de la pré-simulation sert d’état initial pour les simulations de validation (1974-1984) et de test (1974-2009).

8.3 Résultats de la validation et du test

La validation est effectuée sur 10 ans (août 1974 - juillet 1984), soit la même durée que le calage. La période de test reprend la période de validation et la prolonge (août 1974 - juillet 2009). L'objectif de ces premiers résultats de validation et test est de confirmer le niveau de calage du modèle. Les caractéristiques de ces simulations seront discutées dans les chapitres suivants, notamment pour analyser le fonctionnement du bassin.

8.3.1 Critères statistiques

Du point de vue des débits, les distributions des biais et critères de Nash aux stations hydrométriques obtenues lors de la validation et lors du test sont très similaires à celles obtenues lors du calage (Figure 8.4). Les critères de Nash supérieurs à 0,5 qui représentent plus de 85 % des stations pour chaque simulation. Les trois simulations ont donc des résultats comparables en considérant ce critère. Lorsque les critères de Nash sont inférieur au seuil de 0,5, les débits sont mal simulés à la station considérée et la valeur précise du critère importe alors peu.

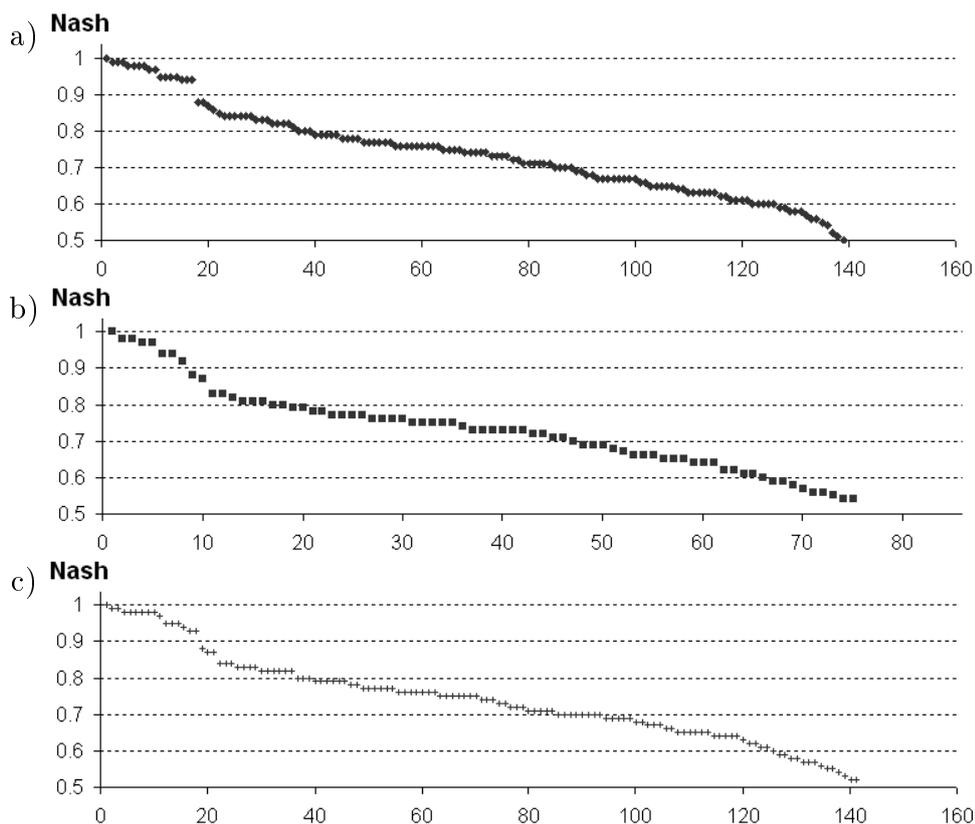


FIGURE 8.4 – Courbes classées des critères de Nash : a) calage (158 stations), b) validation (86 stations), c) test (158 stations).

Les nuages de points des débits moyens simulés sur la période de simulation en fonction des débits moyens observés sont proches de la première bissectrice du repère

et indiquent un comportement similaire du modèle lors des trois phases (Figure 8.5).

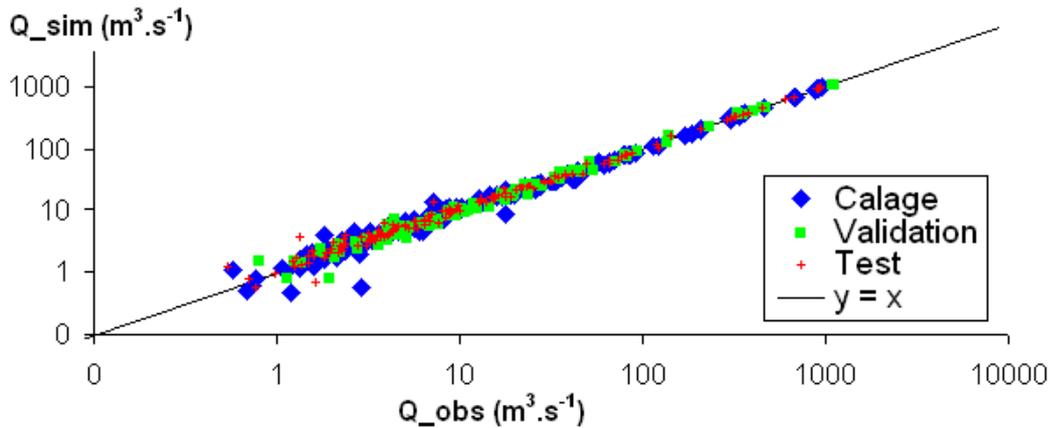


FIGURE 8.5 – Débits moyens simulés sur les périodes de calage, validation et test en fonction des débits moyens observés.

Le comportement du modèle souterrain est évalué par les RMSE calculées globalement par aquifère. Sur la période de validation, 53 piézomètres ont des observations en Beauce nord, 7 pour la Craie, 2 pour le Cénomaniens et aucun pour la Beauce sous Sologne. Les critères sont donc calculés sur un nombre plus réduit d'observations. Les RMSE calculées lors du calage, lors de la validation et lors du test sont proches (Tableau 8.2).

			Beauce nord	Sologne	Craie	Cénomaniens
Calage	1998-2008	RMSE (m)	1,81	2,48	3,02	3,19
		Nb. piézo.	78	6	49	63
Validation	1974-1984	RMSE (m)	2,53	-	2,80	0,66
		Nb. piézo.	53	0	7	2
Test	1974-2009	RMSE (m)	2,45	2,42	3,14	3,47
		Nb. piézo.	78	6	49	63

TABLE 8.2 – Comparaison des RMSE par aquifères obtenues lors des phases de calage, validation et test.

Un autre outil de comparaison consiste à calculer à pas de temps hebdomadaire les biais et RMSE par aquifère (Figure 8.6). L'évolution temporelle des critères statistiques calculés sur la Beauce nord a une faible variabilité et tend à montrer qu'il n'y a pas de dérive dans la simulation de cet aquifère. Le manque de données observées pour les autres aquifères pour les années antérieures à 1993 (Figure 3.10c, p. 32) rend les critères temporels difficiles à interpréter sur cette période. En revanche, à partir de 1993, ces signaux oscillent autour d'une valeur moyenne qui ne semble pas dériver. Ces oscillations sont causées par la mauvaise prise en compte des pompages : les biais et RMSE augmentent au moment du pic de prélèvement (Figure 8.10b, par exemple).

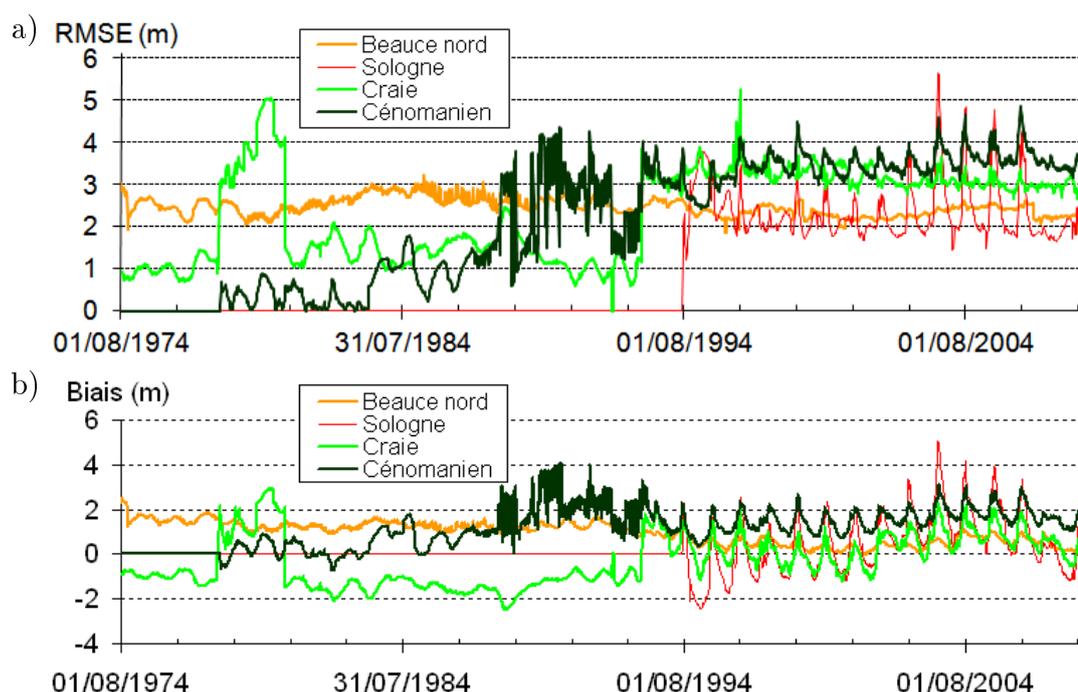


FIGURE 8.6 – Évolution temporelle des critères statistiques par aquifère calculés au pas de temps hebdomadaire sur la simulation de test : a) RMSE par aquifère, b) biais par aquifère.

8.3.2 Exemples de chroniques

De même que lors du calage, les chroniques simulées sont comparées visuellement avec les observations. La totalité des chroniques piézométriques simulées est disponible en annexe (p. 201). Les chroniques présentées dans cette section reprennent celles discutées lors des résultats de calage (section 7.1.2, p. 90).

8.3.2.1 Débits simulés

La station hydrométrique de la Loire aux Ponts-de-Cé ne dispose pas d'observations sur la période de validation. Les débits de la Loire à Blois obtenus lors de la validation présentent un bon accord avec les observations, en particulier le débit de l'étiage de 1976 qui est bien reproduit (Figure 8.7a). Les débits aux autres stations présentées pour illustrer les résultats du calage conservent les mêmes caractéristiques (Figures 8.7b, c et d). La simulation du Loir à Villavard sous-estime les pics de ruissellement et a tendance à surestimer les débits d'étiages. La simulation de la Vienne à Nouâtre est satisfaisante malgré un étiage sous-estimé en 1978. Les tendances pluriannuelles de l'Essonne à Ballancourt sont bien reproduites.

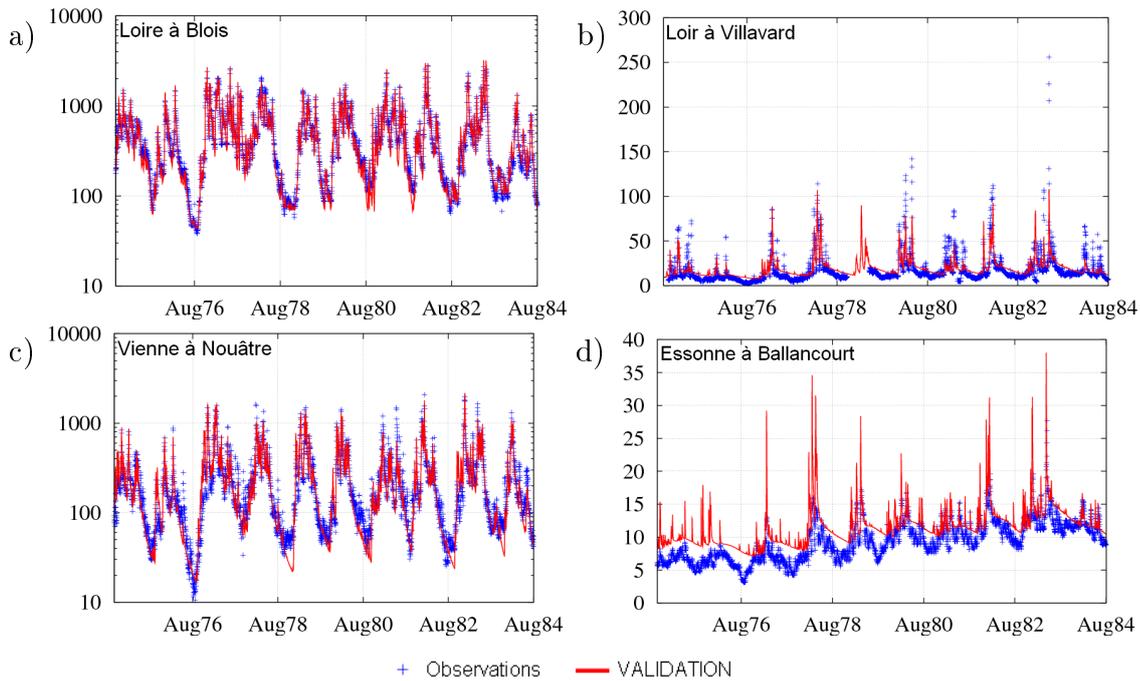


FIGURE 8.7 – Exemples de débits simulés lors de la validation (en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) : a) la Loire à Blois, b) le Loir à Villavard, c) La Vienne à Nouâtre, d) l'Essonne à Ballancourt. Les stations sont localisées à la figure 6.10a (p. 81).

8.3.2.2 Beauce

Les mêmes piézomètres de Beauce que lors du calage sont présentés (Figure 8.8). Les tendances pluriannuelles des piézométries de Ruan (type sous couverture) et de Batilly-en-Gâtinais (type libre) sont bien reproduites malgré un léger biais à Ruan (Figures 8.8a et b). Les observations disponibles en Beauce sous Sologne ne renseignent pas la période de validation à Isdes (Figure 8.8c). Les hauteurs d'eau simulées aux trois piézomètres lors du test sont superposables avec celles du calage, aucune dérive n'est observée.

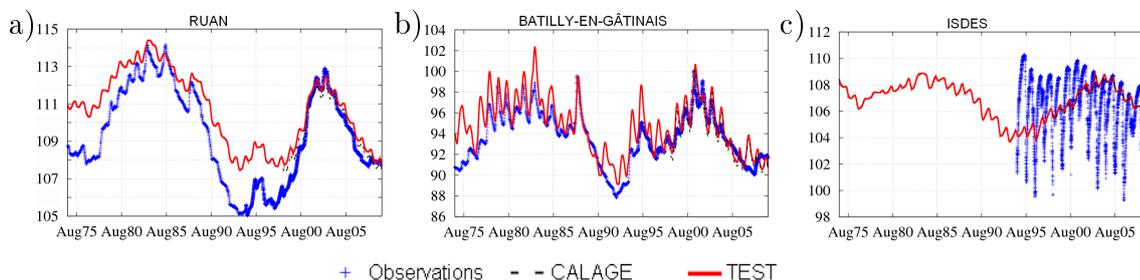


FIGURE 8.8 – Exemple de chroniques piézométriques observées et simulées pour la Beauce (en m) : a) piézométrie à Ruan, b) piézométrie à Batilly-en-Gâtinais, c) piézométrie à Isdes. Les piézomètres sont localisés figure 7.6d, p. 92.

8.3.2.3 Craie

Les piézomètres de la Craie présentés n'ont pas de mesures sur la période de validation. Cependant, les chroniques simulées à Berchères-les-Pierres et à la Celle-Guenand reprennent les simulations du calage, il n'y a donc pas de dérive observée sur la période de test (Figures 8.9a et c). Une légère dérive est observée au piézomètre de Marcilly-en-Gault (Figure 8.9b).

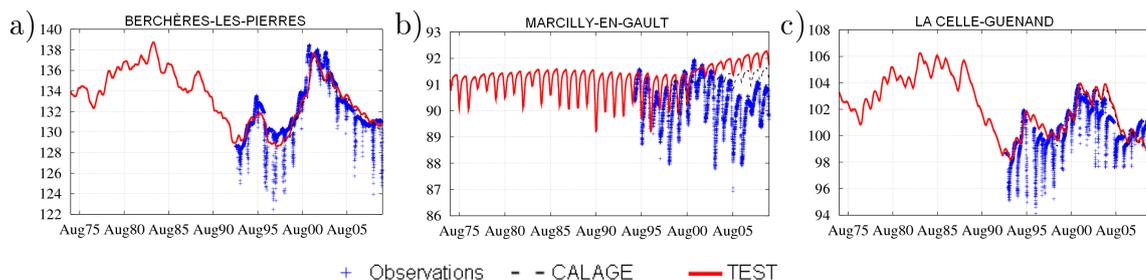


FIGURE 8.9 – Exemple de chroniques piézométriques observées et simulées pour la Craie (en m) : a) piézométrie à Berchères-les-Pierres, b) piézométrie à Marcilly-en-Gault, c) piézométrie à la Celle-Guenand. Les piézomètres sont localisés figure 7.7i, p. 93.

8.3.2.4 Cénomaniens

Les résultats du test pour les piézomètres situés dans le Cénomaniens font apparaître des comportements plus diversifiés. Le piézomètre du Luart, caractéristique d'une réponse piézométrique de type captif influencé, ne présente pas de dérive (Figure 8.9b). La simulation à Vou, piézomètre de typologie sous couverture, a de meilleures performances lors de la période de test (Figure 8.9a). Cependant, des dérives non mesurées sont observées en 5 piézomètres sur les 64 disponibles pour le Cénomaniens, par exemple au Grand-Pressigny (Figure 8.9c).

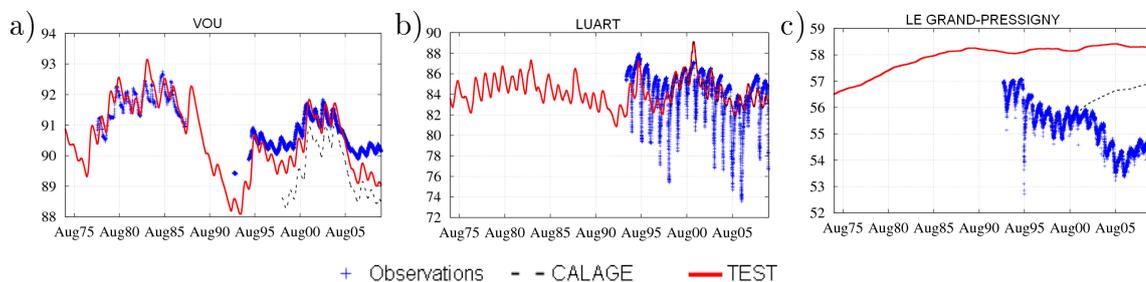


FIGURE 8.10 – Exemple de chroniques piézométriques observées et simulées pour le Cénomaniens (en m) : a) piézométrie à Vou, b) piézométrie au Luart, c) piézométrie au Grand-Pressigny. Les piézomètres sont localisés figure 7.8i, p. 94.

8.4 Discussion

Les résultats obtenus lors de la phase de validation sont proches de ceux du calage pour les observations disponibles. Le test permet de s'assurer que le modèle ne dérive pas ce qui est confirmé par le calcul des l'évolution de la RMSE globale hebdomadaire au cours des 35 ans. La comparaison des simulations de test avec celles de la phase de calage montre également que la dérive est négligeable pour la Beauce et la Craie. Cette conclusion est plus discutable pour le Cénomaniens où cinq piézomètres situés en partie captive, comme celui du Grand-Pressigny, présentent une élévation du niveau piézométrique non observée. Il faudra donc être prudent pour utiliser le modèle pour rendre compte du fonctionnement du Cénomaniens.

Des simulations complémentaires ont été menées pour évaluer la sensibilité des échanges à certains paramètres ou forçages du modèle :

1. simulation sans prélèvements en nappe,
2. simulation avec une augmentation de 10 % des précipitations,
3. simulation avec une augmentation du coefficient de transfert (Tp) entre les mailles Loire et la Beauce.

Les deux premières simulations analysent l'influence d'une incertitude sur les forçages. La troisième simulation cherche à mesurer l'influence du calage des coefficients de transfert sur les échanges nappe-surface. Les résultats de ces simulations sont présentés et commentés dans la partie suivante (chapitres 9, p. 113 et 10, p. 135).

Quatrième partie

Fonctionnement hydrologique du
bassin

Chapitre 9

Synthèse du fonctionnement du système aquifère

Le but de ce chapitre est de décrire le fonctionnement global du système aquifère en s'appuyant sur les résultats du modèle calé et de la simulation test qui permet une étude sur 35 ans. Dans un premier temps, la distribution spatiale des flux est décrite, puis la recharge transmise aux aquifères et leur fonctionnement. Par la suite, une synthèse du fonctionnement de l'hydrosystème est présentée, avec notamment un bilan des flux échangés entre compartiments et une analyse des évolutions temporelles de ces flux complétée par une approche variographique. Pour affiner ce bilan de fonctionnement, l'impact des prélèvements en nappe sur le système est évalué. Enfin, la sensibilité du modèle aux précipitations et au calage du coefficient nappe-rivière est abordée.

9.1 Distribution spatiale des flux : bilan de surface

Le bilan de surface est calculé sur les unités de calcul de bilan hydrique. Les distributions spatiales sur les impluviums des aquifères des termes du bilan en moyenne annuelle sur la période de calage sont très contrastés (Figure 9.1). Les précipitations et l'ETP sont renseignées par le maillage SAFRAN de Météo France de 8 km de côté (Figure 9.1b et c). Les précipitations les plus fortes sont localisées sur les reliefs de la zone : le Perche au nord et le Sancerrois au sud-est.

Les zones où l'évapotranspiration réelle est plus élevée correspondent à des zones de précipitations abondantes (Figure 9.1e). Inversement, la Beauce nord présente peu d'évapotranspiration réelle en partie parce que cette zone est peu arrosée et car l'infiltration est rapide.

Les cartes de ruissellement et infiltration font ressortir différents comportements (Figure 9.1f et g). La Sologne est marquée par un ruissellement important et une infiltration faible. Les agglomérations comme Orléans, Tours ou Le Mans sont repérables par leur fort ruissellement et une faible infiltration caractéristique des territoires artificialisés. La Beauce nord présente un faible ruissellement alors que la Craie affleurante génère des lames d'eau plus importantes.

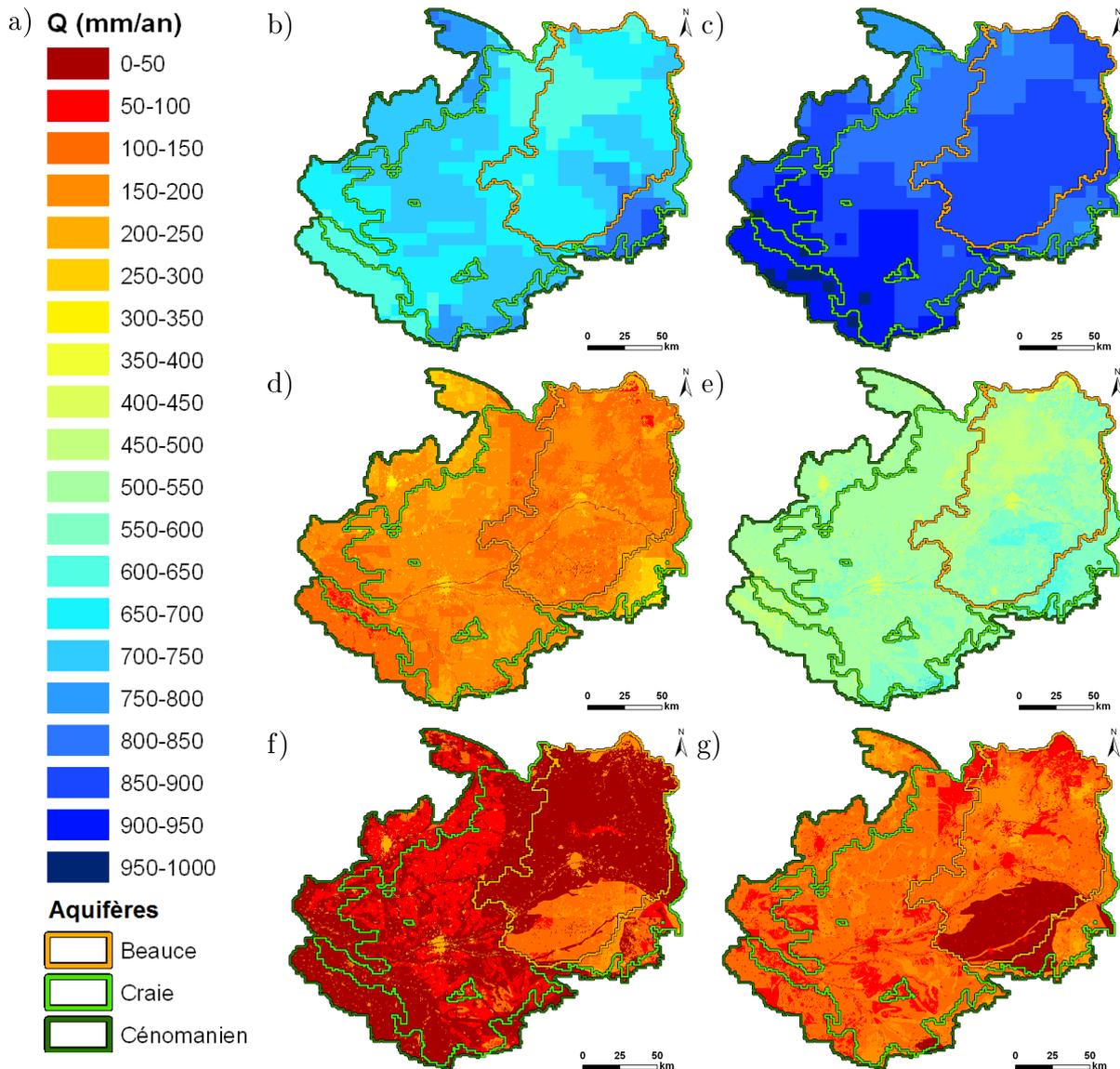


FIGURE 9.1 – Distribution du bilan de surface en moyenne annuelle sur la période de test ($\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) : a) légende, b) précipitations, c) ETP, d) pluie efficace, e) ETR, f) lame d'eau ruisselée, g) lame d'eau infiltrée vers la zone non-saturée.

9.2 Recharge des nappes

La moyenne mensuelle de l'infiltration calculée par le module de surface est minimale à la fin de l'été et maximale en hiver (Figure 9.2). Le passage à travers la zone non-saturée a un effet diffusif : le signal d'infiltration est décalé et atténué et le flux moyen est conservé à $10 \text{ mm}\cdot\text{mois}^{-1}$ (conservation de la masse).

La distribution de la recharge transmise par la zone non-saturée aux aquifères présente des variabilités spatiale et temporelle fortes (Figures 9.3c à n). Des tendances communes se dessinent. De manière générale, la recharge est la plus forte pendant les mois d'hiver et printemps (janvier à mai, Figures 9.3i à m). Les recharges les plus basses sont obtenues en automne (septembre à novembre, Figures 9.3e à g). La

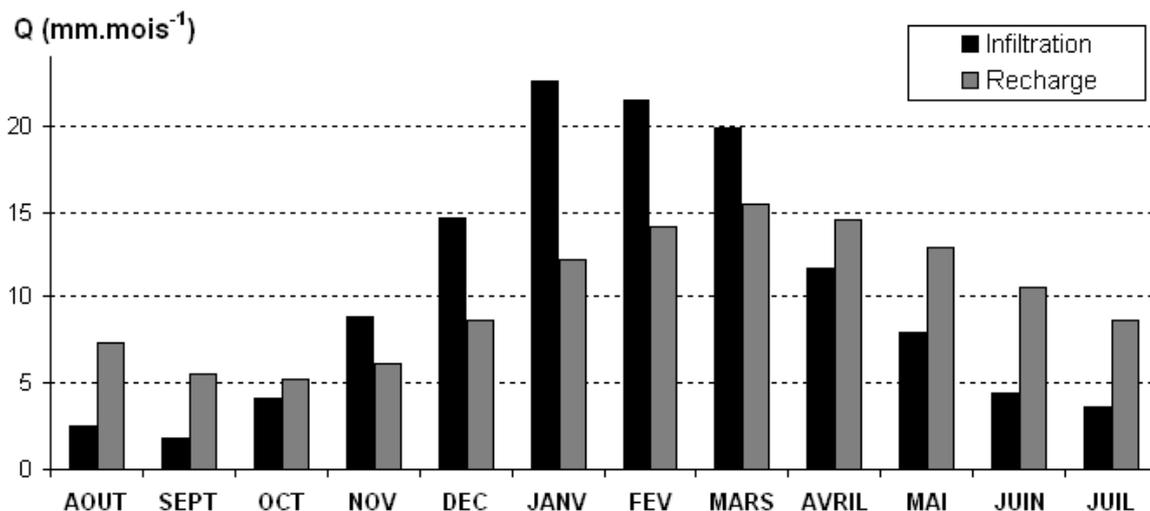


FIGURE 9.2 – Variation mensuelle de l'infiltration issue du module de surface et de la recharge des aquifères sur la période de calage (août 1998 - juillet 2008).

recharge moyenne annuelle est assez peu contrastée excepté une recharge très faible en Sologne inférieure à 5 mm.mois^{-1} (Figure 9.3a). Cette faible infiltration, liée aux formations détritiques peu perméables qui recouvrent la Sologne, se retrouve pour tous les mois de l'année.

Les lits des cours d'eau principaux (Loire, Loir et Vienne), qui reposent sur des alluvions, ont une recharge mensuelle qui augmente dès le mois de décembre et qui diminue à partir de mai. Dans ces zones, l'épaisseur de la zone non-saturée est faible et n'induit pas de déphasage temporel.

En revanche, la zone centrale de Beauce nord, où le temps de vidange de la zone non-saturée est important, apparaît comme un secteur où la recharge moyenne mensuelle est plus régulière et n'est jamais inférieure à 5 mm.mois^{-1} (Figure 7.11, p. 98). Cette zone correspond aussi au secteur où est définie la fonction production de forte infiltration (Figure 5.2, p. 52).

En automne, les zones qui présentent les plus fortes recharges sont celles où l'épaisseur de la zone non-saturée est importante exceptée la Sologne couverte par des formations détritiques peu perméables (Figure 5.9, p. 62). C'est le cas par exemple pour le nord de la Sologne en bordure de Loire avec une épaisseur de zone non-saturée supérieure à 15 m, pour le nord de la Beauce ou encore au sud de la Craie.

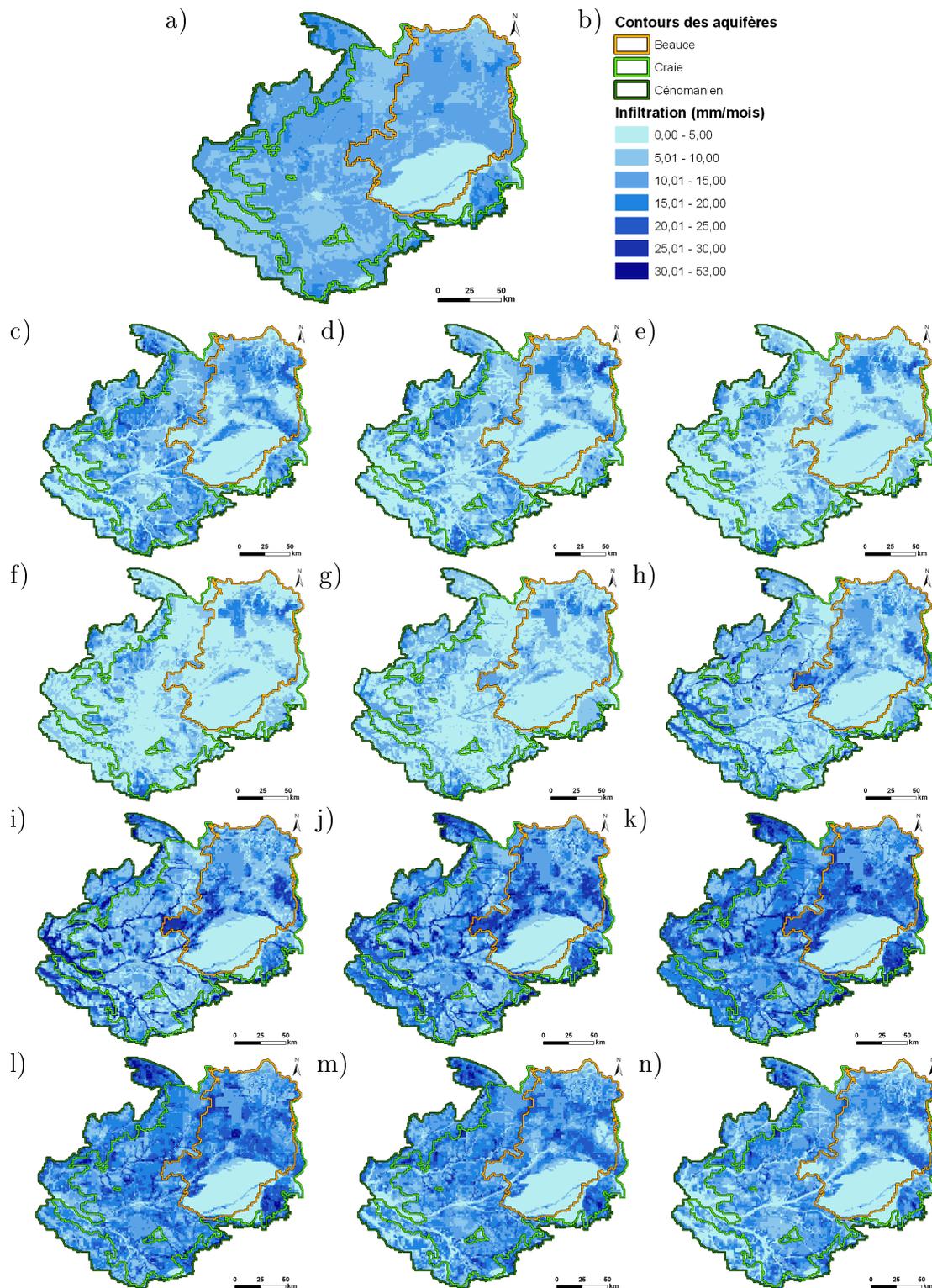


FIGURE 9.3 – Recharge moyenne transmise par la zone non-saturée aux aquifères sur la période de calage (mm.mois⁻¹) : a) recharge moyenne annuelle, b) légende, c) recharge moyenne en juillet, d) août, e) septembre, f) octobre, g) novembre, h) décembre, i) janvier, j) février, k) mars, l) avril, m) mai, n) juin.

9.3 Fonctionnement du système aquifère

9.3.1 Niveaux piézométriques

Les niveaux piézométriques simulés sont proches de ceux des cartes de référence (Figure 3.11, p. 33). Pour chaque couche aquifère, la carte piézométrique des hautes eaux simulées en juin 2003 a été établie ainsi que la carte des écarts type de la piézométrie simulée au pas de temps journalier sur toute la période de simulation (Figure 9.4).

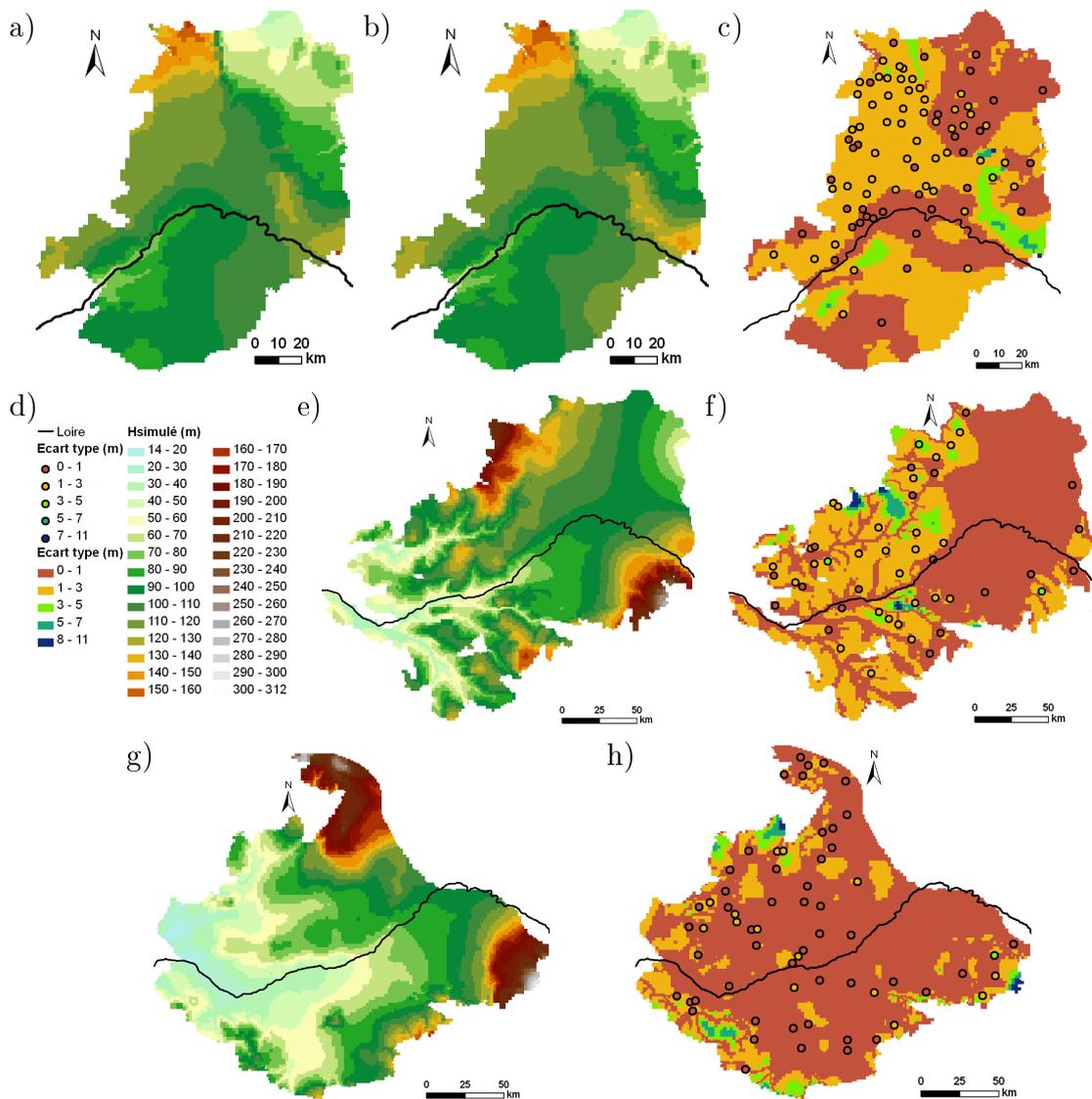


FIGURE 9.4 – Piézométries simulées et écarts type calculés sur la piézométrie journalière simulée et sur les observations aux piézomètres sur la période de calage : a) piézométrie Beauce octobre 1994 (BE), b) piézométrie Beauce juin 2003 (HE), c) écarts type Beauce, d) légende, e) piézométrie Craie juin 2003, f) écarts type Craie, g) piézométrie Cénomaniens juin 2003, h) écarts type Cénomaniens.

Pour la Beauce, une carte de basses eaux (BE) a été tracée en octobre 1994 de

manière à visualiser la variation de hauteur d'eau dans la partie centrale de la Beauce nord (Figures 9.4a et b). Pour la Craie et le Cénomaniens, les différences entre hautes et basses eaux sont moins visibles et seules les cartes de hautes eaux sont présentées (Figures 9.4e et g). Le drainage par les cours d'eau de la partie libre de la Craie est visible d'une part sur la carte piézométrique où le tracé du Loir, de la Loire et de la Vienne correspondent aux cotes les plus basses, et d'autre part sur la carte des écarts type qui sont plus faibles au niveau des rivières. Les cartes relatives à l'aquifère du Cénomaniens sont moins marquées par les cours d'eau. Des hauteurs piézométriques importantes sont simulées au nord et à l'ouest et les faibles valeurs sont localisées au niveau de Tours où les prélèvements sont forts (Figure 5.7c, p. 60)

Sur les cartes d'écarts type simulés ont été superposés les écarts type calculés sur les observations aux piézomètres (Figures 9.4c,f et h). Le bon accord entre la distribution des écarts type de la simulation et de celle des écarts type calculés à partir des observations confirme le bon niveau de calage du modèle. Les écarts type sont dans une grande majorité inférieurs à 3 m et sont plutôt faibles dans les zones captives (Craie sous Beauce, Cénomaniens sous Craie). Les zones où les écarts type sont les plus importants sont la limite entre le bassin de la Loire et le bassin de la Seine pour la Beauce et les zones libres pour la Craie et le Cénomaniens.

9.3.2 Échanges entre aquifères

9.3.2.1 Distribution spatiale

Les échanges verticaux entre les couches aquifères sont calculés à chaque pas de temps en fonction de la différence de charges entre les deux couches et des coefficients de drainance (section 4.2.5, p. 46). Ces échanges sont globalement faibles comparés à la recharge des aquifères (Figure 9.5).

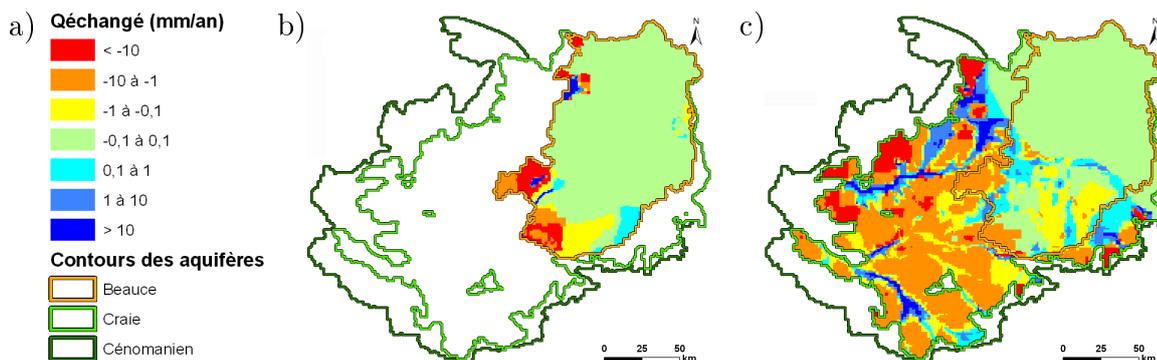


FIGURE 9.5 – Distribution des échanges moyens annuels entre aquifères sur la période de test : a) légende, b) échanges entre la Beauce et la Craie (en rouge de la Beauce vers la Craie), c) échanges entre la Craie et le Cénomaniens (en rouge de la Craie vers le Cénomaniens).

Les échanges entre la Beauce et la Craie sont limités aux zones où la drainance est non-nulle, soit le sud et l'ouest du domaine (Figure 9.5b). Au nord ouest et au niveau de la Loire, la Craie alimente la Beauce. Sous la Sologne, les échanges ont lieu majoritairement de la Beauce vers la Craie.

Dans la partie libre de la Craie, la Craie alimente le Cénomaniens excepté au niveau du Loir et de la Vienne où le Cénomaniens alimente la Craie qui est drainée par ces cours d'eau (Figure 9.5c). Dans la zone sous Beauce il est plus difficile de dégager une tendance : les échanges sont plus faibles et ont lieu spatialement dans les deux sens. Cependant, le sens des échanges ne semble pas varier temporellement.

9.3.2.2 Variabilité mensuelle

Les volumes moyens mensuels échangés entre aquifères sur la période de calage sont très peu variables (Tableau 9.1). Les volumes dont le signe est positif sont échangés dans le sens ascendant (aquifère inférieur vers aquifère supérieur). Comme constaté lors du bilan (Figure 9.8), les alimentations des aquifères profonds par l'aquifère du niveau supérieur dominant.

	Moyenne	Ecart Type
Craie vers Beauce	0,95	0,04
Beauce vers Craie	-5,83	0,26
Cénomaniens vers Craie	2,16	0,10
Craie vers Cénomaniens	-8,47	0,28

TABLE 9.1 – Volumes moyens mensuels échangés entre aquifères et écarts type sur la période de calage ($\text{Mm}^3 \cdot \text{mois}^{-1}$).

Les échanges dans le sens descendant (Beauce vers Craie et Craie vers Cénomaniens) sont légèrement plus élevés au mois d'août et plus faibles en décembre. Ces échanges sont proportionnels à la différence de cotes entre les aquifères. La distribution des échanges suggère donc des écarts de niveau piézométriques entre couches plus importants en été. Ces écarts peuvent être dûs au temps que met la recharge à se propager dans les aquifères ou aux pompages qui sont plus importants durant cette période.

Les échanges dans le sens ascendant ont un écart type plus faible. Un maximum est observé en décembre qui correspond au minimum des échanges dans le sens descendant.

9.3.3 Échanges nappes-surface

9.3.3.1 Distribution spatiale

La distribution spatiale des échanges entre les aquifères et la surface en moyenne annuelle sur la période de test montre que les échanges ont essentiellement lieu au niveau des mailles rivière (Figure 9.6a). La Loire en aval d'Orléans apparaît comme une zone de forte contribution des nappes aux cours d'eau.

Les débordements de nappes sur les versants ont lieu de manière plus localisée (Figure 9.6b). Ils peuvent correspondre à des cours d'eau de tête de sous-bassin qui drainent moins de 250 km^2 et ne sont pas considérés comme mailles rivière dans le modèle. Il s'agit alors d'un artefact acceptable de la modélisation. Ceci est le cas pour des sous-affluents du Loing à l'est de la Beauce ou pour des sous-affluents de

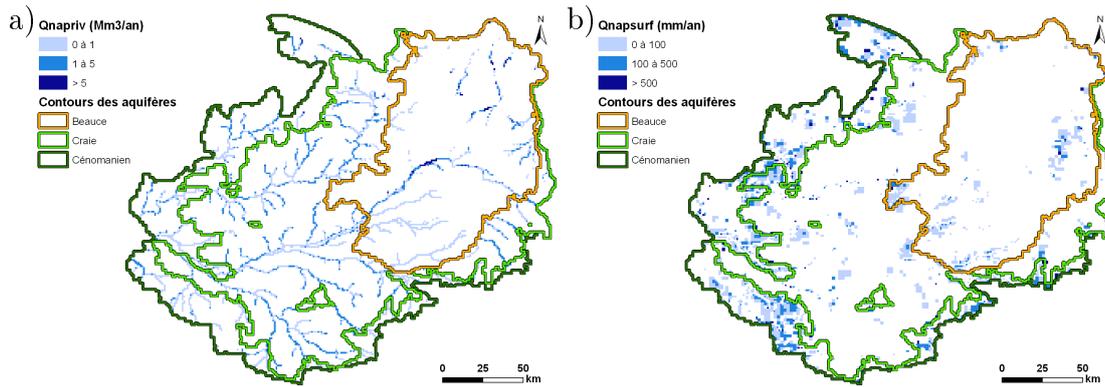


FIGURE 9.6 – Distribution spatiale des échanges nappes-surface en moyenne annuelle sur la période de test : a) apports des nappes aux rivières ($Mm^3.an^{-1}$), b) apports des nappes aux versants ($mm.an^{-1}$).

la Vienne au sud-ouest du Cénomaniens. D'autres débordements correspondent à des zones humides réelles.

9.3.3.2 Variabilité mensuelle

Les échanges entre les aquifères et la surface ont lieu dans les deux sens. Cependant, les échanges des nappes vers la surface sont en moyenne 14 fois plus importants que les échanges rivières vers aquifères (Figure 9.7).

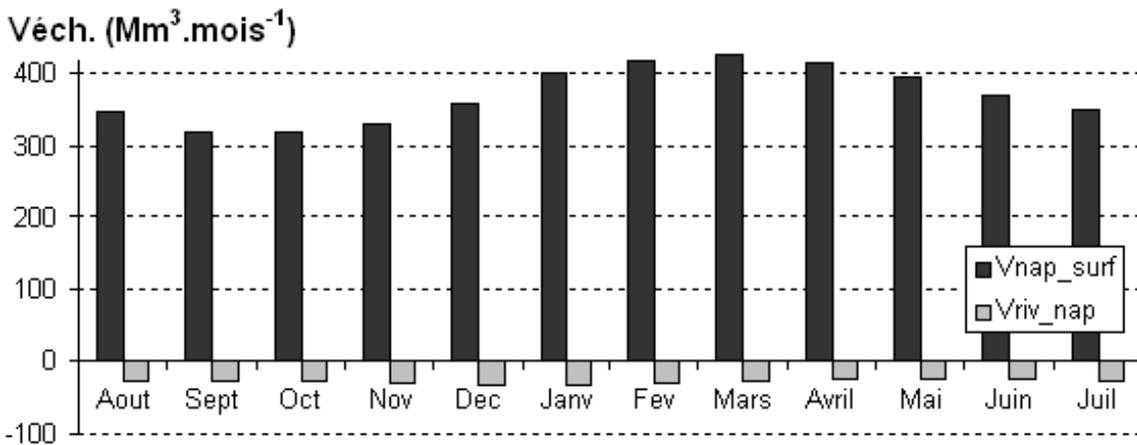


FIGURE 9.7 – Volumes moyens mensuels échangés entre les aquifères et la surface sur la période de calage. V_{nap_surf} : volume d'eau transmis par les nappes à la surface, V_{riv_nap} : volume d'eau de rivière ré-infiltré vers les aquifères.

Les échanges nappe-surface suivent les mêmes tendances que la recharge des aquifères (Figure 9.2) avec un maximum au début du printemps (mois de mars). Le minimum des apports se situe en septembre-octobre.

Les échanges des rivières vers les nappes semblent assez peu variables dans l'année (Figure 9.7). Cependant, les échanges calculés par le modèle ne prennent pas en

compte la variation de la cote en rivière. Ceci réduit la validité des volumes d'infiltration de l'eau de rivière calculés. En effet, la cote en rivière est plus haute en hiver ce qui augmente les ré-infiltrations à cette période. Une première modélisation sur un sous-bassin de l'Oise a montré que les fluctuations piézométriques du champ proche de la rivière sont essentiellement contrôlées par les fluctuations des cotes de l'eau en rivière et non pas par la piézométrie régionale qui correspond à une réponse basse fréquence au signal de recharge (Saleh, 2010; Saleh *et al.*, 2011).

9.4 Synthèse du fonctionnement global de l'hydrosystème

9.4.1 Bilan des flux échangés

Des bilans de volumes d'eau échangés par aquifère ont été effectués pour les périodes de calage et de test. Les bilans d'alimentation du système aquifère sont les mêmes : 93 % de l'eau provient de l'infiltration sur les versants et 7 % de l'infiltration des cours d'eau. Cependant, le bilan de consommation de l'eau est plus variable : si 9 % de l'eau transmise au système aquifère est pompée pour les deux simulations, 89 % de l'eau reçue est transmise aux rivières lors du calage contre 93 % lors du test et le stock d'eau s'accroît de 2 % de la pluie efficace reçue par le système lors du calage contre une diminution de 2 % lors du test. Ainsi, la compréhension du système global dépend de la période étudiée. De ce fait, le bilan global est présenté sur la période de test qui est la période de simulation la plus longue (35 années de simulation).

9.4.1.1 Fonctionnement global

Une première étape consiste à réaliser le bilan des volumes d'eau échangés entre les différentes couches du modèle en moyenne annuelle sur la période de test (Figure 9.8).

Pour les trois aquifères, l'évapotranspiration réelle représente près des trois quarts des précipitations (respectivement 78 %, 76 % et 75 % pour la Beauce, la Craie et le Cénomaniens). Un peu moins d'un quart des précipitations est donc disponible en pluie efficace pour les écoulements de surface et l'infiltration. 65 % de la pluie efficace est infiltrée pour la Beauce, 68 % pour la Craie et 70 % pour le Cénomaniens, ce qui indiquerait une capacité de recharge similaire pour les aquifères. Cependant, en distinguant Beauce nord et Beauce sous Sologne, ce bilan est plus contrasté : 83 % de la pluie efficace s'infiltré pour la Beauce nord contre seulement 29 % pour la Beauce sous Sologne qui est couverte par une formation détritique peu perméable. Le bilan de surface traduit donc une forte tendance à l'infiltration en Beauce nord, ce qui est confirmé par les observations.

La zone non-saturée modifie la distribution temporelle de l'infiltration mais influe peu sur les volumes transmis au domaine souterrain. Le bilan fait état d'une variation du volume de 1, 8 et 9 Mm³ pour chacun des aquifères, Beauce, Craie et Cénomaniens respectivement. Cette variation inférieure à 1 % de l'infiltration annuelle peut être due aux erreurs sur les surfaces de calcul des bilans.

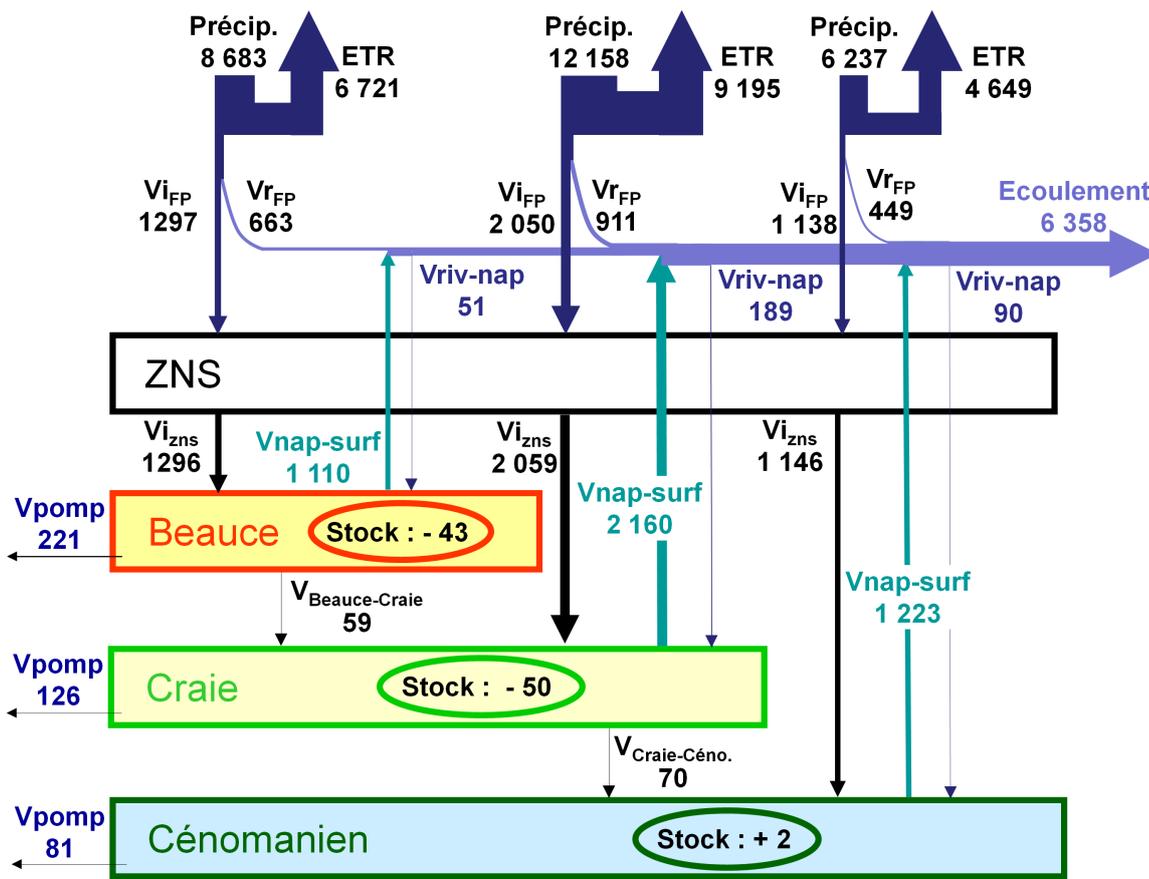


FIGURE 9.8 – Bilan de fonctionnement : volumes moyens annuels (Mm³) échangés par les modules lors de la période de test (août 1974 - juillet 2009).

Les épaisseurs des flèches sont proportionnelles aux flux échangés.

Notations utilisées : **Précip.** : précipitations, **ETR** : évapotranspiration réelle, $V_{i_{FP}}$: volume d'eau infiltrée calculé par le module de surface, $V_{r_{FP}}$: volume d'eau ruisselé calculé par le module de surface, $V_{i_{ZNS}}$: volume d'eau transmis par la zone non saturée au modèle souterrain, $V_{nap-surf}$: volume d'eau transmis par la nappe à la surface, $V_{riv- nap}$: volume d'eau de rivière ré-infiltré vers le souterrain, $V_{Beauce-Craie}$ et $V_{Craie-Céno.}$: volumes échangés entre couches aquifères, V_{pomp} : volume d'eau prélevée par pompages, **Stock** : volume stocké dans l'aquifère.

En effectuant un bilan sur la Beauce en pourcentage du volume d'eau infiltré : 86 % de ce volume est drainé par les cours d'eau, 17 % est prélevé, l'infiltration de l'eau des rivières accroît ce volume de 4 % et 3 % est transmis à la Craie. Au final, le stock d'eau dans l'aquifère est diminué de 3 % du volume d'infiltration reçu. Pour mieux détailler les échanges Loire-Beauce, un bilan a été effectué en définissant trois zones : les mailles en lien avec la Loire, les mailles au nord de la Loire (Beauce nord) et les mailles au sud de la Loire (Beauce sous Sologne) ce qui permet de déterminer des flux horizontaux. Ainsi, les apports moyens annuels de la Beauce à la Loire sont évalués à 332 Mm³.an⁻¹ dont 90 % proviennent de la rive droite et 10 % de la rive gauche.

La Craie est alimentée à 89 % par l'infiltration, 3 % par drainance avec la Beauce et 8 % par infiltration de l'eau des cours d'eau. 94 % du volume d'eau reçu est drainé par les cours d'eau, 3 % est transmis au Cénomaniens par drainance verticale ; 5 % est pompé et le stock d'eau dans l'aquifère diminue de 2 % de l'eau reçue. Les apports bruts moyens annuels de la Craie à la Loire sont estimés à $166 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$.

Le Cénomaniens est quant à lui alimenté à 88 % par l'infiltration, 5 % par drainance avec la Craie et 7 % par infiltration de l'eau des cours d'eau. 94 % du volume d'eau reçu est drainé par les cours d'eau et 6 % est pompé, la variation du stock d'eau dans l'aquifère est donc inférieure à 1 % du volume d'eau annuel reçu. Les apports moyens annuels du Cénomaniens à la Loire sont faibles par rapport aux contributions des autres aquifères : $30 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$.

De manière globale, le système aquifère est alimenté à 93 % par l'infiltration sur les versants et à 7 % par l'infiltration de l'eau des rivières. 93 % de ce volume d'eau est restitué à la surface par le drainage par les cours d'eau, 9 % est prélevé pour l'eau potable, l'irrigation et les industries et le stock d'eau diminue en moyenne de 2 % de l'eau reçue par les aquifères sur la période étudiée.

9.4.1.2 Influence de la période de bilan sur le calcul des variations de stock

Le bilan de la variation du stock, et notamment son signe, est très sensible à la période sur laquelle la moyenne annuelle est effectuée. Afin de mieux cerner le fonctionnement moyen de l'aquifère, une méthodologie d'analyse à base de fenêtre glissante est mise en place. La variation annuelle de stock est plus variable pour une faible durée moyennée (Figure 9.9). Selon les périodes étudiées, le système aquifère a tendance à perdre ou à stocker de l'eau.

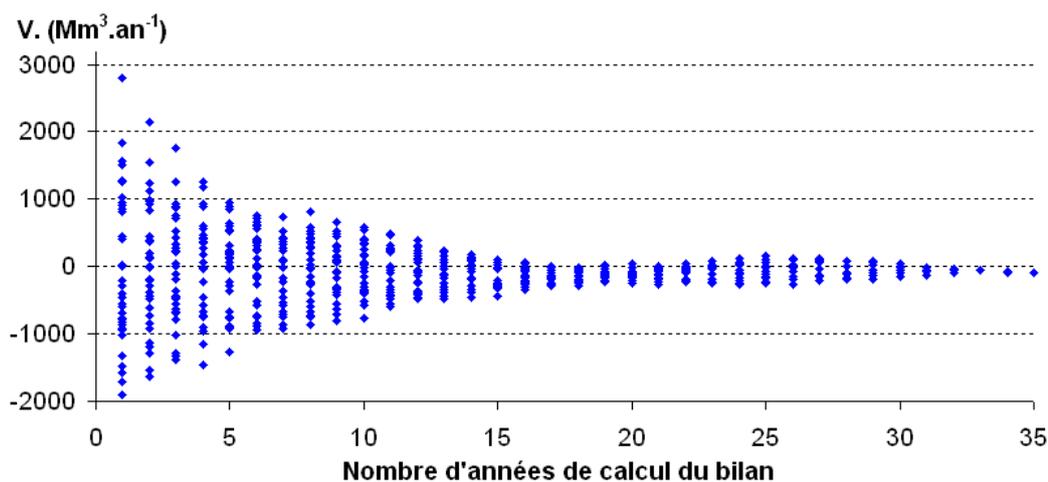


FIGURE 9.9 – Évolution de la variation moyenne annuelle du volume d'eau stockée dans les trois unités aquifères étudiées. Les points d'abscisse 1 correspondent aux 35 moyennes calculées sur une année entre août 1974 et juillet 2009, l'abscisse 2 présente 34 moyennes calculées sur deux années et ainsi de suite jusqu'à l'abscisse 35 qui correspond à la moyenne annuelle sur les 35 ans.

Ainsi, la variation de stock calculée pour une seule année est très variable, entre -1900 et $+2800 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$. Il apparaît clairement que la fenêtre de calcul du stock influence la vision du système très fortement. Afin d'obtenir une vision peu biaisée, il convient de calculer les bilans sur une fenêtre d'au moins 18 ans.

Des minima locaux des enveloppes supérieure et inférieure sont observés pour des moyennes de durée 18 ans. Cela pourrait être l'expression de la cyclicité qui est observée sur certaines chroniques piézométriques avec un minimum en 1976 et en 1994 comme par exemple la piézométrie de la Beauce à Trancrainville (Figure 6.1, p. 67). Cependant, la fenêtre d'étude est trop courte pour conclure à une éventuelle périodicité du signal.

9.4.2 Analyse à long terme

Cette section a pour but d'analyser les variations des flux échangés par le système aquifère pendant les 35 années de la période de test.

Les précipitations constituent le flux le plus variable sur les impluviums des aquifères avec un écart type de 137 mm.an^{-1} pour les moyennes annuelles entre août 1974 et juillet 2009 (Figure 9.10). L'évapotranspiration potentielle a une moyenne plus élevée mais un écart type plus faible de 78 mm.an^{-1} .

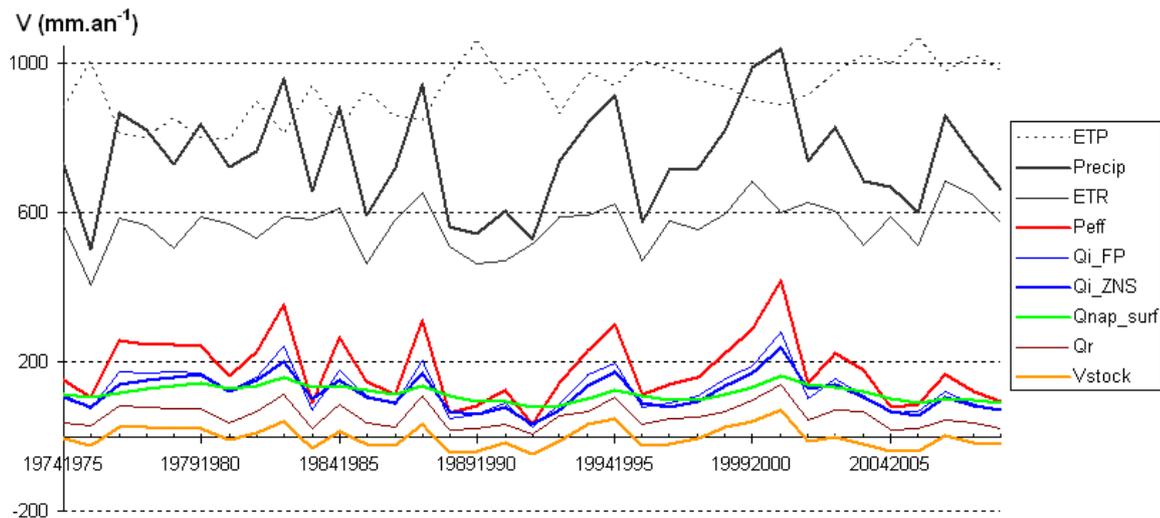


FIGURE 9.10 – Evolution des flux moyens du bilan du système aquifère sur la période de test (août 1974 - juillet 2009), **ETP** : évapotranspiration potentielle, **Precip** : précipitations, **ETR** : évapotranspiration réelle, **Peff** : pluie efficace, **Qi_FP** : infiltration déduite du bilan de surface, **Qi_ZNS** : infiltration transmise par la ZNS au modèle souterrain, **Qnap_surf** : apports des nappes à la surface, **Qr** : ruissellement calculé par le bilan de surface, **Vstock** : variation du stock d'eau dans le système aquifère.

Les flux infiltrés à partir du bilan de surface ou en sortie de zone non-saturée suivent les mêmes variations que la pluie efficace avec des coefficients de corrélation au carré de 0,99 et 0,93 respectivement. Il en est de même pour les flux ruisselés ($r^2=0,97$) et pour la variation du stock d'eau dans l'aquifère ($r^2=0,93$).

Le drainage moyen annuel des aquifères par les cours d'eau peut être supérieur à l'infiltration transmise par la zone non-saturée. Ces phases correspondent à des périodes où la variation de stock d'eau dans le système est négative. Ainsi, des phases de vidange de l'aquifère sont observées entre 1988 et 1993 ou entre 2003 et 2009 (Figure 6.1, p. 67). Ces périodes correspondent à des phases climatiques où les précipitations sont plus faibles avec une ETR peu fluctuante, ce qui génère les pluies efficaces minimales.

9.4.3 Analyse variographique

Pour préciser les tendances observées sur les variations temporelles des flux en moyenne annuelle, des variogrammes temporels au pas de temps de 1 an ont été calculés (Equation 3.3, p. 36). Les variogrammes sont présentés pour un intervalle de 1 à 25 ans, les points ont été calculés avec 34 à 10 couples de valeurs respectivement.

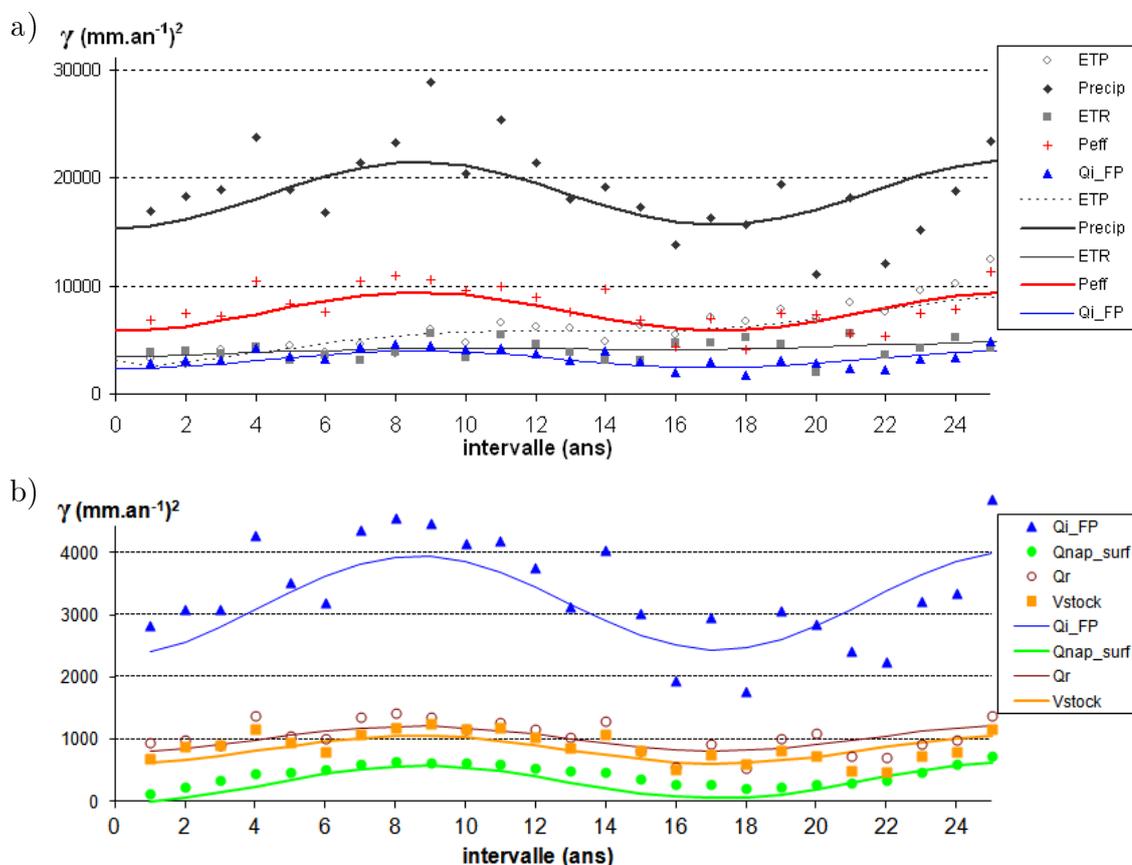


FIGURE 9.11 – Variogrammes temporels calculés avec un pas de 1 an sur les flux moyens du bilan du système aquifère sur la période de test (août 1974 - juillet 2009) et ajustement : a) variogrammes supérieurs à 2000 $(\text{mm.an}^{-1})^2$, b) variogrammes inférieurs à 5000 $(\text{mm.an}^{-1})^2$. Les notations sont les mêmes que pour la figure précédente, les points représentent les variogrammes calculés et les lignes les variogrammes ajustés.

Le variogramme synthétise la variabilité temporelle des chroniques (Figure 9.11).

L'ajustement à un modèle de variogramme permet de définir les différentes composantes du signal. Ainsi, un modèle linéaire de co-régionalisation a été ajusté au moyen du logiciel RGeoS. Dans un modèle linéaire de co-régionalisation, les variogrammes simples et croisés sont des combinaisons linéaires des mêmes composantes temporelles élémentaires (Polus-Lefebvre, 2010; Polus *et al.*, 2011). Trois composantes ont été ajustées : une composante pépitique (constante), une composante linéaire et une composante périodique (cosinus).

La composante pépitique du variogramme reflète la variabilité aux pas de temps inférieurs à l'année. La composante linéaire traduit une non-stationnarité du signal. L'ajustement de la composante périodique conduit à une période de 17,2 années. Cette période est à considérer avec précaution compte-tenu que les séries étudiées sont de 35 ans. Il faudrait utiliser des chroniques plus longues pour pouvoir discuter de cette possible périodicité.

L'ajustement de modèles statistiques aux variogrammes calculés permet d'attribuer à un signal des parts de variabilité liées à chaque composante en comparant les amplitudes des composantes pépitiques et périodiques ainsi que la valeur de la composante linéaire à 25 ans (Tableau 9.2). Ainsi, les précipitations sont le signal le plus variable d'une année sur l'autre avec la part de composante pépitique la plus importante (83 %). En revanche, l'ETP est le signal qui a une composante linéaire la plus forte (62 %) alors qu'elle ne représente que 2 % pour les précipitations. La variation du stock est expliquée à 75,9 % par un modèle pépitique et à 23,7 % par un modèle périodique. La composante linéaire est très faible (0,4 %) ce qui va dans le sens de la faible dérive calculée dans les bilans à long terme ($-92 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$). La composante périodique est la plus marquée pour le drainage des nappes par les cours d'eau.

	ETP	Precip	ETR	Peff	Qi_FP	Qnap_surf	Qr	Vstock
Pépitique	2613	16870	3590	6704	2746	116	901	718
Linéaire à 25 ans	5327	381	947	108	114	107	17	4
Périodique	631	2994	200	1764	778	280	200	224
Pépitique	30 %	83 %	76 %	78 %	75 %	23 %	81 %	75,9 %
Linéaire à 25 ans	62 %	2 %	20 %	1 %	3 %	21 %	2 %	0,4 %
Périodique	7 %	15 %	4 %	21 %	21 %	56 %	18 %	23,7 %

TABLE 9.2 – Paramètres des modèles ajustés à l'aide d'un modèle linéaire de co-régionalisation (en $(\text{mm}.\text{an}^{-1})^2$) et part de chaque composante dans la structure des variogrammes.

9.5 Impact des prélèvements

Pour évaluer l'impact des prélèvements en nappe, une simulation sans prendre en compte les prélèvements en nappe a été menée sur 35 ans, soit la même période que la phase de test.

9.5.1 Bilan sur le système aquifère

Les prélèvements en nappe induisent une réduction des apports des nappes à la surface et augmentent les volumes d'eau infiltrée des rivières (Tableau 9.3). Cette évolution semble consécutive à l'abaissement du niveau des nappes lié aux pompages. En effet, un niveau piézométrique plus bas réduit les volumes débordés et accroît la différence de charge entre la rivière et la nappe ce qui augmente la ré-infiltration.

Pompages	Beauce		Craie		Céno		Total	
	avec	sans	avec	sans	avec	sans	avec	sans
Précipitations	8 683	8 683	12 158	12 158	6 237	6 237	27 078	27 078
ETR	6 721	6 721	9 195	9 195	4 649	4 649	20 565	20 565
Ruissellement	663	663	911	911	449	449	2 023	2 023
Infiltration (FP)	1 297	1 297	2 050	2 050	1 138	1 138	4 485	4 485
Infiltration (ZNS)	1 296	1 296	2 059	2 059	1 146	1 146	4 501	4 501
Vnap-surf	1 110	1 299	2 160	2 244	1 223	1 264	4 494	4 806
Vriv-nap	51	42	189	175	90	86	330	302
Vsup	0	0	59	43	70	58	-	-
Vinf	-59	-43	-70	-58	0	0	-	-
Vpomp	221	0	126	0	81	0	428	0
Stock	-43	-3	-50	-26	2	26	-92	-4
Erreur FP	1	1	3	3	1	1	5	5
Erreur NONSAT	1	1	-8	-8	-9	-9	-16	-16
Erreur SAM	0	0	0	0	1	1	1	1

TABLE 9.3 – Volumes échangés lors de la phase de test et lors d'une simulation sans pompages ($\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$).

Globalement, les apports nets des nappes à la surface diminuent de 4 504 à 4 164 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ avec pompages à ce qui correspond à une baisse de 8 % des apports (Tableau 9.3). En additionnant le volume pompé, les apports de la nappe à la surface avec les prélèvements passent à 4 922 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ ce qui est très proche de la valeur sans pompages (2 % d'écart).

Les prélèvements en nappe ont tendance à accentuer les différences de charge entre aquifères. Il en résulte une augmentation des volumes d'eau échangés par drainance verticale.

Comme attendu, les prélèvements réduisent le stock d'eau en aquifère : les bilans sur la Beauce, la Craie et le système aquifère total indiquent des diminutions plus importantes du stock et le bilan sur le Cénomaniien traduit une augmentation plus faible. Cette augmentation du stock d'eau dans le Cénomaniien (2 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ en moyenne au lieu de 26 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ sans pompages) est à prendre avec précaution compte-tenu du fait que le modèle surestime localement les stocks d'eau dans cet aquifère (section 8.4, p. 110).

9.5.2 Impacts locaux des prélèvements

Les prélèvements tendent à réduire légèrement les débits des cours d'eau. Ainsi, le débit de la Loire à Saint-Nazaire passe de $970 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à $961 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec les pompages. Les débits de base des cours d'eau sont plus importants s'il n'y a pas de prélèvements, ce qui est le cas pour le Loir à Villavard qui draine la Craie ou l'Essonne à Ballancourt drainant la Beauce nord (Figure 9.12).

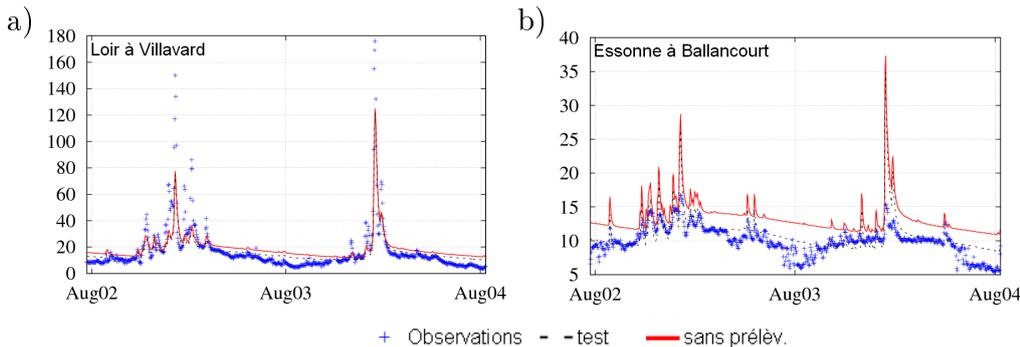


FIGURE 9.12 – Exemples de débits simulés pour une simulation ne prenant pas en compte les prélèvements en nappe (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) : a) le Loir à Villavard, b) l'Essonne à Ballancourt. Les stations sont localisées à la figure 6.10a (p. 81).

Les critères globaux sur les aquifères sont détériorés par rapport à la simulation de test : la RMSE globale calculée sur toutes les chroniques piézométriques disponibles augmente de 2,9 m à 4,9 m. Cette augmentation de RMSE se confirme pour chacun des aquifères : de 2,4 à 3,4 m pour la Beauce nord, de 2,4 à 3,0 m pour la Beauce sous Sologne, de 3,1 à 3,5 pour la Craie et de 3,5 à 8,0 m pour le Cénomaniens. Ces augmentations montrent l'importance de prendre en compte les prélèvements lors du calage.

La comparaison des chroniques issues de la simulation de test avec celles provenant de la simulation sans pompages fait apparaître des évolutions piézométriques spécifiques suivant les piézomètres (Figure 9.13). Ainsi, certains piézomètres apparaissent comme très peu influencés par les prélèvements, c'est le cas des piézomètres de Batilly pour la Beauce, la Celle-Guenand pour la Craie ou le Luart pour le Cénomaniens (Figures 9.13b, f et g). D'autres piézomètres ont un niveau simulé plus haut lorsque les prélèvements ne sont pas pris en compte comme par exemple Ruan pour la Beauce nord, Isdes pour la Beauce sous Sologne ou encore Berchères-les-Pierres pour la Craie. Enfin, une forte dérive est observée pour des piézomètres du Cénomaniens et de la Craie. Par exemple, la piézométrie à Marcilly-en-Gault qui est relativement bien simulée lors de la phase de test, présente une forte accumulation d'eau sur le long terme lorsque les pompages ne sont pas pris en compte. Il en est de même pour Tours dans le Cénomaniens. Lors du test, une dérive a été constatée au piézomètre du Grand-Pressigny dans le Cénomaniens, cette dérive est accentuée lorsque les prélèvements ne sont pas considérés. Cette simulation permet d'illustrer l'importance des prélèvements dans le fonctionnement du système aquifère.

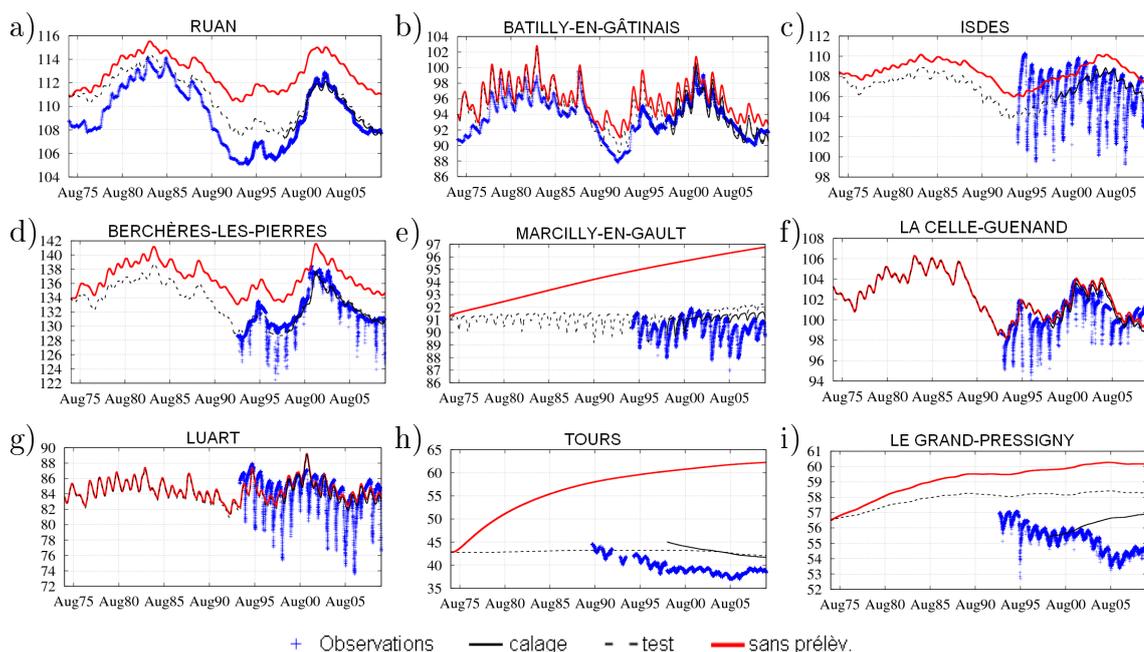


FIGURE 9.13 – Exemples de chroniques piézométriques (en m) pour une simulation sans pompages aux piézomètres situés à : a) Ruan (Beauce nord), b) Batilly-en-Gâtinais (Beauce nord), c) Isdes (Beauce sous Sologne), d) Berchères-les-Pierres (Craie), e) Marcilly-en-Gault (Craie), f) la Celle-Guenand (Craie), g) le Luart (Cénomaniens), h) Tours (Cénomaniens), i) le Grand-Pressigny (Cénomaniens). Les piézomètres sont localisés figures 7.6d, 7.7i et 7.8i, p. 92-94.

9.6 Sensibilité du modèle

Deux simulations complémentaires ont été effectuées. La première vise à analyser l'influence d'une incertitude sur les forçages en augmentant les précipitations de 10 %. La seconde simulation cherche à mesurer l'influence du calage des coefficients de transfert sur les échanges nappe-surface.

9.6.1 Sensibilité à une augmentation des précipitations

Cette simulation vise à évaluer l'impact de la connaissance des forçages météorologiques sur le modèle. Les précipitations ont été augmentées de 10 % (81 mm.an^{-1} en moyenne) pour une période de simulation similaire à celle du test : d'août 1974 à juillet 2009. Les forçages d'évapotranspiration potentielle n'ont pas été modifiés.

9.6.1.1 Impact sur les flux échangés

De manière globale, une augmentation de 10 % des précipitations se traduit par une augmentation de seulement 5 % de l'évapotranspiration réelle (Tableau 9.4). L'infiltration s'accroît de 20 % par rapport à celle de la simulation de test et le ruissellement en surface augmente de près de 40 % (de $2023 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$ à $2800 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$). Du point de vue du modèle souterrain, cette augmentation de 20 % de la recharge se

traduit par une hausse de 17 % des apports des aquifères à la surface. En revanche, les ré-infiltration d'eau de rivière diminuent de 8 %, ce qui est dû à la hausse du niveau piézométrique. Les échanges verticaux entre aquifères sont intensifiés. Les variations de stock pour la Beauce et la Craie restent négatives mais sont plus limitées : de -43 à -3 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ pour la Beauce et de -50 à -2 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ pour la Craie. Le stock d'eau dans le Cénomaniens s'accroît de manière plus rapide : 26 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ contre 2 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ pour la simulation de test.

	Beauce		Craie		Céno		Total	
	TEST	P+10 %	TEST	P+10 %	TEST	P+10 %	TEST	P+10 %
Précipitations	8 683	9 551	12 158	13 374	6 237	6 860	27 078	29 786
ETR	6 721	7 064	9 195	9 648	4 649	4 877	20 565	21 581
Ruissellement	663	901	911	1 272	449	627	2 023	2 800
Infiltr. (FP)	1 297	1 584	2 050	2 452	1 138	1 355	4 485	5 391
Infiltr. (ZNS)	1 296	1 580	2 059	2 460	1 146	1 365	4 501	5 406
Vnap-surf	1 110	1 345	2 160	2 493	1 223	1 421	4 494	5 259
Vriv- nap	51	46	189	174	90	83	330	303
Vsup	0	0	59	63	70	80	-	-
Vinf	-59	-63	-70	-80	0	0	-	-
Vpomp	221	221	126	126	81	81	428	428
Stock	-43	-3	-50	-2	2	26	-92	21

TABLE 9.4 – Influence d'une augmentation de 10 % des précipitations sur les volumes échangés dans le modèle ($\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$). TEST : simulation de test, P+10 % : simulation avec augmentation de 10 % des précipitations.

9.6.1.2 Impact local

Une augmentation des précipitations se répercute sensiblement sur le débit des cours d'eau du bassin. Ainsi, le débit moyen à l'exutoire à Saint-Nazaire entre août 1974 et juillet 2009 passe de 970 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ lors du test à 1109 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ avec la hausse des précipitations, soit une augmentation de 14 %.

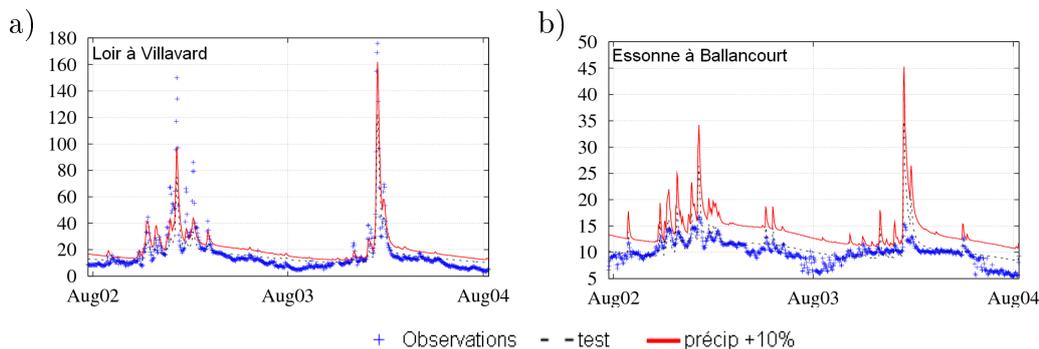


FIGURE 9.14 – Débits simulés pour une augmentation de 10 % des précipitations (en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) : a) le Loir à Villavard, b) l'Essonne à Ballancourt. Les stations sont localisées à la figure 6.10a (p. 81).

La surestimation des précipitations conduit à une surestimation du ruissellement dans le bassin (Figure 9.14 où les pics de ruissellement sont plus importants par rap-

port à la simulation test). Par ailleurs, le débit de base du cours d'eau est nettement augmenté. Un deuxième effet de la hausse des précipitations se traduit par une hausse de la recharge des aquifères et donc une alimentation plus importante des cours d'eau.

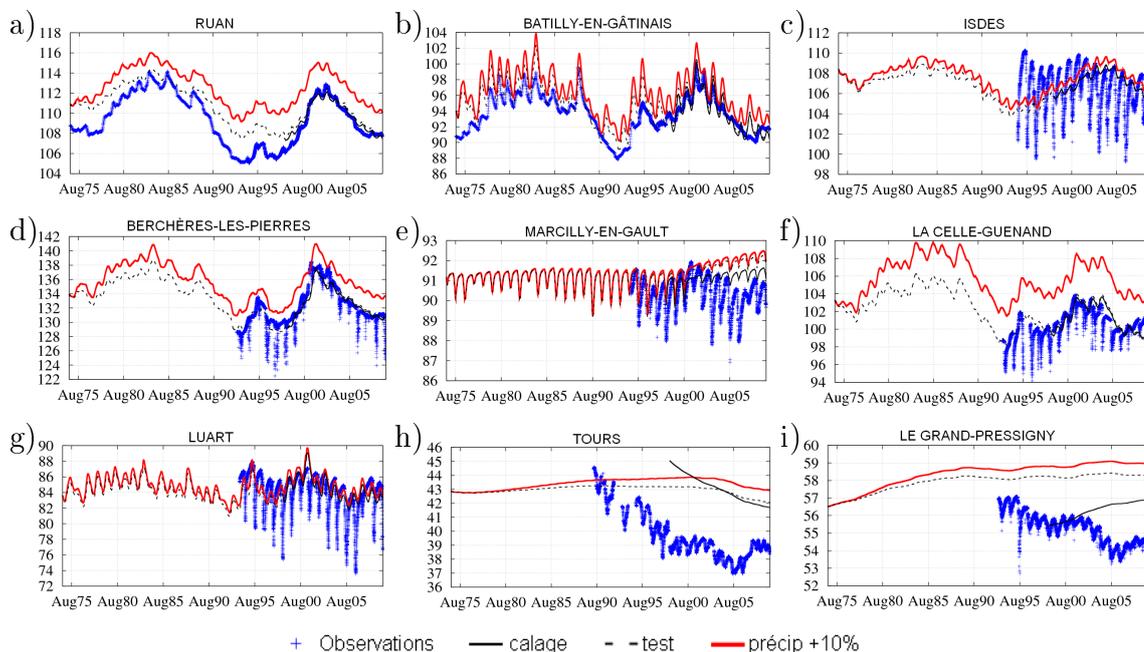


FIGURE 9.15 – Exemples de chroniques piézométriques (en m) pour une simulation avec augmentation de 10 % des précipitations pour les piézomètres situés à : a) Ruan (Beauce nord), b) Batilly-en-Gâtinais (Beauce nord), c) Isdes (Beauce sous Sologne), d) Berchères-les-Pierres (Craie), e) Marcilly-en-Gault (Craie), f) la Celle-Guenand (Craie), g) le au Luart (Cénomaniens), h) Tours (Cénomaniens), i) le Grand-Pressigny (Cénomaniens). Les piézomètres sont localisés figures 7.6d, 7.7i et 7.8i, p. 92-94.

De manière générale, les zones libres semblent beaucoup plus sensibles à la variation des précipitations que les zones captives qui ont un temps de réponse plus long. Ainsi, de nombreux piézomètres de type de Beauce nord présentent la même tendance qu'à Ruan (type "sous couverture") avec une augmentation du niveau simulé supérieure à 1 m (Figure 9.15a). La piézométrie à Batilly-en-Gâtinais est peu modifiée du fait de la proximité d'un cours d'eau (Figure 9.15b). La piézométrie de Beauce sous Sologne est moins sensible à la variation des précipitations, probablement du fait que l'aquifère est captif dans cette zone avec un temps de transfert plus long (Figure 9.15c). Cette différence de comportement entre zone captive et zone libre se retrouve pour la Craie et le Cénomaniens. Les hauteurs d'eau simulées au piézomètre de la Celle-Guenand (typologie "libre influencé") augmentent de 4 m en moyenne du fait de l'accroissement des précipitations (Figure 9.15f). Le piézomètre de Berchères-les-Pierres est situé en bordure de zone sous Beauce, son niveau piézométrique augmente légèrement du fait des précipitations (Figure 9.15d). En revanche, la simulation au piézomètre de Marcilly-en-Gault, de type "captive influencé", est bien moins sensible à la modification des précipitations qu'à la suppression des pompages (Figure 9.15e). Cette observation vaut aussi pour les piézomètres du Cénomaniens

qui semblent plus dépendants des volumes pompés que des précipitations en surface (Figure 9.15h et i). Le niveau piézométrique du Luart est peu perturbé (Figure 9.15g).

9.6.2 Sensibilité au coefficient de transfert nappe -rivière

Le coefficient de transfert Tp , qui détermine les échanges nappe-rivière, a été initialement fixé à $0.1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ puis peu modifié durant le calage. Une simulation sur 35 ans a été conduite en multipliant par 10 les coefficients Tp contrôlant les échanges entre la Loire et la Beauce, les échanges entre le fleuve et l'aquifère ont donc été facilités.

9.6.2.1 Critères et chroniques

Les critères globaux sont peu modifiés du fait de l'augmentation des coefficients de transfert entre la Loire et la Beauce. Ainsi, la RMSE globale du système passe de 2,86 m pour la simulation de test à 2,88 m.

En revanche, le niveau piézométrique en certains piézomètres de Beauce proches de la Loire subit des modifications importantes. Ainsi, la charge au piézomètre de Chaingy situé à 2,7 km de la Loire diminue de 2 m environ du fait de l'augmentation du coefficient de transfert (Figure 9.16).

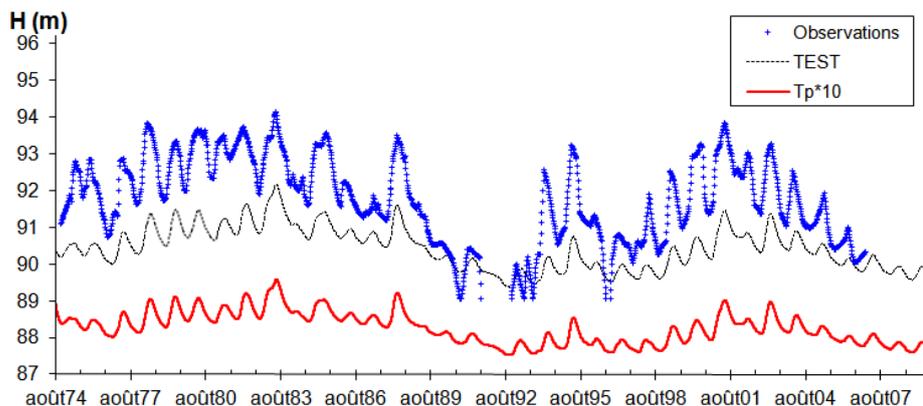


FIGURE 9.16 – Impact du coefficient de transfert Tp : piézométrie observée et simulée à Chaingy. Le piézomètre est localisé sur la figure 7.6d (p. 92).

L'impact de la modification des coefficients est donc localisé en bordure de rivière, ce qui a une influence sur la réponse hydrologique à court terme.

9.6.2.2 Bilan sur la Beauce

Le tableau 9.5 présente le bilan des flux échangés pour la simulation test de référence et pour la simulation où la distribution de Tp a été modifiée. Seul le bilan pour la Beauce est présenté.

L'infiltration transmise par la zone non-saturée se conserve entre les deux simulations puisqu'elle ne dépend que des modules de surface et de zone non-saturée. Les échanges entre la nappe et la surface augmentent dans les deux sens d'échange :

	TEST	Tp*10
Infiltration (ZNS)	1 296	1 296
Vnap-surf	1 110	1 143
Vriv-nap	51	78
Vsup	0	0
Vinf	-59	-58
Vpomp	221	221
Stock	-43	-48
Erreur SAM	0	0

TABLE 9.5 – Influence d’une modification de Tp sur le bilan de la Beauce ($\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$). **TEST** : simulation de la phase de test, **Tp*10** : simulation les coefficients de transfert Loire-Beauce ont été multipliés par 10.

de 1 110 à 1 143 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ pour les flux de la Beauce vers la surface, et de 51 à 78 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ pour les échanges des rivières vers la Beauce. Le bilan global est finalement peu modifié : les échanges nappe vers surface sont augmentés de 0,6 % de 1 059 à 1 065 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$. Cet écart de bilan se répercute par une légère diminution de la variation de stock de l’aquifère. Les échanges verticaux ne sont pas sensibles à la modification du coefficient de transfert.

9.7 Conclusion

Le modèle a permis d’établir un bilan global du fonctionnement du système aquifère. La pluie efficace correspond à près d’un quart des précipitations (23 % pour la Beauce, 24 % pour la Craie et 25 % pour le Cénomanién). Le système aquifère est alimenté à 93 % par l’infiltration sur les versants et à 7 % par l’infiltration de l’eau des rivières. 93 % de ce volume d’eau est restitué à la surface par le drainage par les cours d’eau, 9 % est prélevé pour l’eau potable, l’irrigation et les industries et le stock d’eau diminue en moyenne de 2 % de l’eau reçue par les aquifères sur les 35 années étudiées. La Loire reçoit en moyenne 332 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ de la Beauce (soit 10,5 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), dont 90 % proviennent de la partie nord et 10 % de la Beauce sous Sologne, 166 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ de la Craie (soit 5,3 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) et 30 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ du Cénomanién (soit 1,0 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) en moyenne sur les 35 ans de la période de test.

Les prélèvements ont un rôle très important sur le fonctionnement du système en abaissant le niveau des aquifères notamment. Une augmentation de 10 % des précipitations en maintenant l’ETP de SAFRAN conduit à augmentation de 20 % de la recharge des aquifères et inverse la tendance de variation du stock d’eau dans les aquifères de -92 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$ à +21 $\text{Mm}^3.\text{an}^{-1}$. Les précipitations influent plus sur les zones libres qui ont un temps de réponse plus court que sur les zones captives où les prélèvements en nappe sont le forçage le plus sensible. Une modification du coefficient de transfert Tp a une influence locale autour du cours d’eau. Une augmentation de ce coefficient conduit à une accentuation des échanges entre les nappes et la rivière dans les deux sens et à une augmentation légère des apports nets des aquifères au cours d’eau.

Chapitre 10

Comportement à l'étiage

Le but de ce chapitre est de caractériser le fonctionnement du bassin en période d'étiage. Tout d'abord les bas débits sont analysés au moyen du VCN30. Les caractéristiques observées sont la distribution spatiale et les temps de retour sur la période de test. La définition de la période d'étiage se base sur l'indice VCN30 présenté section 3.2.2.1 (p. 30). Ainsi, la période étudiée correspond aux trente jours pendant lesquels le débit minimum annuel en moyenne glissante de 30 jours est calculé. Le VCN30 a été choisi car cet indicateur proche du QMNA (débit mensuel minimal annuel) fréquemment utilisé et présente l'avantage de ne pas dépendre du découpage de l'année en mois. La période de 30 jours varie donc selon les années et selon la station considérée. Dans un deuxième temps, les apports des nappes à la Loire sont quantifiés en période d'étiage. Enfin, les impacts des prélèvements, d'une augmentation de la pluie et d'une modification de la paramétrisation des échanges Loire-nappes sont présentés.

10.1 Étude des débits minimum sur 30 jours

Cette section présente un exemple de l'évolution des VCN30 annuels pour la station de la Loire à Blois puis la distribution des VCN30 quinquennaux calculés sur les 35 années de test (1974-2009) et une comparaison avec les VCN30 moyens sur cette période.

10.1.1 Exemple de la Loire à Blois

La station hydrométrique de la Loire à Blois (station K4470010) se situe directement en aval de la zone où la Loire draine la Beauce (Figure 3.5b, p. 28). Cette station est prise en exemple pour montrer les périodes annuelles de plus bas débits.

Les VCN30 calculés chaque année entre 1975 et 2008 sont cohérents avec ceux donnés par la base HYDRO lorsqu'ils sont disponibles (Figure 10.1). L'année 1977 ressort comme une année très humide avec un VCN30 très élevé ($242 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Au contraire, l'année 1976 présente le VCN30 le plus bas sur la période ($45 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Le VCN30 quinquennal est estimé à $67 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($62 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans la base HYDRO) et le VCN30 moyen est de $88 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

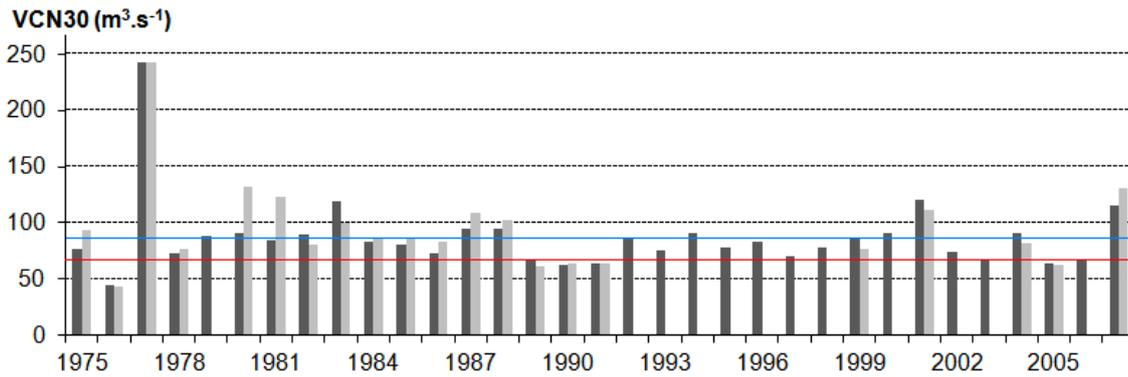


FIGURE 10.1 – Évolution annuelle du VCN30 à Blois calculé sur les débits simulés entre 1975 et 2008 (en gris sombre) et valeurs données par la base HYDRO (gris clair). La ligne bleue correspond au VCN30 moyen et la ligne rouge au VCN30 quinquennal.

Par ailleurs, la période d'étiage ne correspond pas à une date fixe dans l'année. En moyenne sur 1975-2008, la période de calcul du VCN30 annuel à Blois commence le 23 août avec une médiane au 15 août (Figure 10.2). Les extrema correspondent au 23 juin 2004 avec une période de VCN30 précoce et au 12 novembre 1985 avec une période de VCN30 tardive. Ces périodes de calcul du VCN30 à Blois permettent de déterminer pour chaque année la période sur laquelle les apports des nappes à l'étiage sont calculés dans la section suivante (10.2). Utiliser le VCN30 comme indicateur de période d'étiage présente l'avantage d'avoir une fenêtre de trente jours qui correspond à la période de plus bas débit dans l'année. Cependant, la période d'étiage est alors supposée fixée à 30 jours alors que celle-ci peut être variable. Une autre limite est la prise en compte d'année sans étiage, par exemple en 1977 où le VCN30 annuel dépasse $240 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

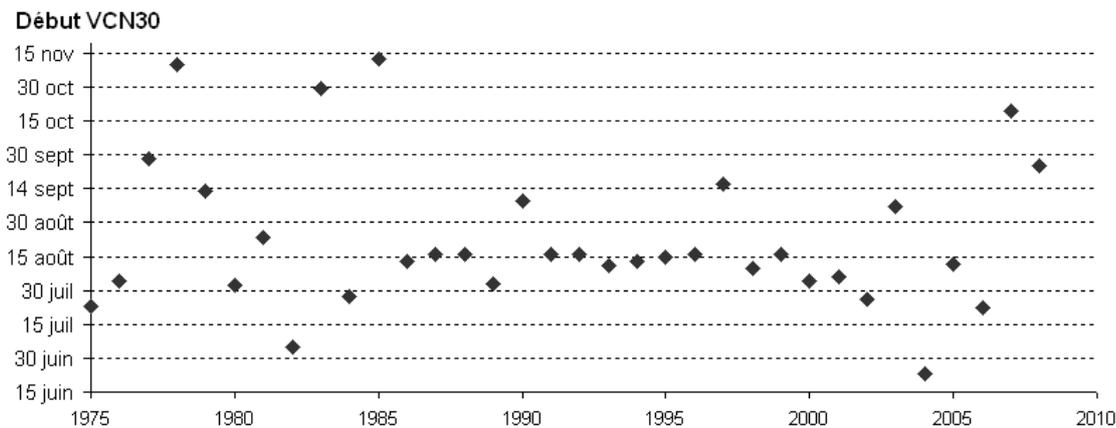


FIGURE 10.2 – Date du début de la période de calcul du VCN30 à Blois (1975-2008).

10.1.2 VCN30 quinquennaux simulés aux stations

Le VCN30 quinquennal est le VCN30 qui a une probabilité de 0,2 de ne pas être dépassé pour une année donnée. Les VCN30 quinquennaux sont calculés à partir des VCN30 annuels aux stations hydrométriques pour la simulation test (août 1974 - juillet 2009). Ainsi, les VCN30 sont calculés des années 1975 à 2008 car les années 1974 et 2009 sont incomplètes. La distribution des VCN30 quinquennaux aux stations hydrométriques obtenue sur la simulation de test (Figure 10.3a) est similaire à celle obtenue d'après la base HYDRO (Figure 3.8, p. 31).

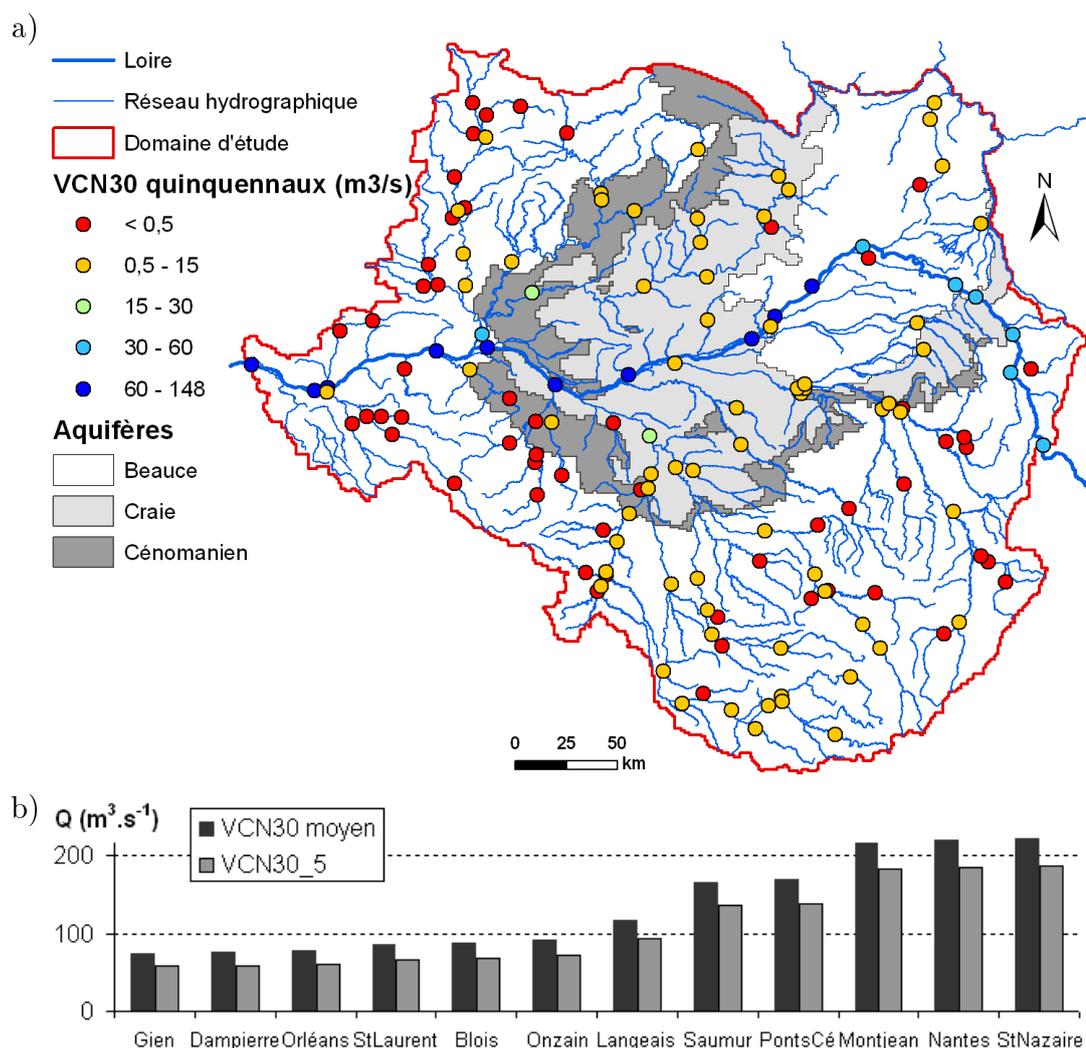


FIGURE 10.3 – Distribution des VCN30 simulés aux stations hydrométriques (1975-2008) : a) distribution spatiale des VCN30 quinquennaux, b) évolution le long de la Loire des VCN30 moyens et quinquennaux.

L'évolution des VCN30 quinquennaux le long de la Loire fait apparaître des augmentations de débit au niveau des confluences avec le Cher entre Onzain et Langeais, avec l'Indre et la Vienne entre Langeais et Saumur et avec la Maine entre les Ponts-de-Cé et Montjean-sur-Loire (Figure 10.3b).

10.2 Échanges Loire-aquifères

10.2.1 Détermination des zones d'échanges

Les mailles rivière qui représentent la Loire sont affectées à quatre groupes selon qu'elles sont en lien avec la Beauce, la Craie, le Cénomaniens ou aucun aquifère. Les stations hydrométriques présentes en Loire moyenne permettent de découper la Loire moyenne en 9 biefs : amont de Gien (17 km), Gien à Dampierre (12 km), Dampierre à Orléans (63 km), Orléans à Saint-Laurent (34 km), Saint-Laurent à Blois (26 km), Blois à Onzain (17 km), Onzain à Langeais (67 km), Langeais à Saumur (41 km) et Saumur aux Ponts-de-Cé (41 km). Ces biefs constituent des zones sur lesquelles les échanges Loire-aquifères sont évalués (Figure 10.5b). Les échanges entre Gien et Blois sont majoritairement en lien avec l'aquifère de Beauce. Les échanges Loire-Craie interviennent en amont de Gien et entre Blois et les Ponts-de-Cé. Entre Saumur et les Ponts-de-Cé, la Loire échange aussi avec le Cénomaniens.

10.2.2 Quantification des échanges à l'étiage

Les échanges entre la Loire et les aquifères sont simulés par le modèle au pas de temps journalier pour chaque maille rivière (1 km²).

Pour les bilans, les flux échangés sont exprimés soit en m³.s⁻¹ en cumulant sur la zone où est effectué le bilan, soit en l.s⁻¹ par maille rivière, soit en l.s⁻¹.km⁻¹ en ramenant les échanges par linéaire de bief. Cette section s'intéresse aux échanges lors de l'étiage : les flux échangés sont donc présentés sous forme de débit moyen sur la période de calcul du VCN30 annuel à Blois. Cette période de 30 jours a donc une date de début variable selon les années (Figure 10.2)

La Beauce est l'aquifère qui contribue majoritairement aux apports en Loire à l'étiage (Figure 10.4) avec une moyenne entre 1975 et 2008 de 9,6 m³.s⁻¹. Les apports moyens directement en Loire de la Craie et du Cénomaniens pour cette période sont respectivement de 4,7 m³.s⁻¹ et 0,9 m³.s⁻¹. Ces apports moyens à l'étiage sont légèrement inférieurs à la moyenne annuelle des contributions des aquifères à la Loire de 10,5 m³.s⁻¹, 5,3 m³.s⁻¹ et 0,9 m³.s⁻¹ pour les aquifères de Beauce, Craie et Cénomaniens respectivement.

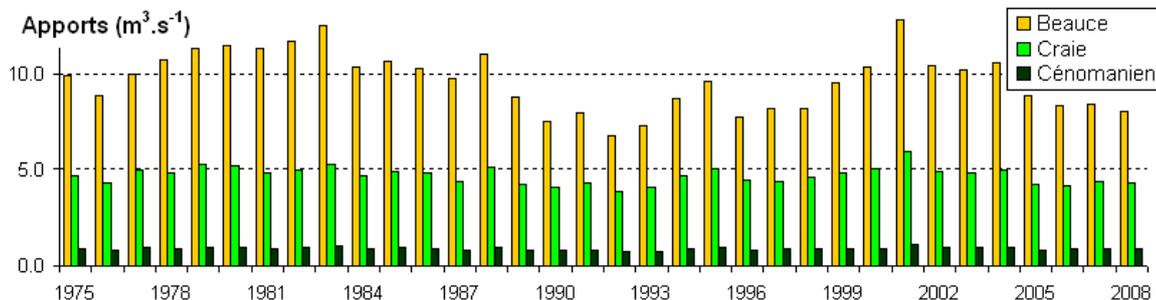


FIGURE 10.4 – Contribution des aquifères au débit de la Loire sur la période de calcul du VCN30 annuel.

La distribution moyenne annuelle des apports des nappes à l'étiage est variable

selon les mailles (Figure 10.5a). En effet de forts apports de la Beauce à la Loire ont lieu entre Orléans et Saint-Laurent, jusqu'à près de $400 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$. L'infiltration de l'eau de la Loire vers le domaine souterrain a essentiellement lieu entre Dampierre et Orléans et le modèle n'en simule pas entre Orléans et Langeais. Cette ré-infiltration est calculée du fait des différences de charge entre la Loire et les aquifères indépendamment de circulations karstiques qui ne sont pas prises en compte par le modèle. La distribution des échanges nets confirme les apports importants des aquifères en aval d'Orléans (Figure 10.5b).

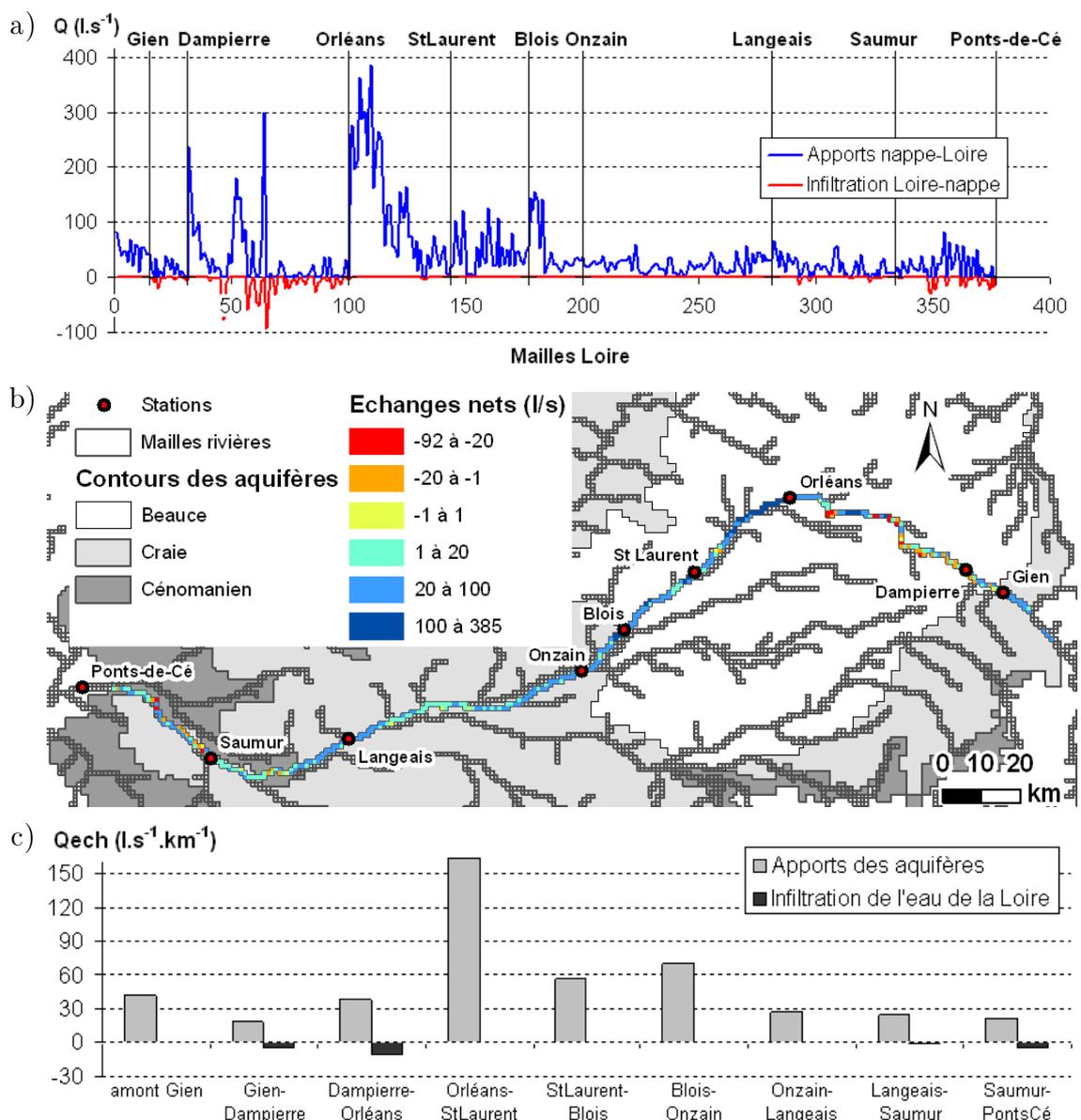


FIGURE 10.5 – Débits moyens annuels échangés entre la Loire et les aquifères lors du calcul du VCN30 (moyenne sur les étiages entre 1975-2008) : a) échanges par maille rivière, b) distribution spatiale des échanges nets entre les aquifères et la Loire, signe positif pour des apports à la Loire, c) échanges par bief.

Pour une présentation plus synthétique, la figure 10.5c reprend les résultats de la figure 10.5a, en sommant les débits échangés par bief et en les ramenant à la longueur de chaque bief. Les apports des aquifères à l'étiage sont les plus importants entre Orléans et Saint-Laurent où ils sont supérieurs à $160 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-1}$, avec toutefois un bilan net d'exfiltration sur le bief. La ré-infiltration d'eau de la Loire vers les nappes entre Dampierre et Orléans correspond à une zone où les pertes de la Loire sont un phénomène connu (section 2.2.4, p.18).

Les valeurs obtenues pour l'étiage sont cohérentes avec celles trouvées dans la littérature. Ainsi, Gonzalez (1992) a estimé les apports à l'étiage des sources de la Chapelle Saint-Mesmin, en aval d'Orléans par des traçages pour les années 1985 et 1986 :

- apports de $11,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à l'étiage en 1985 (entre 9,6 et 16),
- apports de $12 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à l'étiage en 1986 (entre 11,3 et 13.1).

Pour comparaison, le modèle Loire donne $10,7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en 1985 et $10,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en 1986 pour le secteur où se situe ces sources (Figure 10.4), valeurs légèrement inférieures aux estimations de Gonzalez (1992). En outre, Moatar et Gailhard (2006) estiment les apports de la nappe de Beauce à $10 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en août dans le cadre d'une étude de l'évolution de la température de la Loire depuis 1976 et 1881.

10.3 Sensibilité des échanges estimés

De même que lors des sections 9.5 et 9.6 (p. 127 et 129), les trois simulations complémentaires ont été analysées pour comprendre l'impact des prélèvements sur les apports à l'étiage, celui d'une augmentation de 10 % des précipitations et celui d'une modification du coefficient d'échange nappes-Loire.

10.3.1 Sensibilité aux prélèvements en nappe

Les prélèvements influent sur le niveau des aquifères et réduisent les apports moyens annuels des nappes à la surface (section 9.5, p. 127). En conséquence, les prélèvements en nappe réduisent légèrement les VCN30 quinquennaux : les VCN30 sans pompages sont au dessus de la première bissectrice du repère (Figure 10.6a). Cependant, les périodes de calcul du VCN30 annuel à Blois restent les mêmes avec ou sans prélèvements.

Du point de vue des échanges Loire-aquifères en période d'étiage, la simulation sans prélèvements conduit à des apports des nappes à la Loire plus importants de 12 % en moyenne. La réinfiltration est diminuée de 35 % (Figure 10.6b).

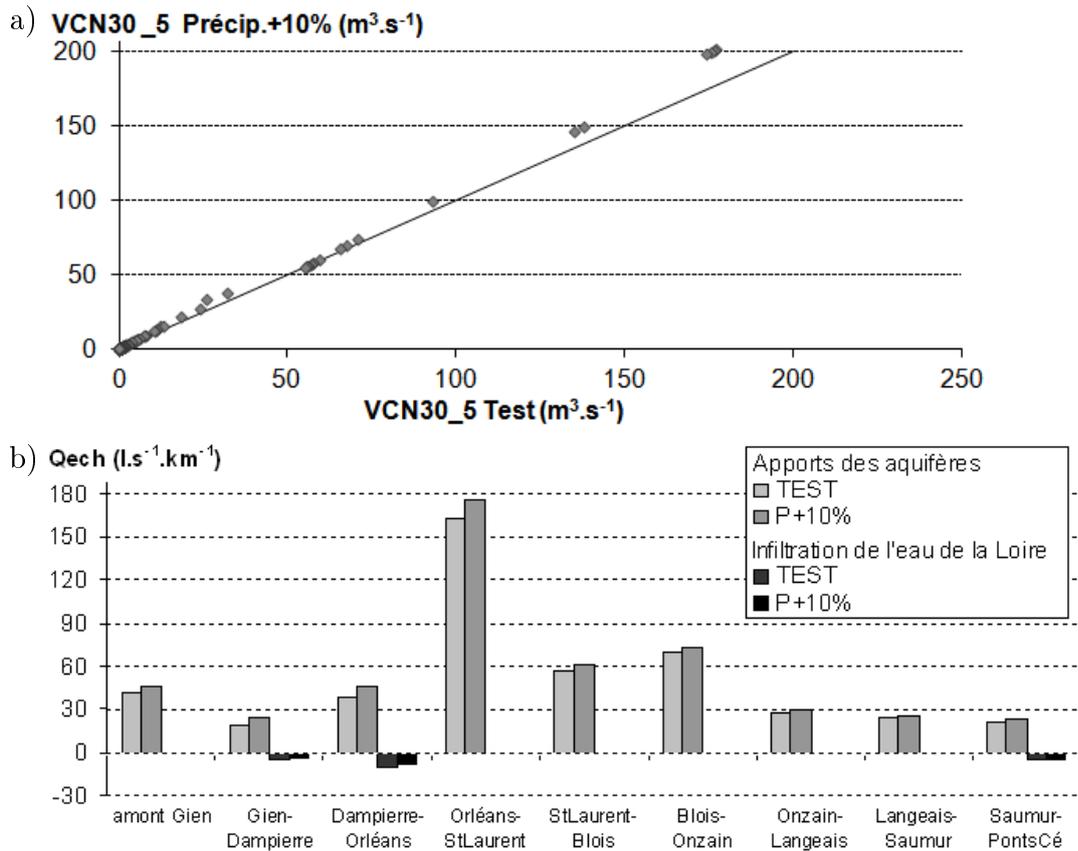


FIGURE 10.7 – Impact d'un accroissement de 10 % des précipitation sur la simulation de l'étiage : a) VCN30 quinquennaux avec augmentation des précipitations en fonction de ceux de la simulation test (première bissectrice en noir), b) échanges par bief lors de l'étiage (moyenne 1975-2008).

10.3.3 Sensibilité à la définition du coefficient de transfert nappe-rivière

L'augmentation du coefficient Tp a peu d'impact sur le calcul du VCN30 quinquennal avec des variations inférieures à $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Augmenter la valeur absolue du coefficient de transfert revient à faciliter les échanges entre les nappes et la rivière. Les échanges moyens lors de l'étiage sont donc plus contrastés avec une augmentation en valeur absolue des échanges entre les nappes et la rivière dans les deux sens. Les apports nets (différence entre apports des nappes et infiltration de la Loire) de la Beauce à la Loire passent de $8,9 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à $10,1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Figure 10.8a). L'évolution interannuelle des échanges entre la Beauce et la Loire garde la même allure avec une augmentation moyenne de $2,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ entre apports de référence et apports en augmentant les Tp et de $1,0 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en valeur absolue pour les infiltrations de la Loire vers la Beauce.

Le coefficient de transfert Tp a donc un impact fort sur la dynamique dans le champ proche de la rivière et sur l'estimation des flux échangés en particulier. Le calage retenu permet un meilleur ajustement des chroniques piézométriques aux pié-

zomètres proches de la Loire (Figure 9.16, p. 132).

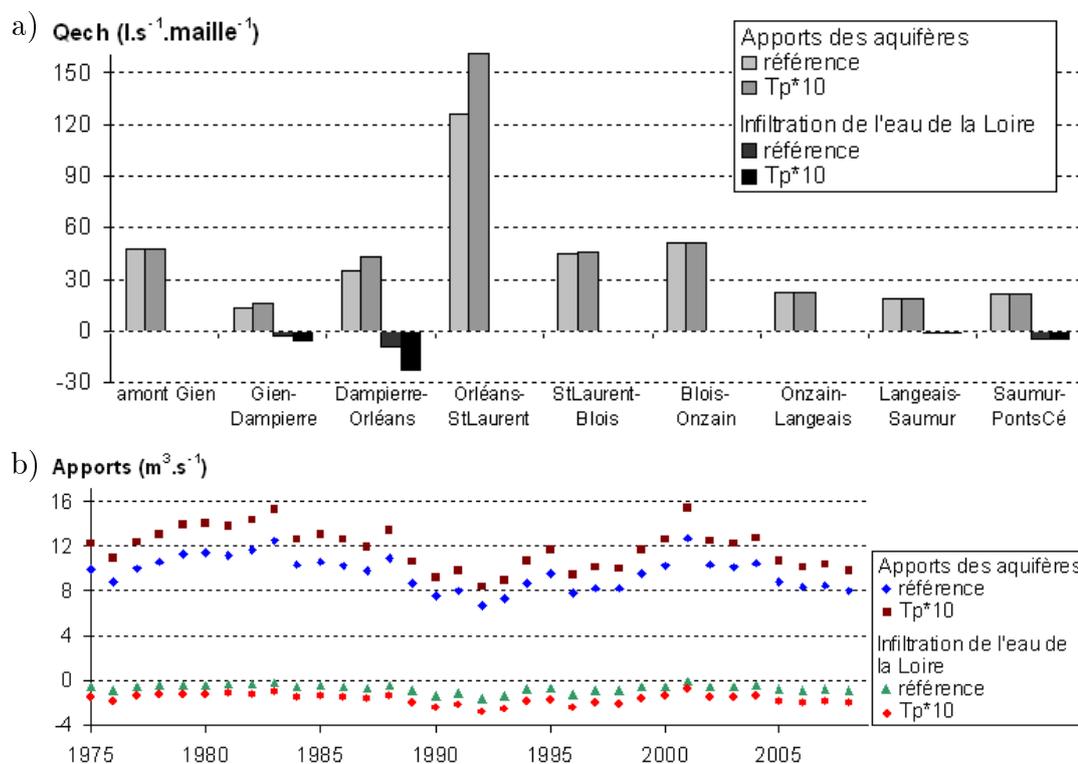


FIGURE 10.8 – Impact de la modification du T_p sur la simulation de l'étiage : a) échanges par bief lors de l'étiage (moyenne 1975-2008), b) échanges entre la Loire et la Beauce pour les étiages entre 1975 et 2008.

10.4 Conclusion

Le modèle permet de plus d'établir une évolution des apports des nappes à la Loire à l'étiage entre 1975 et 2008, avec une contribution moyenne de $9,6 m^3.s^{-1}$ pour la Beauce, $4,7 m^3.s^{-1}$ pour la Craie et $0,9 m^3.s^{-1}$ pour le Cénomaniens. Cette évolution est liée aux variations des niveaux piézométriques aux piézomètres proches de la Loire.

Les prélèvements jouent un rôle très important dans la simulation du fonctionnement de l'aquifère. En abaissent les niveaux piézométriques des nappes, ils réduisent les apports des aquifères à la Loire de $1,9 m^3.s^{-1}$ en moyenne des apports cumulés sur le linéaire du fleuve, soit une diminution de 12 %.

Une augmentation des précipitations conduit à une recharge des nappes plus importante et donc à des apports des nappes à l'étiage plus élevés : l'augmentation des apports sur le linéaire de la Loire en lien avec les nappes est de 9 % pour une augmentation de 10 % des précipitations et la réinfiltration diminue de 16 %. Ainsi, une sur-estimation des précipitations conduit à une surestimation des apports des nappes et à une sous-estimation de la réinfiltration de la Loire.

Une modification des coefficients de transfert Tp a une influence plutôt locale le long du cours d'eau. Les échanges entre les nappes et la rivière sont accentués dans les deux sens d'échange. Les apports nets augmentent plus légèrement : $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur le linéaire de la Loire en lien avec la Beauce pour une multiplication par 10 du coefficient Tp . La valeur de ce coefficient a été calée en fonction des piézomètres proches des cours d'eau mais reste relativement mal contrainte.

Chapitre 11

Simulations sous hypothèse de changement climatique

Le fonctionnement du modèle Loire a été décrit sur 35 ans (1974-2009) dans les chapitres précédents. L'objectif de ce chapitre est d'évaluer le comportement du modèle soumis à des projections issues de scénarios de changement climatique. Tout d'abord le principe général d'une étude d'impact du changement climatique est rappelé. Les caractéristiques météorologiques des quatre projections climatiques disponibles sont ensuite exposées. La troisième partie présente en détails les résultats provenant de la projection ARPEGE A1B dont les données de forçage sont continues jusqu'en 2100. Enfin, les trois autres projections sont traitées.

11.1 Contexte

11.1.1 Principe d'une étude d'impact de changement climatique

De nombreuses études ont été réalisées sur ce sujet notamment celles du GIEC (2007). Seules les grandes lignes d'une étude d'impact sont rappelées ici. Le GIEC, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, a été établi en 1988 par l'Organisation Météorologique Mondiale et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement qui l'ont chargé d'évaluer les informations scientifiques relatives au changement climatique. Le constat de départ est le suivant : *"le réchauffement du système climatique est sans équivoque. On note déjà, à l'échelle du globe, une hausse des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan. [...] L'essentiel de l'élévation de la température moyenne du globe observée depuis le milieu du XX^e siècle est très probablement attribuable à la hausse des concentrations de gaz à effet de serre anthropique. [...] Il est probable que le réchauffement anthropique survenu depuis trente ans a joué un rôle notable à l'échelle du globe dans l'évolution observée de nombreux systèmes physiques et biologiques."* (GIEC, 2007).

Une étude d'impact du changement climatique est fondée sur l'utilisation de modèles climatiques globaux qui simulent les caractéristiques du climat. Ces modèles sont forcés par les concentrations de l'atmosphère en gaz à effet de serre et aérosols.

Une première étape de l'étude d'impact consiste donc à établir des scénarios d'évolutions de ces concentrations appelés scénarios SRES (pour Special Report on Emission Scenarios). Les modèles globaux donnent des résultats à l'échelle du globe, mais avec une faible résolution spatiale qui peut être typiquement de l'ordre de 250 km (Boé, 2007). Il est nécessaire de désagréger, ou régionaliser, ces résultats pour deux raisons principales. D'une part la régionalisation corrige certains biais liés au modèle de climat (Quintana-Seguí *et al.*, 2011). D'autre part les forçages doivent être distribués à une résolution plus fine compatible avec un modèle hydrologique. Une projection climatique correspond aux forçages définis par un scénario d'émission de gaz à effet de serre, un modèle climatique et une méthode de régionalisation.

Pour résumer, les quatre principales étapes d'une étude d'impact sont (Boé, 2007) :

1. le choix d'un scénario d'évolution des concentrations en gaz à effet de serre et aérosols dans l'atmosphère,
2. l'utilisation d'un modèle de climat,
3. la régionalisation des résultats du modèle,
4. l'utilisation des projections obtenues comme forçage d'un modèle hydrologique.

Les incertitudes étant importantes à chacune de ces étapes, il est important de pouvoir traiter plusieurs scénarios et modèles pour mener une étude complète.

11.1.2 Études sur le bassin de la Loire

La question de l'impact du changement climatique sur le bassin de la Loire a déjà été abordée par des études antérieures ou en cours.

Ainsi, Boé *et al.* (2009) étudient l'impact du changement climatique sur la Loire à Blois dans le cadre d'une étude sur l'impact du changement climatique sur les principaux cours d'eau de France. Quatorze projections climatiques ont été utilisées dans le modèle hydro-météorologique SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU, Habets *et al.* (2008)) pour le temps présent (1971-2000) et le milieu de siècle (2046-2065). Les résultats des modèles de climat ont été régionalisés avec la méthode statistique des régimes de temps (Boé, 2007; Boé *et al.*, 2007; Pagé *et al.*, 2010). Les simulations en milieu de siècle pour la Loire à Blois indiquent une diminution moyenne des précipitations de 2 % au printemps à 10 % en été par rapports au temps présent. L'évapotranspiration réelle est plus variable avec une augmentation de 18 % en automne et une diminution de 15 % en été. Le débit de la Loire à Blois est réduit en moyenne de 15 % en hiver à 32 % en automne. Toutes ces variations correspondent aux moyennes calculées avec les quatorze projections, des disparités importantes pouvant exister entre les simulations.

Dans le cadre du projet de recherche ICC-Hydroqual, l'impact potentiel du changement climatique sur l'évolution des régimes hydrologique, thermique et de qualité physico-chimique est évalué pour de nombreux cours d'eau du bassin de la Loire (Moatar *et al.*, 2010). L'évolution mensuelle des débits en fin de siècle est simulée en onze stations du bassin au moyen du modèle EROS (Thiéry et Moutzopoulos, 1995). Quatorze projections climatiques du scénario A1B du GIEC ont été utilisées. Ainsi, à la station de la Loire à Montjean, la diminution du débit annuel annoncée par EROS

est de 30 % en moyenne sur les quatorze projections avec une incertitude de l'ordre de 15 %. Du point de vue de l'étiage, le QMNA5 à Montjean sur Loire baisserait de 25 à 50 % en milieu de siècle et de 30 à 60 % en fin de siècle.

L'impact du changement climatique peut aussi être étudié de manière plus locale. Ainsi, Joigneaux *et al.* (2011) ont étudié l'impact du changement climatique sur les occurrences d'inversion du fonctionnement de l'émergence karstique en perte de la source du Bouillon (Loiret) et concluent à une baisse potentielle des événements d'inversion dans le futur (2075-2099), sous réserve des différentes incertitudes liées à la méthode.

11.2 Analyse des projections sur la Loire moyenne

Cette section a pour but de décrire les quatre projections climatiques disponibles sur le bassin de la Loire en termes de tendances globales pour le milieu et la fin de siècle, de variations annuelles et de distributions spatiales sur le domaine étudié. Dans un deuxième temps, la comparaison est faite entre les résultats de la simulation test (1974-2009) et ceux d'une simulation forcée avec la projection continue ARPEGE en temps présent. Enfin, la méthodologie pour réaliser une étude prospective est présentée.

11.2.1 Description des projections climatiques

Dans un premier temps, les caractéristiques générales de chaque projection sont exposées, puis la projection climatique ARPEGE est présentée plus en détails pour exemple.

11.2.1.1 Projections climatiques disponibles

Dans le cadre de notre étude, nous disposons de forçages issus d'un seul scénario d'émission de gaz à effet de serre et aérosols : le scénario A1B. Les concentrations résultant du scénario A1B ont été traitées par quatre modèles climatiques différents puis leurs résultats ont été désagrégés par une seule méthode. Cela donne quatre projections différentes qui vont servir de forçages pour le modèle Loire.

Le scénario d'émission de gaz à effet de serre et aérosols utilisé est le scénario du GIEC de type A1B. Ce scénario est basé sur un équilibre entre les différentes sources d'énergie (fossiles et autres). Il prévoit une baisse des émissions à partir de 2050. Cependant, les concentrations continuent à augmenter tout au long du siècle malgré cette diminution des émissions. Ce scénario constitue une évolution intermédiaire par rapport aux différents scénarios établis en terme d'émissions et à une augmentation projetée de la température moyenne mondiale de 2,8°C (Figure 11.1).

Les forçages dont nous disposons proviennent de quatre modèles de climat développés par différents instituts (Kharin *et al.* (2007), Tableau 11.1). Ces modèles font partie de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). La projection ARPEGE fournit des données de précipitations et évapotranspiration potentielle au pas de temps journalier entre 1950 et 2100 alors que les trois autres projections se

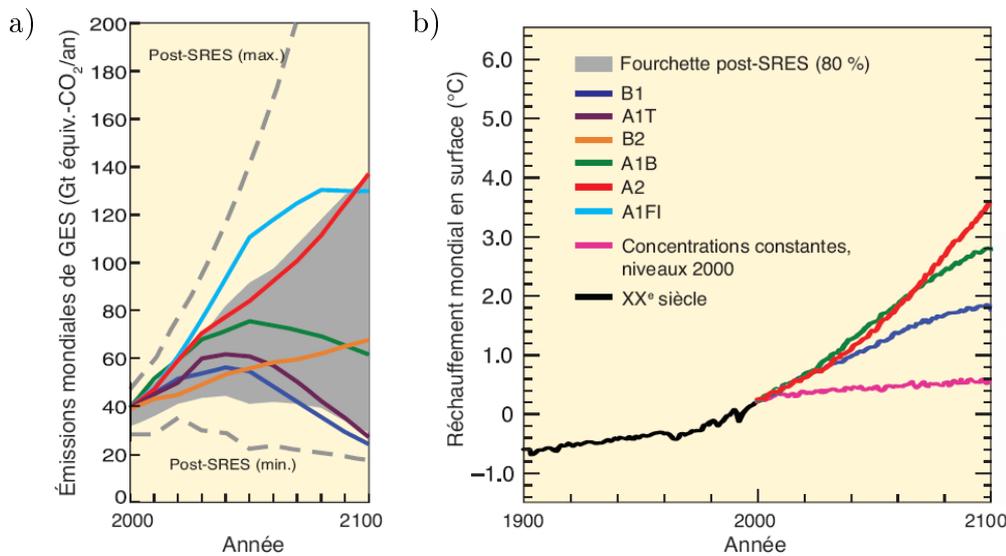


FIGURE 11.1 – Scénarios de référence SRES (extrait de GIEC (2007)) : a) émissions mondiales de gaz à effet de serre et aérosols pour les scénarios SRES et intervalle au 80^e percentile des scénarios publié depuis le SRES, b) moyennes mondiales multimodèles du réchauffement en surface pour les scénarios SRES.

limitent à trois périodes : temps présent (1960-2000), milieu de siècle (2046-2065) et fin de siècle (2081-2100).

Modèle	Nom court	Périodes traitées	Provenance
ARPEGE A1B	ARPEGE	1950 - 2100	Centre National de Recherche Météorologique (France)
GFDL-CM2-0	GFDL	1960-2000 ; 2046-2065 2081-2100	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (Etats-Unis)
MPI-ECHAM5	MPI	1960-2000 ; 2046-2065 2081-2100	Max Planck Institut für Meteorologie (Allemagne)
MRI-CGCM2-3-2A	MRI	1960-2000 ; 2046-2065 2081-2100	Meteorological Research Institute (Japon)

TABLE 11.1 – Modèles de climat forcés par un scénario d'émission de gaz à effet de serre et aérosols de type A1B puis régionalisés par la méthode des régimes de temps pour être utilisés comme projections sur le bassin de la Loire.

Les forçages résultant des modèles de climat ont été régionalisés par la méthode dite des régimes de temps (Boé, 2007; Boé *et al.*, 2007; Pagé *et al.*, 2010). Cette méthode de désagrégation statistique se base sur une classification en types de temps établie à partir de variables climatiques régionales (précipitations) et de descripteurs climatiques à grande échelle tels que les champs de pression atmosphériques et la température moyenne. Après régionalisation, les forçages sont définis à la même résolution que le maillage SAFRAN, soit des mailles carrées de 8 km de côté.

11.2.1.2 Tendances pour le milieu et la fin de siècle

Pour le temps présent, les quatre projections fournissent des précipitations voisines de celles de SAFRAN (de -3 % pour ARPEGE à +1 % pour MRI et GFDL) mais des

éapotranspirations potentielles considérablement plus faibles : -17 % pour toutes les projections (Tableau 11.2). Il est à noter que les projections en temps présent ne cherchent pas à reproduire la chronologie des observations, mais à présenter les mêmes caractéristiques de climat sur une longue période de l'ordre de la trentaine d'années.

	Précipitations	ETP
SAFRAN (mm.an^{-1})	821	850
ARPEGE	-3%	-17%
MRI	1%	-17%
GFDL	1%	-17%
MPI	0%	-17%

TABLE 11.2 – Comparaison des moyennes annuelles sur le bassin-versant des projections climatiques avec la ré-analyse SAFRAN pour le temps présent (1970-2000).

Les quatre projections ont des précipitations et ETP moyennes annuelles très proches en temps présent, mais les évolutions diffèrent pour le milieu et la fin de siècle (Figure 11.2a). En termes de précipitations, les impacts les plus importants sont obtenus avec ARPEGE où une diminution de 20 % des précipitations est projetée pour la fin de siècle. En revanche, la projection MRI projette une diminution bien plus réduite de 2 % en fin de siècle. L'évolution des évapotranspirations potentielles est plus marquée avec des augmentations de 18 % (MRI) à 35 % (GFDL) entre le temps présent et la fin de siècle.

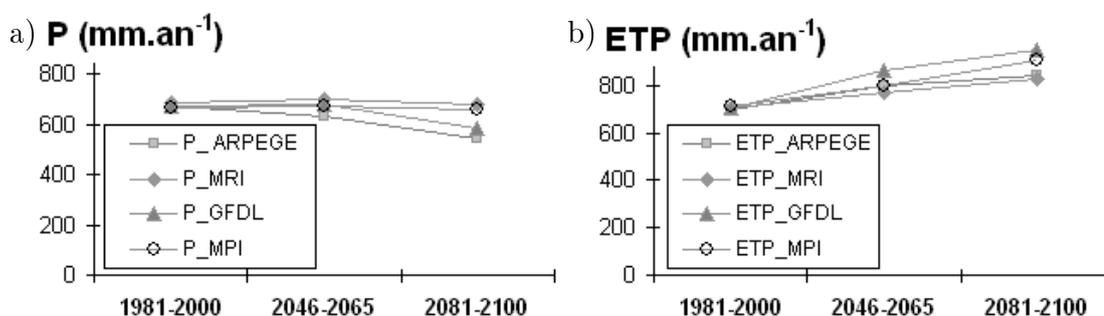


FIGURE 11.2 – Précipitations et évapotranspirations moyennes sur les impluviums des aquifères en temps présent, milieu de siècle et fin de siècle sur le bassin versant de la Loire pour les scénarios disponibles : a) précipitations, b) évapotranspirations potentielles.

11.2.1.3 Variations annuelles

Alors que les précipitations et évapotranspirations potentielles ont des moyennes plus basses que celles des données SAFRAN sur leur période commune, l'écart des moyennes annuelles de la différence journalière des précipitations moins l'ETP est de 2 % seulement (Figure 11.3a). Les écarts types des moyennes annuelles de précipitations, des évapotranspirations potentielles et des différences journalières entre ces

deux grandeurs sont plus faibles pour les forçages ARPEGE (75, 24 et 67 mm.an⁻¹ respectivement) que pour les forçages SAFRAN (135, 65 et 113 mm.an⁻¹). Au cours du siècle, l'ETP projetée par ARPEGE sur les impluviums des aquifères augmente sensiblement et les précipitations diminuent (Figures 11.2 et 11.3b).

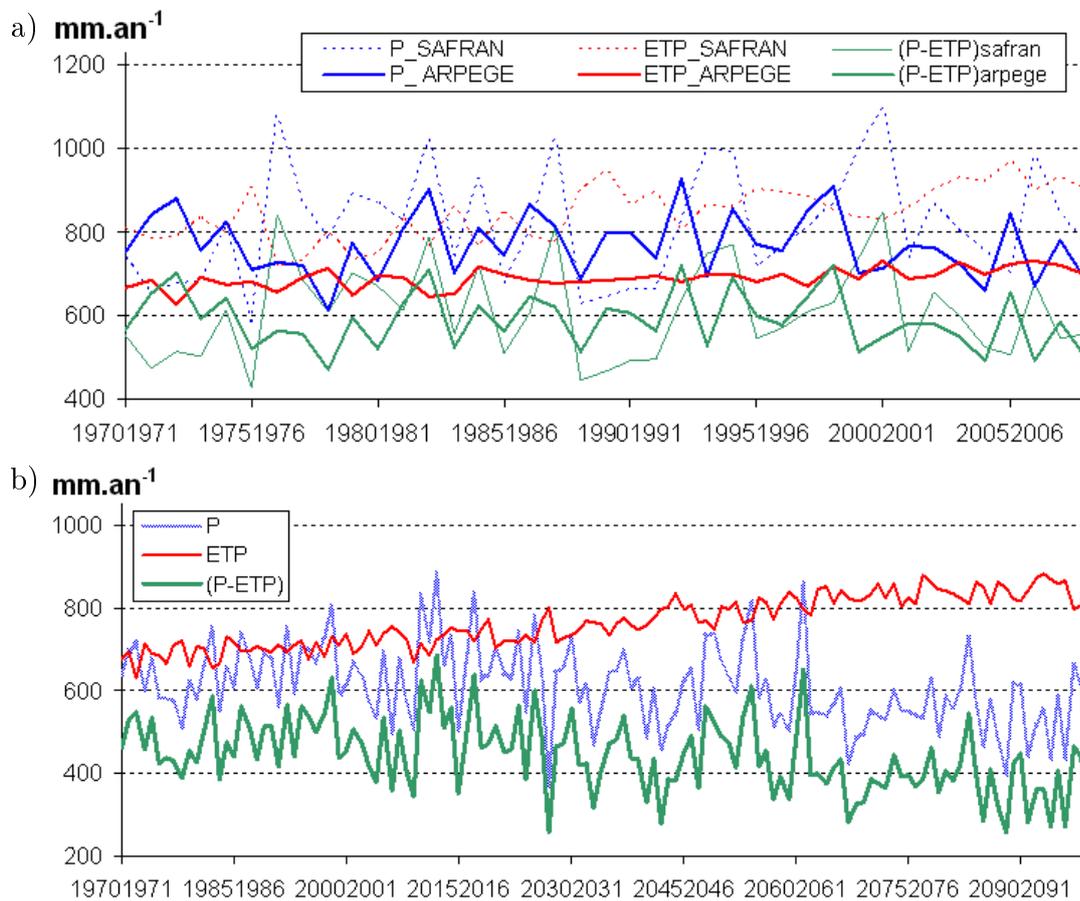


FIGURE 11.3 – Variations annuelles des forçages météorologiques ARPEGE (année d'août à juillet) : a) comparaison avec SAFRAN entre 1975 et 2100 sur les impluviums des aquifères simulés, b) projections ARPEGE 1970-2009. **(P-ETP)Arpege**, **(P-ETP)Safran** : différence entre les précipitations journalières et les évapotranspirations en moyenne annuelle suivant les données ARPEGE (respectivement SAFRAN).

11.2.1.4 Distribution spatiale

Les distributions spatiales des moyennes des précipitations ARPEGE et des ETP ARPEGE en temps présent (1981-2000) et en fin de siècle (2081-2100) soulignent une augmentation généralisée des ETP (Figures 11.4c et d) et une baisse significative des précipitations (Figure 11.4a et b).

Les contrastes de la carte des distributions restent similaires avec le temps présent. Ainsi, les précipitations sont plus fortes sur les reliefs et plus faibles en vallée et les ETP sont plus importantes en plaines.

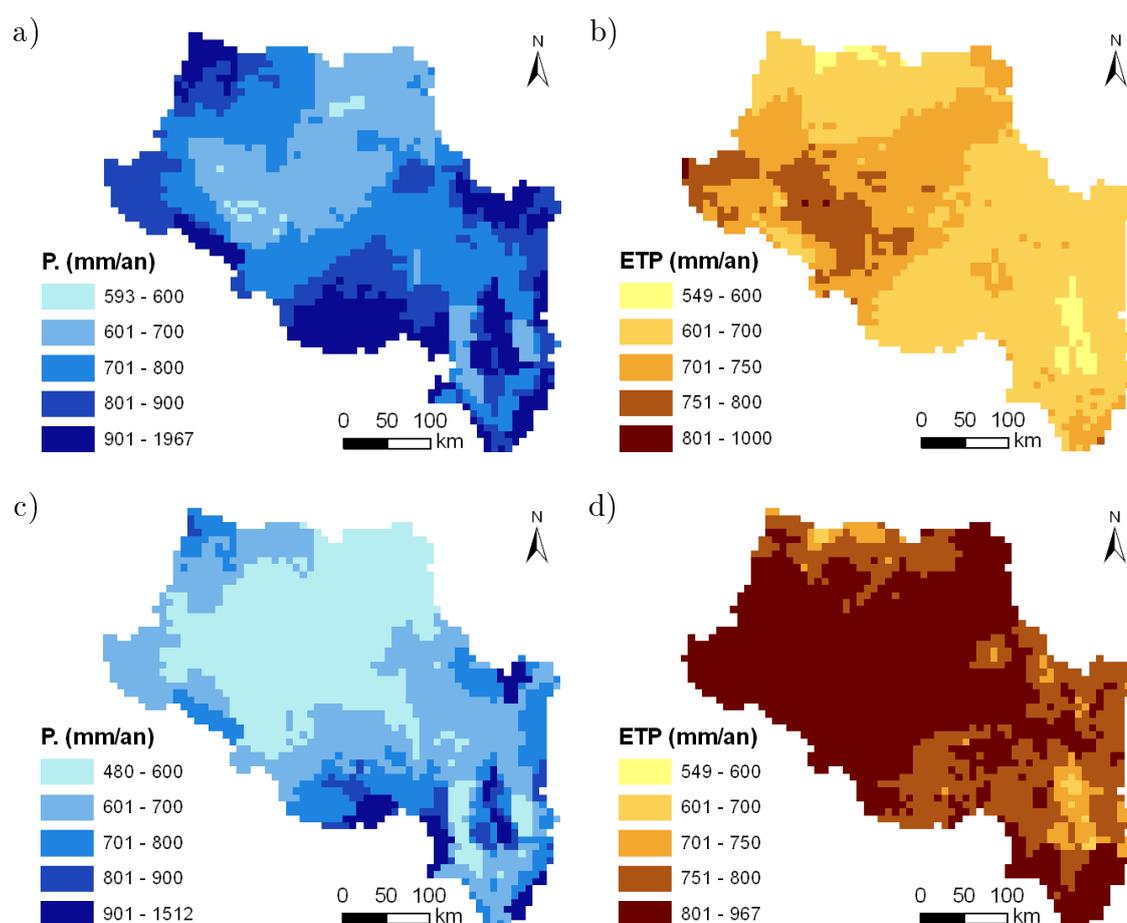


FIGURE 11.4 – Distribution spatiale des précipitations et évapotranspirations potentielles moyennes annuelles pour la projection ARPEGE : a) Précipitations moyennes annuelles en temps présent (1981-2000), b) ETP moyennes annuelles en temps présent (1981-2000), c) Précipitations moyennes annuelles en fin de siècle (2081-2100), d) ETP moyennes annuelles en fin de siècle (2081-2100).

11.2.2 Comparaison de simulations forcées avec ARPEGE ou SAFRAN en temps présent (1974-2009)

La projection climatique provient de la régionalisation par la méthode des régimes de temps des résultats du modèle de climat ARPEGE de Météo France (Déqué *et al.*, 1994) suivant une évolution A1B des émissions de gaz à effet de serre et aérosols. ARPEGE est un modèle à l'échelle du globe avec une résolution variable qui est affinée sur l'Europe. Ainsi, sa résolution en France est de l'ordre de 50 km (Habets *et al.*, 2011).

Comme constaté précédemment, les précipitations ARPEGE sont inférieures de 3 % en moyenne à celles de la base SAFRAN et les ETP sont sous-estimées de 17 % (Figure 11.3a).

Dans un premier temps, une simulation est lancée en utilisant les forçages ARPEGE d'août 1974 à juillet 2009. Le but est de comparer les résultats de cette simulation avec ceux de la simulation test. Les forçages sont issus de la régionalisation

du modèle de climat ARPEGE, il ne s'agit donc pas d'observations. En conséquence, les chroniques simulées ne visent pas à reproduire fidèlement la chronologie des chroniques observées, mais à rendre compte des tendances climatiques. Pour cette raison, les bilans sont calculés sur une période longue de 35 ans.

Les hauteurs d'eau simulées aux piézomètres avec ARPEGE conservent une valeur moyenne proche de celle obtenue avec SAFRAN (Figure 11.5). La chronologie n'est pas bien reproduite, notamment les cycles de recharge et vidange observés aux piézomètres de typologie "sous couverture" ou "libre influencé" (Figures 11.5a et b). Cependant, le niveau de base est maintenu : le biais calculé à Ruan entre observations et simulations sur les hauteurs d'eau moyennes hebdomadaires passe de 1,3 m en test à 1,4 m avec ARPEGE, cependant la RMSE augmente significativement : de 1,6 m à 3,2 m. L'impact de la modification des forçages est plus faible sur les piézomètres captifs (Figure 11.5c).

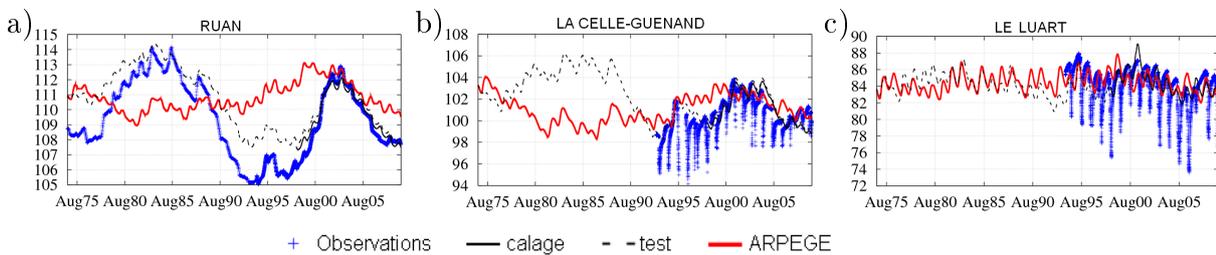


FIGURE 11.5 – Exemples de chroniques piézométriques pour une simulation avec les forçages ARPEGE entre 1975 et 2009 : a) piézométrie à Ruan (Beauce nord), b) piézométrie à la Celle-Guénand (Craie), c) piézométrie au Luart (Cénomaniens), i) piézométrie au Grand-Pressigny (Cénomaniens). Les piézomètres sont localisés figures 7.6d, 7.7i et 7.8i, p. 92-94.

Plus généralement, le niveau moyen des piézomètres est peu modifié avec un biais global nul entre la simulation test et la simulation avec ARPEGE (Tableau 11.3). Cependant, l'écart global de RMSE entre les deux simulations est de 1,93 m, ce qui montre que la projection ARPEGE ne reproduit pas les variations temporelles de la piézométrie.

	Biais (m)	RMSE (m)
Beauce nord	0,00	2,36
Beauce sous Sologne	0,02	1,38
Craie	-0,11	2,15
Cénomaniens	0,07	0,97
GLOBAL	0,00	1,93

TABLE 11.3 – Critères statistiques par aquifères calculés sur les hauteurs d'eau hebdomadaires entre la simulation test et la simulation avec les forçages ARPEGE entre août 1074 et juillet 2009.

11.2.2.1 Bilan de fonctionnement annuel

Le fonctionnement moyen simulé avec ARPEGE sur les 35 années d'août 1974 à juillet 2009 est assez proche de celui simulé lors de la simulation de test. Bien que les précipitations et les évapotranspirations potentielles diminuent respectivement de 8 % et 11 % sur les impluviums des aquifères, la variation des volumes ruisselés et infiltrés est plus limitée, ce qui est dû au fait qu'ARPEGE sous-estime significativement l'ETP. Il y a globalement une augmentation de 2 % pour ces deux grandeurs (Tableau 11.4). En considérant le système aquifère dans son ensemble, la simulation effectuée avec les forçages ARPEGE surestime de 2 % la recharge globale des nappes par rapport à SAFRAN. Sur la période considérée, les volumes échangés sont peu sensibles au changement des forçages excepté le stock dont la diminution est plus modérée avec ARPEGE ($-40 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) qu'avec SAFRAN ($-92 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$).

	Beauce		Craie		Céno		Total	
	TEST	ARPEGE	TEST	ARPEGE	TEST	ARPEGE	TEST	ARPEGE
Précipitations	8 683	-8 %	12 158	-8 %	6 237	-7 %	27 078	-8 %
ETR	6 721	-11 %	9 195	-11 %	4 649	-11 %	20 565	-11 %
Ruissellement	663	-1 %	911	1 %	449	7 %	2 023	2 %
Infiltr. (FP)	1 297	1 %	2 050	0 %	1 138	4 %	4 485	2 %
Infiltr. (ZNS)	1 296	1 %	2 059	0 %	1 146	4 %	4 501	2 %
Vnap-surf	1 110	-1 %	2 160	-1 %	1 223	3 %	4 494	0 %
Vriv- nap	51	-4 %	189	0 %	90	-3 %	330	-1 %
Vsup	0	-	59	-2 %	70	3 %	129	1 %
Vinf	-59	2 %	-70	-3 %	0	-	-129	-1 %
Vpomp	221	0 %	126	0 %	81	0 %	428	0 %
Stock	-43	54 %	-50	32 %	2	608 %	-92	56 %

TABLE 11.4 – Comparaison des volumes moyens échangés entre 1975 et 2009 avec un forçage SAFRAN ou ARPEGE. TEST : volumes échangés lors de la simulation de test ($\text{Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$), ARPEGE : variation relative des volumes échangés en utilisant les forçages issus de la régionalisation d'ARPEGE A1B.

11.2.2.2 Comportement intra-annuel

Les débits moyens mensuels simulés avec ARPEGE sur la période d'août 1974 à juillet 2009 sont conformes à ceux simulés avec SAFRAN (Figure 11.6). Le bon accord à Saint-Nazaire peut être lié au fait que le débit de la Loire est imposé à Cours-les-Barres (Figure 11.6a). En revanche, les débits aux autres stations sont entièrement simulés par le modèle et les tendances sont globalement bien reproduites malgré un décalage d'un mois du pic hivernal et une légère sous-estimation du débit d'étiage de la Vienne à Nouâtre (Figure 11.6b à d).

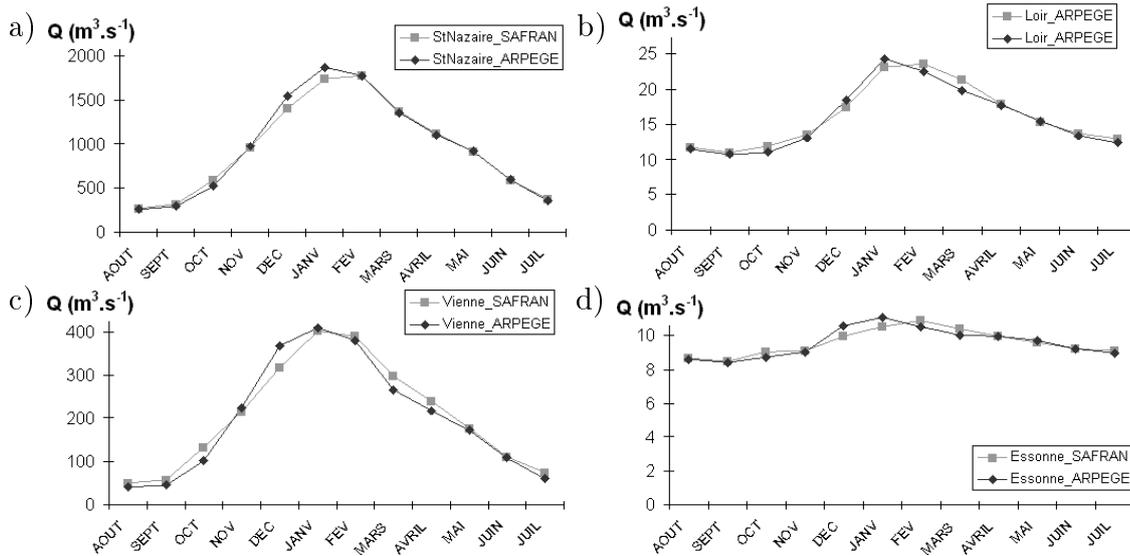


FIGURE 11.6 – Exemple de débits moyens mensuels simulés avec les forçages SAFRAN ou ARPEGE : a) la Loire à Saint-Nazaire, b) le Loir à Villavard, c) La Vienne à Nouâtre, d) l’Essonne à Ballancourt. Les stations sont localisées à la figure 6.10a (p. 81).

11.2.2.3 Comportement à l’étiage

Du fait du débit imposé à Cours-les-Barres, les dates de calcul du VCN30 annuel changent peu entre les deux simulations. Les forts VCN30 quinquennaux obtenus avec ARPEGE sont légèrement surestimés par rapports à ceux calculés à partir de la simulation avec SAFRAN (Figure 11.7), alors que la simulation ARPEGE a tendance à sous-estimer les basses eaux en moyenne annuelle (Figure 11.6). Ce constat peut s’expliquer par le fait que la variabilité des forçages ARPEGE est plus faible que celle des forçages SAFRAN, ce qui conduit à des extrêmes plus modérés.

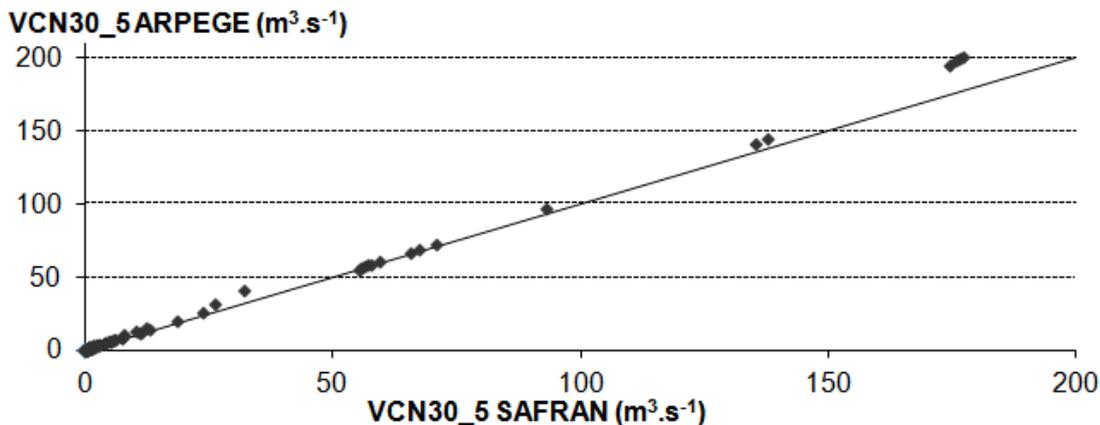


FIGURE 11.7 – Comparaison des VCN30 quinquennaux obtenus pour des forçages SAFRAN ou ARPEGE pour le temps présent entre 1975 et 2008 (première bissectrice en noir).

Les échanges nets entre les aquifères et la Loire à l'étiage sont du même ordre de grandeur pour les deux simulations (apports de $14,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en moyenne avec SAFRAN contre $14,5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ avec ARPEGE entre 1975 et 2008). La simulation avec SAFRAN présente un peu plus de variabilité avec un écart type de $2,3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ contre $1,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ avec ARPEGE (Figure 11.8).

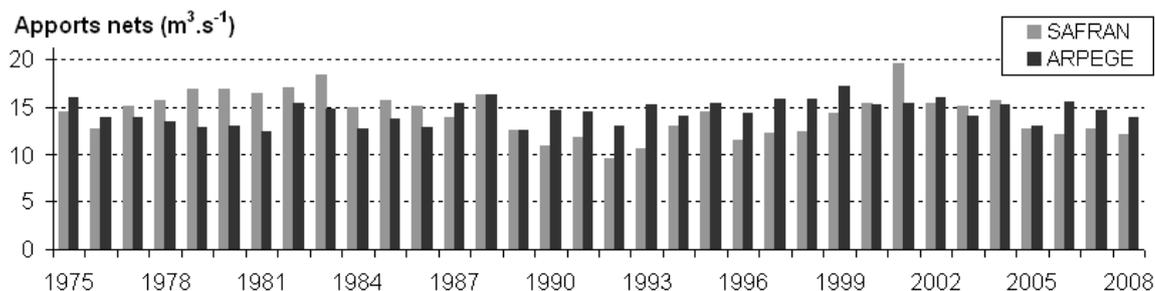


FIGURE 11.8 – Comparaison des apports nets des aquifères à la Loire à l'étiage pour des forçages SAFRAN ou ARPEGE pour le temps présent (1975-2008).

11.2.2.4 Discussion

La comparaison sur le temps présent (1974-2009) des résultats du modèle lorsqu'il est forcé avec SAFRAN ou avec ARPEGE permet d'estimer des biais induits par l'utilisation d'ARPEGE. Si les précipitations et les ETP sont sous-estimées avec ARPEGE (-3 et -17 % respectivement), la variation des volumes d'eau disponibles pour le modèle est plus faible : ARPEGE surestime de 2 % les flux ruisselés et infiltrés par rapport à SAFRAN. Les chroniques piézométriques simulées avec ARPEGE ont des caractéristiques proches de celles simulées avec SAFRAN avec un biais nul, cependant les chronologies ne sont pas respectées. Les bilans des flux échangés par le modèle sont comparables. Enfin, les allures des débits moyens mensuels aux stations sont globalement bien reproduites mais les VCN30 quinquennaux sont surestimés. Ces résultats sont liés à la méthode de régionalisation du modèle. Les comparaisons en temps présent ne sont bien sûr pas transposables pour les projections de temps futur, d'autres incertitudes s'ajoutent à celles qui viennent d'être soulevées.

11.2.3 Méthodologie d'analyse prospective

Le principe d'une analyse prospective est de comparer pour une même projection climatique les résultats de simulations obtenus en temps présent avec ceux obtenus en milieu et fin de siècle. Pour cela, il est nécessaire d'établir pour chaque projection une simulation de référence en temps présent. Ainsi, les résultats de simulation en temps futur ne sont pas comparés à la simulation à partir de la ré-analyse d'observations SAFRAN mais à une simulation forcée avec la même projection climatique.

11.3 Simulations avec la projection continue ARPEGE

Dans cette section, seuls les résultats provenant de l'utilisation de la projection ARPEGE comme forçage du modèle sont discutés. Il est à noter qu'ARPEGE est la projection climatique où la diminution des précipitations est la plus marquée parmi les quatre projections sur le bassin de la Loire.

Dans un premier temps, il est nécessaire d'établir une simulation de temps présent menée dans les mêmes conditions que les simulations de milieu et fin de siècle de manière à établir une référence pour les comparaisons. Les forçages ARPEGE sont définis de manière continue au pas de temps journalier jusqu'en 2100. Une seule simulation est menée entre 1974 et 2100 et les bilans seront calculés sur les trois périodes étudiées : temps présent (1981-2000), milieu de siècle (2046-2065) et fin de siècle (2081-2100). De même que pour la simulation de test, l'état initial pris pour août 1974 correspond à l'état final d'une pré-simulation entre août 1970 et juillet 1974 en utilisant les forçages ARPEGE.

11.3.1 Prise en compte des prélèvements

Lors de la comparaison avec SAFRAN, les prélèvements utilisés dans le modèle sont les mêmes que ceux définis pour la simulation de test (section 8.1.2, p. 102).

La section 9.5 (p. 127) montre le rôle important que jouent les prélèvements dans le fonctionnement du système. Il est donc nécessaire d'estimer des volumes prélevés pour les simulations de milieu et fin de siècle. Deux possibilités ont été considérées à savoir utiliser des volumes pompés constants pour toutes les années ou estimer des volumes pompés variables. Cette seconde méthode s'appuie sur la reconstitution des volumes prélevés entre 1970 et 1997 (section 8.1.2, p. 102).

La première étape consiste à établir une corrélation entre les volumes AELB et les forçages SAFRAN sur la période de 1975 à 2007. Les volumes prélevés dépendent en grande partie des précipitations de printemps et de début d'été, au moment où les cultures se développent. Le coefficient de corrélation entre les volumes AELB et les précipitations sur l'impluvium de Beauce nord cumulées pour les mois de mars à juillet est de 0,81 (Figure 11.9a). Ce calcul de corrélation permet de reconstituer l'évolution des volumes prélevés en Beauce à partir des précipitations sur la base d'une régression linéaire de pente -1,03 et d'ordonnée à l'origine 504 Mm³ (Figure 11.9b).

Les coefficients de pondération permettant d'estimer les pompages d'irrigation par aquifère à partir du volume pompé en Beauce ont déjà été calculés section 8.1.2 (p. 102). Les prélèvements futurs par aquifères ont donc été estimés à partir de la pluie projetée et de ces coefficients de pondération.

Cette méthode a tout d'abord été appliquée pour le temps présent puis étendue à l'ensemble de la période 1970-2100 (Figure 11.9c). Pour le temps présent, les volumes estimés à partir d'ARPEGE sont supérieurs aux observations (+10 %) puisque les précipitations ARPEGE sont inférieures aux précipitations SAFRAN.

Les prélèvements pour les industries et l'eau potable sont maintenus constants.

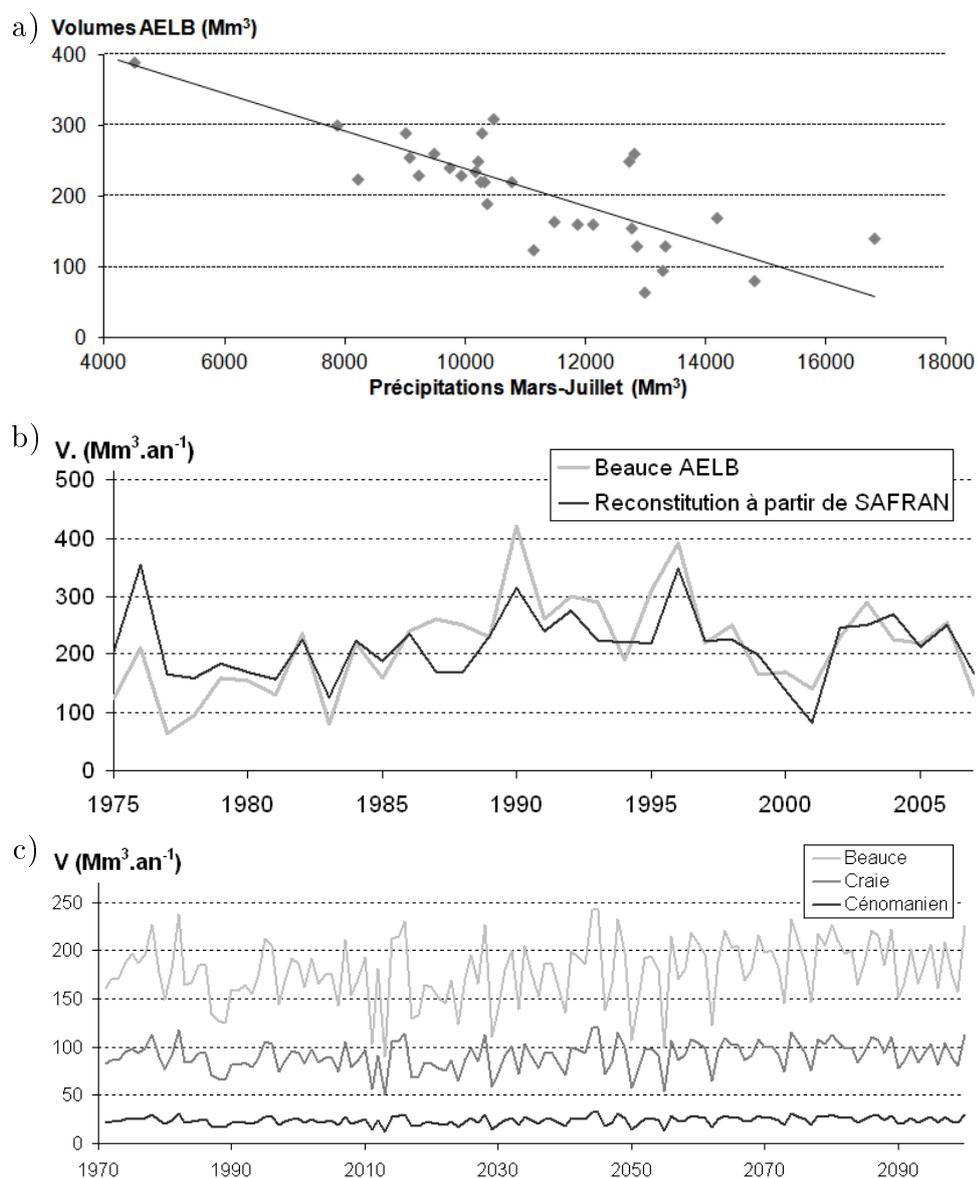


FIGURE 11.9 – Estimation des pompages d'irrigation à partir des précipitations cumulées pour les mois de mars à juillet : a) nuage de corrélation entre les volumes AELB et les précipitations de mars à juillet entre 1975 et 2007, b) comparaison des volumes AELB avec ceux obtenus à partir des précipitations SAFRAN, b) prélèvements d'irrigation estimés par aquifère à partir des forçages ARPEGE.

11.3.2 Temps présent de référence

Une simulation en temps présent est effectuée avec les mêmes hypothèses que celles utilisées pour le futur de manière à établir une référence. Ainsi, cette simulation est menée sans forçage du débit amont à Cours-les-Barres, ce débit étant calculé par le module de surface d'Eau-Dyssée. Deux scénarios de prélèvements sont testés : prélèvements constants égaux à l'année 1998-1999 ou prélèvements estimés à partir des précipitations. Les résultats présentés ici sont ceux de la simulation où les pompages

sont estimés (Figure 11.9). Cette situation de référence présente quelques différences avec la simulation où seuls les forçages météorologiques sont changés.

Du point de vue du bilan des flux échangés dans le système, l'accroissement des pompages (+12 %) induit une augmentation de la variation du stock de $-40 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ à $-43 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Les autres flux varient peu (Tableau 11.5).

	Pompages TEST	Pompages ARPEGE
Infiltration (ZNS)	4 568	0 %
Vnap-surf	4 505	-1 %
Vriv-nap	325	2 %
Vverticaux	139	1 %
Vpomp	428	12 %
Stock	-40	7 %

TABLE 11.5 – Influence de l'estimation des pompages à partir des précipitations ARPEGE sur les flux échangés (en $\text{Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, moyenne sur 1974-2009). **Pompages TEST** : pompages utilisés dans la simulation test, **Pompages ARPEGE** : simulation avec les pompages estimés à partir des précipitations ARPEGE (section 11.3.1).

La simulation de l'étiage est également modifiée. Les jours de début de calcul des VCN30 à Blois sont légèrement plus tardifs avec ARPEGE : la médiane des années 1975 à 2008 est au 27 août au lieu du 15 août pour une simulation avec les forçages SAFRAN. L'écart type est plus faible : 22 jours pour ARPEGE au lieu de 33 jours pour SAFRAN. Il y a donc moins de variabilité (Figure 11.10).

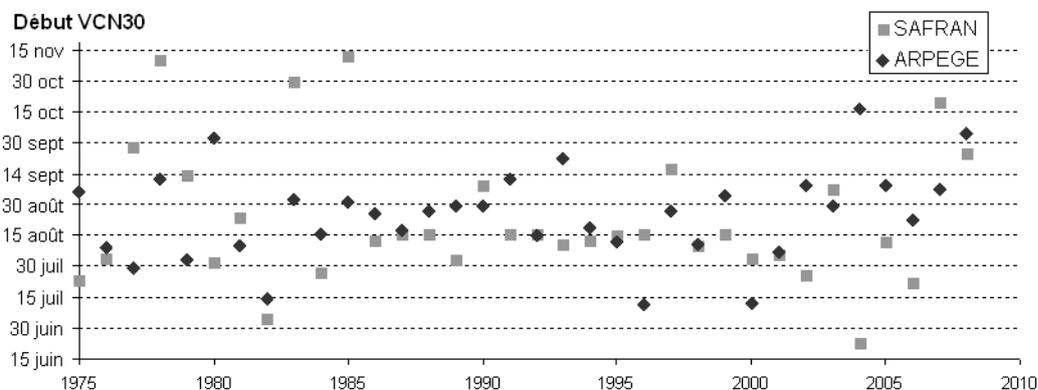


FIGURE 11.10 – Date de début du calcul des VCN30 simulés à Blois pour des forçages SAFRAN ou ARPEGE sans imposer le débit à Cours-les-Barres pour le temps présent (1975-2008).

En considérant les apports nets des nappes à la Loire lors des périodes de calcul du VCN30 les volumes calculés en utilisant les forçages ARPEGE sont de $13,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne entre 1978 et 2008, soit légèrement plus bas que la moyenne obtenue avec SAFRAN de $14,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et que celle obtenue avec ARPEGE et les pompages TEST de $14,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Toute ces remarques sur les différences entre les simulations utilisant les forçages SAFRAN ou ARPEGE sont à prendre en compte avant d'utiliser les projections ARPEGE pour une simulation sous hypothèse de changement climatique.

11.3.3 Simulations milieu et fin de siècle

Les bilans de milieu et fin de siècle sont calculés sur la simulation avec la projection ARPEGE effectuée entre le 1^{er} août 1974 et le 31 juillet 2100, avec les pompages estimés à partir des précipitations et avec le débit à Cours-les-Barres calculé par le modèle. Avant de commenter les résultats obtenus, il est intéressant de rappeler qu'ARPEGE est la projection pour laquelle la baisse des précipitations en fin de siècle est la plus marquée et que la pluie en temps présent est sous-estimée.

11.3.3.1 Chroniques

Pour les trois aquifères, une majorité des piézomètres indique une tendance à la baisse des hauteurs d'eau bien en deçà des niveaux minimaux historiques (Figure 11.11). Cette baisse est plus marquée à partir des années 2050-2070. Le Cénomancien présente aussi une baisse des niveaux piézométriques mais les niveaux obtenus peuvent rester supérieurs aux valeurs mesurées en temps présent qui étaient mal reproduites (Figures 11.11h et i).

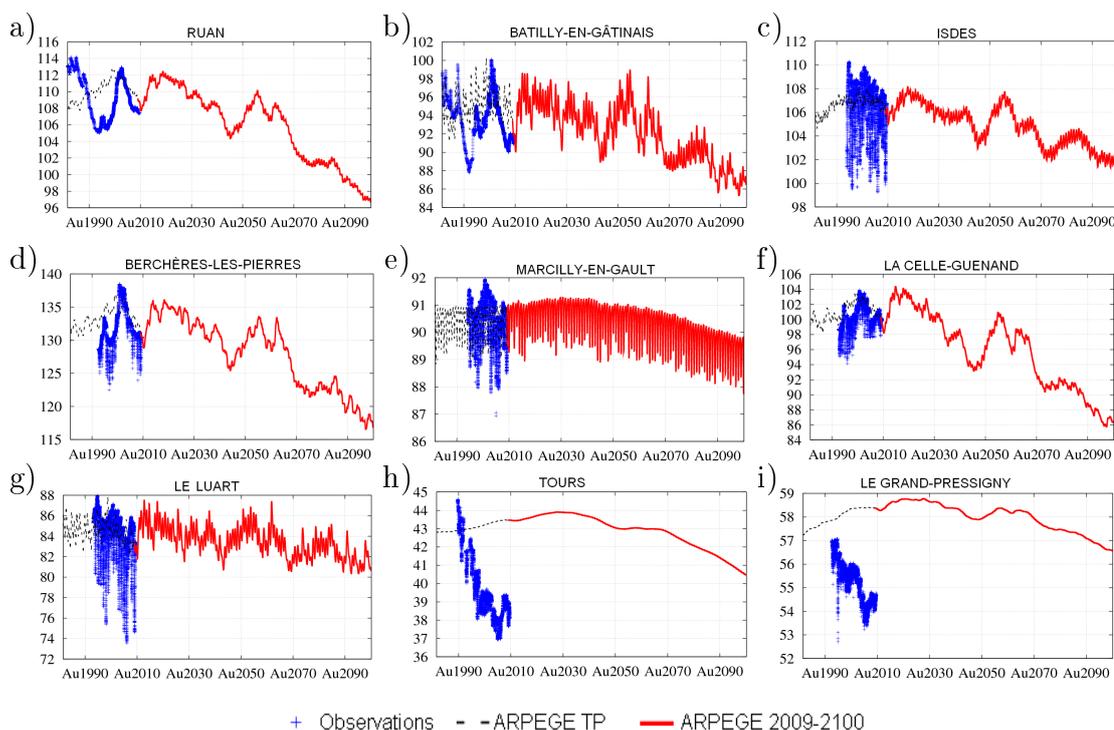


FIGURE 11.11 – Exemples de chroniques piézométriques pour une simulation avec les forçages ARPEGE entre 2009 et 2100 : a) piézométrie à Ruan (Beauce nord), b) piézométrie à Batilly-en-Gâtinais (Beauce nord), c) piézométrie à Isdes (Beauce sous Sologne), d) piézométrie à Berchères-les-Pierres (Craie), e) piézométrie à Marcilly-en-Gault (Craie), f) piézométrie à la Celle-Guenand (Craie), g) piézométrie au Luart (Cénomancien), h) piézométrie à Tours (Cénomancien), i) piézométrie au Grand-Pressigny (Cénomancien). Les piézomètres sont localisés figures 7.6d, 7.7i et 7.8i, p. 92-94.

Les débits moyens mensuels simulés avec ARPEGE sur les trois périodes indiquent

une diminution considérable entre le temps présent et la fin de siècle (Figure 11.12). À cet horizon, la diminution est en moyenne annuelle de -56 % à Saint-Nazaire, -61 % à Villavard, -56 % à Nouâtre et -62 % pour l'Essonne à Ballancourt. Cette baisse traduit à la fois la diminution du ruissellement et la baisse des niveaux des nappes qui alimentent moins les cours d'eau. La diminution du débit moyen annuel à horizon 2050 est plus réduite de -18 % en moyenne.

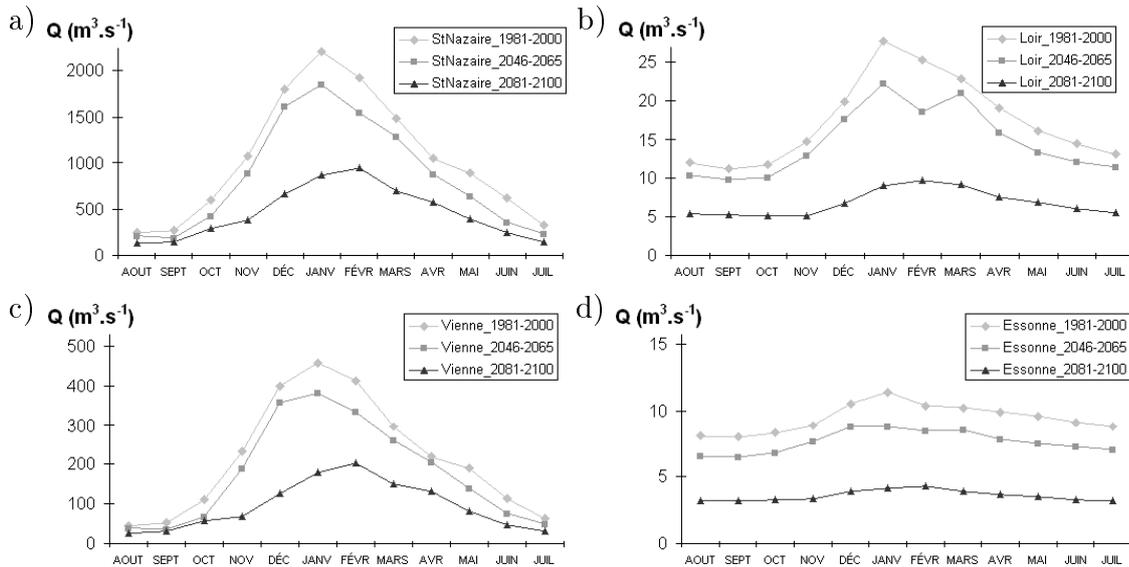


FIGURE 11.12 – Exemple de débits moyens mensuels simulés avec les forçages ARPEGE pour le temps présent (1981-2000), le milieu de siècle (2046-2065) et la fin de siècle (2081-2100) : a) la Loire à Saint-Nazaire, b) le Loir à Villavard, c) La Vienne à Nouâtre, d) l'Essonne à Ballancourt. Les stations sont localisées à la figure 6.10a (p. 81).

11.3.3.2 Bilan en volumes

Les précipitations sur l'impluvium des aquifères baissent de 6 puis 19 % par rapport au temps présent pour le milieu et la fin de siècle alors que l'évapotranspiration potentielle augmente de 14 puis 21 % en milieu puis fin de siècle respectivement (Tableau 11.6). L'évapotranspiration réelle calculée par le modèle change peu (-1 % de variation pour le milieu et la fin de siècle) malgré l'augmentation de l'ETP. Un facteur limitant pour l'ETR est la diminution des précipitations.

Le ruissellement et l'infiltration baissent considérablement, de -67% et -61 % respectivement en fin de siècle par rapport au temps présent. La baisse du niveau des nappes induit une diminution des apports des nappes à la surface (-50 % en fin de siècle) et une augmentation de la réinfiltration de l'eau des cours d'eau (+36 %). Les échanges verticaux en valeur absolue tendent à diminuer. Les pompages ont été estimés à partir des précipitations, ils sont donc en légère augmentation puisque les précipitations diminuent (section 11.3.1, pente de la régression linéaire négative). La variation de stock était positive sur le temps présent ($292 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$), elle diminue en milieu de siècle ($142 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) et devient négative en fin de siècle ($-386 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$).

	1981-2000 (Mm ³ .an ⁻¹)	2046-2065 écart	2081-2100 écart
Précipitations	26 145	-6%	-19%
ETP	27 474	14%	21%
ETR	18 654	-1%	-1%
Ruissellement	2 397	-21%	-67%
Infiltration (FP)	5 092	-15%	-61%
Infiltration (ZNS)	5 089	-15%	-61%
Vnap-surf	4 647	-13%	-50%
Vriv-nap	325	9%	36%
Vverticaux	136	-12%	-42%
Vpomp	476	3%	6%
Stock	292	-51%	-232%

TABLE 11.6 – Comparaison des volumes moyens échangés avec un forçage ARPEGE pour le temps présent, milieu de siècle et fin de siècle.

11.3.3.3 Simulation des étiages

Les VCN30 quinquennaux simulés présentent une baisse significative par rapport au temps présent : -28 % pour le milieu de siècle, -51 % pour la fin de siècle (Figure 11.13).

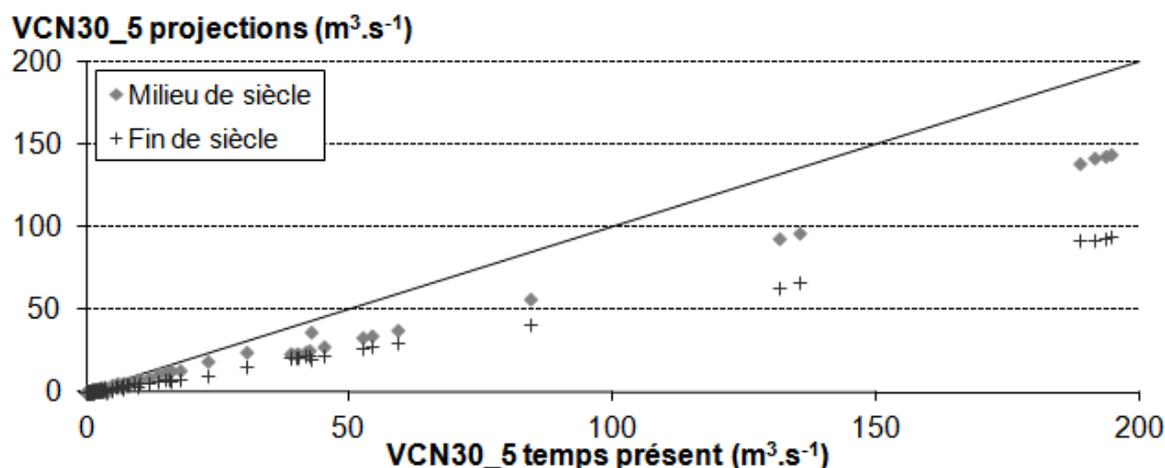


FIGURE 11.13 – Comparaison des VCN30 quinquennaux simulés aux stations hydro-métriques en temps présent (1981-2000), en milieu et en fin de siècle (2046-2065 et 2081-2100).

De même que pour le bilan des flux moyens échangés, les apports des nappes à la Loire à l'étiage diminuent par rapport au temps présent et l'infiltration de l'eau des cours d'eau a tendance à augmenter (Figure 11.14). Le bief entre Orléans et Saint-Laurent-des-Eaux reste le bief le plus contributif à la Loire malgré une baisse de 39 %. La réinfiltration des cours d'eau (+36 % au total) dépasserait les apports des nappes entre Dampierre et Orléans en fin de siècle et il y aurait alors une diminution du débit de la Loire sur ce tronçon.

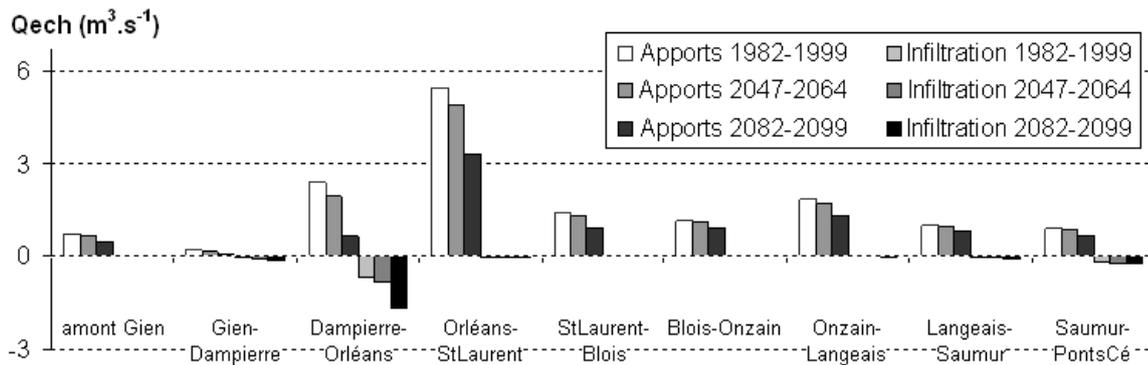


FIGURE 11.14 – Évolution des échanges entre les aquifères et la Loire lors du calcul des VCN30 en temps présent (1981-2000), milieu de siècle (2046-2065) et fin de siècle (2081-2100) pour des forçages ARPEGE.

11.3.3.4 Bilan pour des pompages constants

L'avantage de prendre des pompages constants est que la valeur est réaliste. Par contre, il n'y a aucune fluctuation liée aux précipitations par exemple. Les bilans obtenus pour une simulation où les pompages sont égaux à ceux de l'année 1998 sont proches des ceux obtenus avec des pompages variables (Tableau 11.7). Les volumes pompés sont plus faibles avec des volumes constants égaux à ceux de 1998. Cette modification des pompages influe peu sur la modification du stock (1 % de variation) et sur les autres flux calculés par le modèle.

Prélèvements	Temps présent		Fin de siècle	
	variables	constants	variables	constants
Précipitations	26 145	0%	21 170	0%
ETR	18 654	0%	18 388	0%
Ruissellement	2 397	0%	794	0%
Infiltration (FP)	5 092	0%	1 990	0%
Infiltration (ZNS)	5 089	0%	2 009	0%
Vnap-surf	4 647	1%	2 333	3%
Vriv-nap	325	-2%	443	-3%
Vsup	136	-2%	78	-4%
Vinf	-136	2%	-78	4%
Vpomp	476	-12%	505	-17%
Stock	292	1%	-386	1%

TABLE 11.7 – Comparaison des volumes moyens échangés avec un forçage ARPEGE pour le temps présent et la fin de siècle pour des prélèvements variables (estimations à partir des précipitations de mars à juillet, en $\text{Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) ou constants (année 1998).

Pour les simulations avec les autres scénarios climatiques, les pompages sont estimés à partir des précipitations de mars à juillet. Cette approche est bien sûr discutable car les volumes prélevés dépendent de nombreux autres facteurs comme les pratiques culturelles ou des limitations liées au niveau des nappes notamment. Cependant, cela permet de traduire une variabilité des volumes prélevés correspondant aux années sèches et années humides.

11.3.3.5 Discussion des résultats de la simulation avec ARPEGE

Les résultats de la simulation avec ARPEGE indiquent des baisses importantes des précipitations, de l'infiltration, du ruissellement, des niveaux des nappes et des débits des cours d'eau. Ces résultats dépendent de l'évolution projetée de type A1B des émissions de gaz à effet de serre et aérosols dans l'atmosphère, du modèle de climat ARPEGE et de sa régionalisation et du modèle Loire. Chaque étape comporte des incertitudes difficiles à quantifier, et qui réduisent la portée des résultats finaux. En outre, la comparaison avec la simulation en temps présent SAFRAN signale aussi certaines limitations comme la sous-estimation de la pluie par exemple.

Pour mieux comprendre la sensibilité au modèle de climat, les forçages de trois autres modèles régionalisés sont utilisés pour des simulations en temps présent, milieu de siècle et fin de siècle.

11.4 Projections climatiques : 2046-2065 et 2081-2100

La démarche suivie pour la simulation avec les forçages ARPEGE est appliquée aux trois autres projections climatiques disponibles sur le bassin : MRI, GFDL et MPI. La comparaison des résultats obtenus avec ces quatre projections est présentée dans cette section.

11.4.1 Conditions de simulations

Les simulations sont menées sur trois périodes d'août 1974 à juillet 2000, d'août 2046 à juillet 2065 et d'août 2081 à juillet 2100 pour les projections MRI, GFDL et MPI (Figure 11.2,p. 149). Pour chaque simulation, il est nécessaire de déterminer un état initial pour la zone non-saturée et les nappes et de définir les prélèvements pris en compte.

11.4.1.1 États initiaux

L'état initial pour août 1974 est le même pour tous les scénarios. En effet, les bilans ne sont calculés qu'à partir de 1981 soit sept ans après le début de la simulation, ce qui fait fonction de pré-simulation.

Pour les projections MRI, GFDL et MPI, la période de définition des scénarios n'est pas continue. Il est donc nécessaire de définir un état initial pour août 2046 et août 2081. Une pré-simulation utilisant les cinq premières années des périodes de milieu et fin de siècle est effectuée à trois reprises avant de mener les simulations sur 19 ans.

Cette méthode permet de déterminer un niveau initial pour les nappes. Ces niveaux peuvent être discutables car les projections pour les précipitations et l'évapotranspiration entre les périodes ne sont pas renseignées.

11.4.1.2 Prélèvements en nappe

De même que pour ARPEGE, les prélèvements en nappe ont été estimés à partir des précipitations cumulées sur les mois de mars à juillet (Figure 11.15). La méthode est la même que présentée section 11.3.1 (p. 156). La diminution des précipitations moyennes en fin de siècle engendre une légère hausse des pompages estimés. Les fluctuations entre années sèches en années humides sont bien visibles.

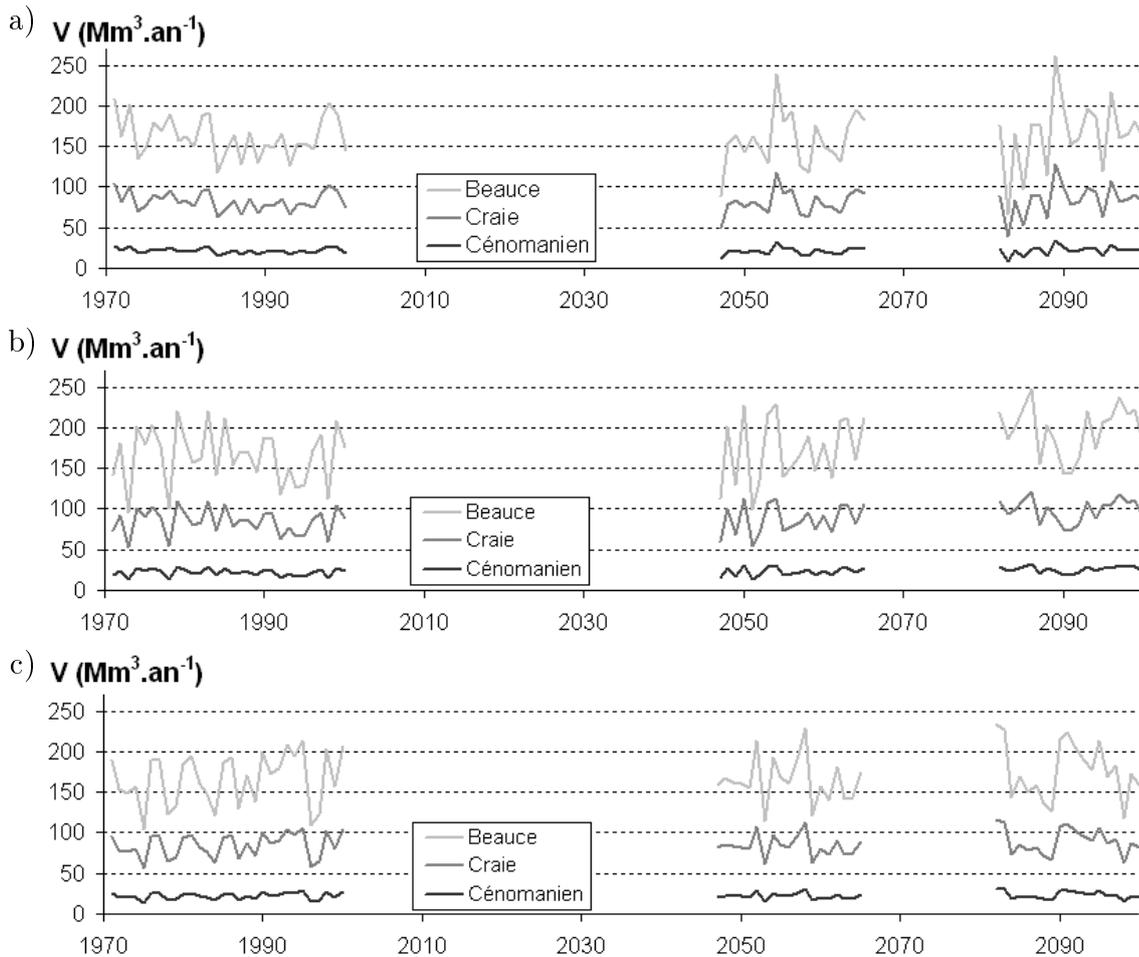


FIGURE 11.15 – Estimation des volumes annuels d’irrigation prélevés par aquifère pour les scénarios climatiques : a) scénario MRI, b) scénario GFDL, c) scénario MPI.

11.4.2 Chroniques simulées

Les chroniques simulées sont très sensibles à la projection utilisée pour les forçages (Figure 11.16). Une première remarque générale est que les projections donnent des résultats moins alarmistes pour les simulations en milieu de siècle que pour celles en fin de siècle.

Le piézomètre de Ruan (Figure 11.16a) est représentatif du comportement simulé en une majorité de piézomètres en zone sous couverture. La baisse la plus forte est

simulée pour des forçages ARPEGE avec une baisse de 10 m en 100 ans. Les forçages MRI sont ceux qui engendrent le moins de variation par rapport au temps présent.

Le piézomètre de Marcilly-en-Gault (Figure 11.16b) est un exemple des chroniques piézométriques simulées en zone captive. La variation du niveau piézométrique est moins marquée que pour les zones libres. La simulation MRI donne même un niveau piézométrique plus haut en fin de siècle. La méthode de calcul de l'état initial ou une dérive du modèle pour ce piézomètre peut expliquer ce résultat.

Le piézomètre du Luart dans l'aquifère du Cénomanién présente des niveaux proches pour les quatre projections excepté avec la projection ARPEGE où une baisse plus marquée est simulée en fin de siècle (Figure 11.16c).

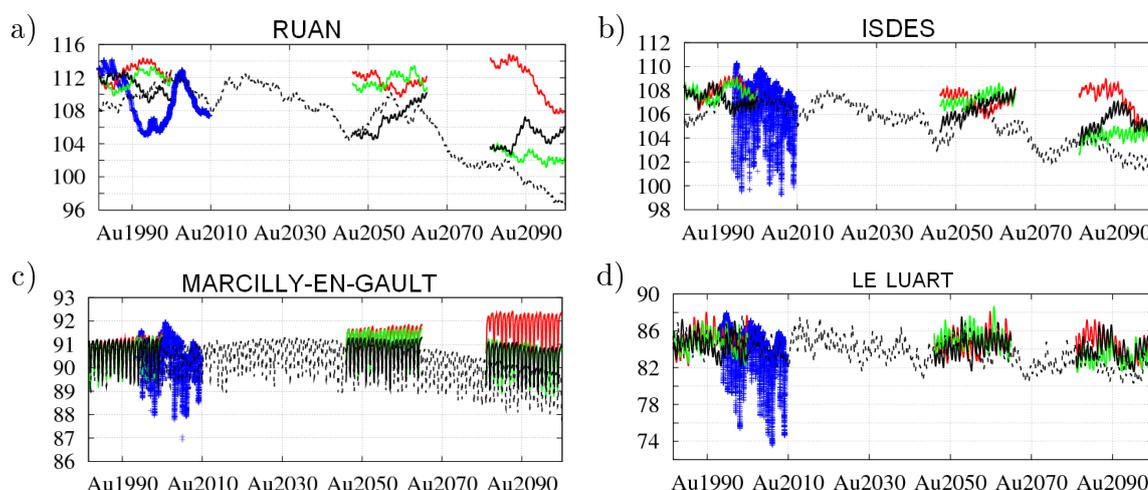


FIGURE 11.16 – Exemples de chroniques piézométriques pour les quatre projections climatiques entre 2009 et 2100 (en m) : a) piézométrie à Ruan (Beauce nord), b) piézométrie à Isdes (Beauce sous Sologne), c) piézométrie à Marcilly-en-Gault (Craie), d) piézométrie au Luart (Cénomanién). Les observations sont en bleu, la simulation avec ARPEGE en pointillés, avec MRI en rouge, avec GFDL en vert et avec MPI en noir. Les piézomètres sont localisés figures 7.6d, 7.7i et 7.8i, p. 92-94.

Les débits moyens mensuels simulés de la Loire à l'exutoire du bassin sont assez proches en temps présent et en milieu de siècle pour les quatre projections (Figure 11.17a et b). En fin de siècle, les forçages ARPEGE conduisent à des débits simulés bien inférieurs aux autres projections (Figure 11.17c). L'Essonne à Ballancourt est essentiellement alimentée par drainage de la nappe de Beauce. Les débits à cette station sont donc très sensibles aux variations des niveaux de l'aquifère. En temps présent, le débit moyen annuel simulé est de $10,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (entre $9,4$ et $11,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ selon les modèles, Figure 11.17d). En milieu de siècle, ce débit passe à $9,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec une moyenne à $10,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les modèles MRI et GFDL, de $7,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour ARPEGE et de $7,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour MPI (Figure 11.17e). En fin de siècle, le débit moyen annuel simulé est de seulement $6,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec un étalement plus important des moyennes par modèle : de $3,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour ARPEGE à $10,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour MRI qui est la projection où les précipitations sont les plus importantes sur cette période (Figure 11.17f).

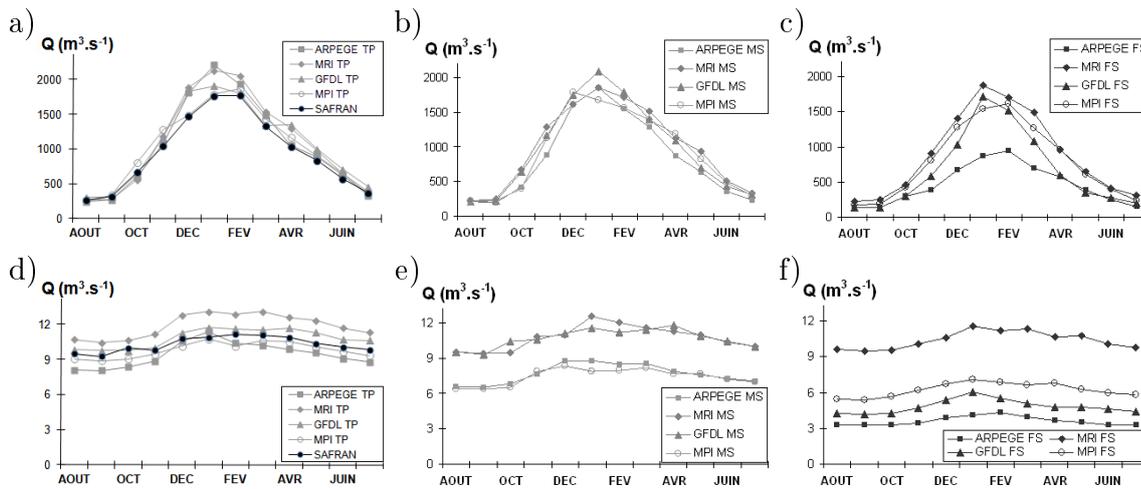


FIGURE 11.17 – Débits moyens mensuels de la Loire à Saint-Nazaire et de l’Essonne à Ballancourt pour les quatre projections : a) Loire à Saint-Nazaire en temps présent (1981-2009), b) Loire à Saint-Nazaire en milieu de siècle (2046-2065), c) Loire à Saint-Nazaire en fin de siècle (2081-2100), d) Essonne à Ballancourt en temps présent (1981-2009), e) Essonne à Ballancourt en milieu de siècle (2046-2065), f) Essonne à Ballancourt en fin de siècle (2081-2100).

11.4.3 Bilans en volume

Les évolutions des volumes d’eau moyens annuels échangés entre les différents éléments du modèle font apparaître des tendances communes en fin de siècle pour toutes les projections (Figure 11.18). Ainsi, la baisse des précipitations et l’augmentation de l’évapotranspiration potentielle conduit pour toutes les projections à une baisse très marquée du ruissellement (de -67 % à -19 %) et de l’infiltration (de -61 % à -18 %).

Les variations des précipitations et ETP sont les mêmes que présentées en section 11.2. L’évapotranspiration réelle calculée par le modèle présente des variations comprises entre -2 % et 9 %, soit des variations relatives faibles comparativement aux autres flux. Ces variations relatives faibles s’expliquent par la limitation de l’évapotranspiration réelle par les précipitations qui diminuent.

Les plus fortes variations d’infiltration et de ruissellement par rapport au le temps présent sont obtenues pour ARPEGE qui est donc le scénario le plus alarmiste. Au contraire, le scénario GFDL indique une augmentation du ruissellement à l’horizon 2050.

La diminution du volume d’eau infiltrée conduit à une baisse des apports des nappes à la surface, à une augmentation de la ré-infiltration de l’eau des rivières et à une diminution des échanges verticaux entre couches aquifères. Les volumes prélevés varient peu, de -1 % pour MPI en milieu de siècle à +10 % pour GFDL en fin de siècle.

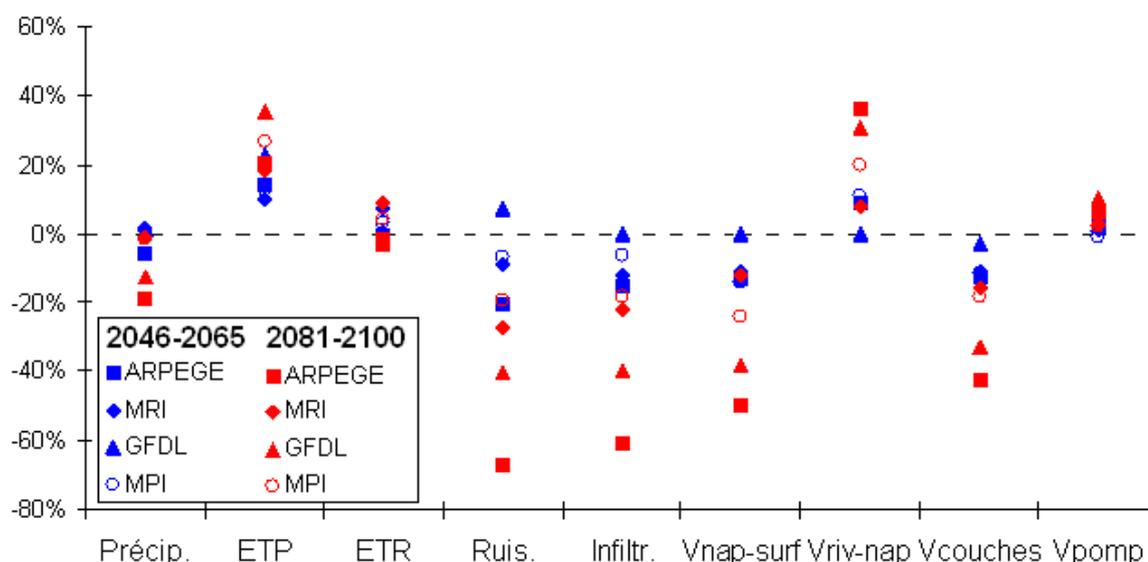


FIGURE 11.18 – Evolution des flux échangés dans le modèle en milieu et fin de siècle par rapport au temps présent pour les quatre projections.

11.4.4 Bilans à l'étiage

De manière générale, les VCN30 quinquennaux diminuent entre le temps présent, le milieu de siècle et la fin de siècle (Figure 11.19). En fin de siècle, la diminution la plus faible est obtenue avec la projection MRI (-29 % en moyenne) puis -36 % pour MPI, -50 % pour GFDL et -51 % pour ARPEGE. Les VCN30 quinquennaux les plus élevés correspondent à ceux calculés pour la Loire. Ces valeurs sont voisines de celles calculées par Moatar *et al.* (2010) où une diminution du QMNA5 à Montjean-sur-Loire en fin de siècle était estimée entre -30 et -60 %.

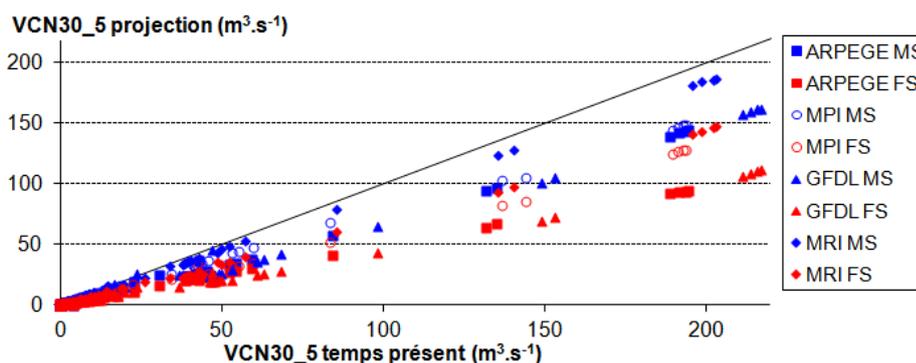


FIGURE 11.19 – Comparaison des VCN30 quinquennaux simulés aux stations hydrométriques pour le temps présent avec ceux de milieu de siècle (MS) et fin de siècle (FS) pour les quatre projections climatiques ARPEGE, MPI, GFDL et MRI (première bissectrice en noir).

En suivant la même méthodologie que précédemment, les échanges des nappes à la Loire à l'étiage ont été calculés pour les trois périodes et pour toutes les projections.

Les apports nets obtenus sur le linéaire de Loire en lien avec les nappes montrent une diminution de la contribution des aquifères au fleuve pour le milieu puis la fin de siècle comprise entre 8 % avec la projection MRI et 50 % avec la projection ARPEGE (Figure 11.20a).

En considérant les échanges nets par bief, les projections ont un comportement proche en temps présent et en milieu de siècle (Figures 11.20b et c). En revanche, des disparités apparaissent en fin de siècle notamment pour les biefs Gien-Dampierre et Dampierre-Orléans où les échanges nets deviennent négatifs pour les projections ARPEGE et GFDL (Figure 11.20d).

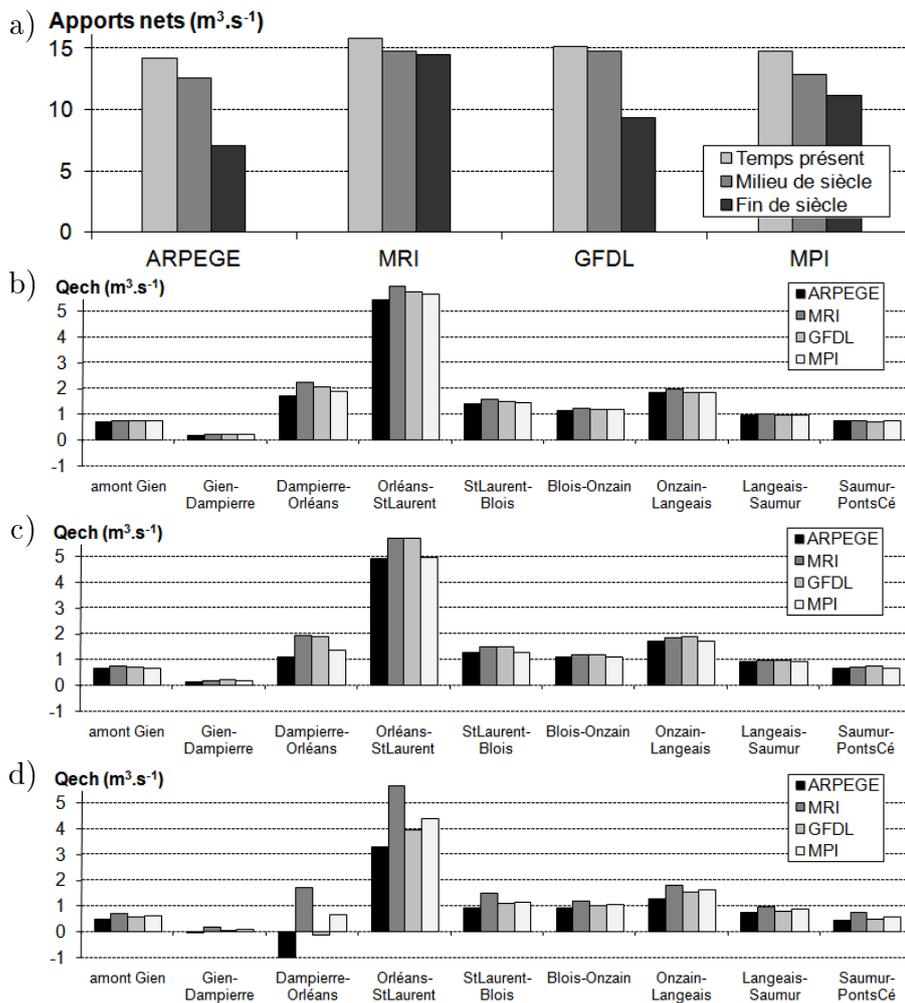


FIGURE 11.20 – Comparaison des apports nets simulés des aquifères à la Loire à l'étiage pour les quatre projections climatiques ARPEGE, MPI, GFDL et MRI en temps présent (1981-2000), milieu de siècle (2046-2065) et fin de siècle (2081-2100) : a) Apports nets cumulés sur le linéaire de la Loire par projection, b) Apports nets par bief en temps présent, c) Apports nets par bief en milieu de siècle, d) Apports nets par bief en fin de siècle. Les biefs sont localisés Figure 10.5 (p. 139)

11.5 Discussion

La comparaison des simulations menées en temps présent et fin de siècle pour les quatre projections climatiques montre une baisse de la pluie efficace sur les impluviums des aquifères, avec une diminution du ruissellement de -19 % à -67 % et une diminution de l'infiltration de -18 % à -61 %. Cette diminution de la recharge conduit à une diminution marquée des VCN30 quinquennaux et des apports des aquifères à la Loire à l'étiage (-8 % à -50 %).

Cependant, ces conclusions générales sont à relativiser du fait de plusieurs limites dans la démarche adoptée. Tout d'abord les projections traitées correspondent à un seul scénario d'évolution des émissions de gaz à effet de serre et aérosols dans l'atmosphère. Une étude plus complète devrait pouvoir traiter d'autres scénarios d'émissions. Les modèles de climat donnent des réponses très différentes à ce même scénario d'émission ce qui montre les incertitudes importantes liées à ces modèles. De même, une seule méthode de régionalisation a été appliquée aux quatre modèles climatiques entraînant des incertitudes supplémentaires.

Enfin, les incertitudes liées à l'utilisation du modèle hydrologique Loire ne sont pas non plus quantifiées. Ces incertitudes peuvent être très diverses. Ainsi certains processus ne sont pas pris en compte dans le modèle régional comme le fonctionnement des nappes alluviales ou des karsts. L'occupation des sols est gardée constante tout au long des simulations ce qui induit un biais dans le bilan de surface. Les prélèvements en nappe ont été estimés par régression linéaire avec les précipitations annuelles entre mars et juillet. Cette hypothèse simple nous a semblé plus intéressante que d'adopter des pompages constants égaux aux valeurs actuelles. D'autres facteurs pourraient être pris en compte comme les variations des pratiques culturales, la capacité à prélever de tels volumes ou les limitations des volumes prélevés imposées par les gestionnaires. Pour les simulations utilisant les projections MRI, GFDL et MPI, l'établissement de l'état des nappes en milieu et fin de siècle est aussi une source d'erreur. En outre, le niveau de calage du modèle a son importance pour des simulations sur le long terme, notamment pour l'aquifère du Cénomaniens où les baisses de niveaux piézométriques en temps présent sont mal reproduites.

Toutes ces remarques sont autant de perspectives d'amélioration du modèle Loire.

Chapitre 12

Conclusion

L'objectif que nous nous sommes fixé est de contribuer à l'établissement du bilan hydrologique global du bassin-versant de la Loire en accordant une attention particulière aux apports des grands aquifères qui déterminent les débits d'étiage du réseau hydrographique et, finalement, du fleuve Loire. En effet, la connaissance de l'évolution des débits d'étiage de la Loire intéresse différents usagers : agglomérations, agriculteurs et industriels. En outre, la production d'électricité est une activité industrielle majeure du bassin : quatre sites nucléaires utilisent l'eau de la Loire comme source froide, une partie du débit prélevé étant évaporée dans les réfrigérants atmosphériques.

Pour réaliser ce bilan hydrologique du bassin versant de la Loire, nous avons choisi de mettre en œuvre un modèle couplé de simulation des circulations de l'eau dans les formations géologiques aquifères et dans le réseau hydrographique de surface. L'intérêt d'établir une modélisation globale de l'hydrosystème en régime transitoire et sur une longue durée est de permettre l'estimation des apports des aquifères aux cours d'eau en prenant en compte leurs variations temporelle et spatiale. Le modèle peut finalement servir de support pour une étude d'impact de changement climatique en prenant en compte le rôle des aquifères.

12.1 Le modèle Loire

Le domaine d'étude correspond au bassin de la Loire en aval de la confluence Loire-Allier augmenté de la partie nord de la Beauce, laquelle contribue également au bassin de la Seine, soit une surface d'environ 90 000 km². Trois formations aquifères superposées sont considérées : la Beauce, la Craie et le Cénomaniens. Les impluviums de ces formations représentent 12 700 km² pour la Beauce, 17 200 km² pour la Craie et 8 800 km² pour le Cénomaniens, soit une surface totale d'impluvium de 38 700 km². Un modèle distribué, Eau-Dyssée, a été mis en œuvre qui couple des modules de calcul du bilan hydrique en surface, de routage sur les versants, routage en rivière, transfert en zone non-saturée et écoulements en aquifère. Après ajustement du modèle, un bilan de fonctionnement du système aquifère a été établi sur trente-cinq années.

12.2 Apports de la modélisation

Du point de vue de la modélisation, nos travaux, s'appuyant sur des études antérieures réalisées à diverses échelles spatiales, ont permis de mettre en place un modèle de fonctionnement du système aquifère complexe de la Loire moyenne. La plateforme de modélisation Eau-Dyssée était disponible au Centre de Géosciences de l'École des Mines de Paris. Notre contribution a été de conceptualiser le système à étudier, de collecter et de structurer les données d'entrée ainsi que les données nécessaires au calage et à la validation du modèle numérique et enfin de réaliser le calage des paramètres qui interviennent dans cette nouvelle application de la plateforme de modélisation Eau-Dyssée au bassin de la Loire. La base de données qui en résulte est disponible sous SIG (Système d'Information Géographique) de manière à pouvoir être transmissible. La possibilité d'imposer un débit observé en un point du réseau hydrographique situé à l'intérieur du domaine d'étude a été ajoutée dans le code et de nombreux utilitaires de post-traitement ont été développés pour calculer différents critères statistiques sur les chroniques observées et simulées et pour effectuer des bilans de fonctionnement du système.

Une méthodologie de calage hybride a été développée alliant une démarche classique par essais-erreurs avec une méthode d'inversion. Cette méthode d'inversion, par estimation successive des flux, est utilisée pour le calage monocouche d'un aquifère en s'appuyant sur le calcul du régime permanent. Elle estime une distribution des transmissivités à partir d'une carte piézométrique de référence et d'une estimation de la recharge.

Environ 200 simulations ont permis d'aboutir à de bonnes performances du modèle pour la période de 35 ans simulée. Ainsi, les débits en rivière sont correctement simulés avec des critères de Nash supérieurs à 0,94 pour toutes les stations hydrométriques de la Loire. L'écart quadratique moyen (RMSE) calculé globalement sur les hauteurs d'eau hebdomadaires des 196 piézomètres du domaine est de 2,86 m et le biais global est de 0,9 m. Le calcul de ces critères statistiques au pas de temps hebdomadaire montre que le modèle n'induit pas de biais sur le long terme.

12.3 Fonctionnement long terme d'un hydrosystème

Cette démarche de modélisation a permis d'aboutir à une meilleure compréhension du fonctionnement des aquifères de Loire moyenne. En moyenne annuelle sur 35 ans, il est établi que la pluie efficace correspond à près du quart des précipitations et environ deux tiers de la pluie efficace contribue à la recharge des aquifères. Une différence de fonctionnement notable apparaît entre la partie de la nappe de Beauce située en rive droite de la Loire où 83 % de la pluie efficace est infiltrée et la nappe de Beauce sous Sologne où seulement 29 % est infiltré. Le système aquifère est alimenté à 93 % ($4501 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) par l'infiltration sur les versants et à 7 % ($330 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) par l'infiltration de l'eau des rivières. 93 % ($4494 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) de ce volume d'eau est restitué à la surface sous forme de drainage par les cours d'eau, 9 % ($428 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) est prélevé pour l'eau potable, l'irrigation et les industries et le stock d'eau diminue en moyenne de 2 % ($92 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) de l'eau reçue par les aquifères sur les 35 années

étudiées. La Loire reçoit en moyenne $332 \text{ Mm}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ de la nappe de Beauce, dont 90 % proviennent de la Beauce en rive droite de la Loire et 10 % de la Beauce sous Sologne, $166 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de la nappe de la Craie et $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de la nappe du Cénomani.

Le rôle des prélèvements en nappes a été pris en compte dans la modélisation. Ces prélèvements jouent un rôle majeur sur le fonctionnement du système en particulier dans les zones captives où leur impact sur le niveau des nappes est significatif.

La période d'étiage a été caractérisée pour chaque année comme la période sur laquelle le débit moyen sur trente jours est minimal (période de calcul du VCN30). Cette méthode a permis d'établir une évolution des apports des nappes à la Loire à l'étiage entre 1975 et 2008. L'aquifère de Beauce contribue majoritairement aux apports à la Loire à l'étiage avec une contribution moyenne de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre 1975 et 2008. En terme de distribution des échanges le long du linéaire du fleuve, le bief situé entre Orléans et Saint-Laurent-des-Eaux apparaît comme la zone la plus contributive. En revanche, des ré-infiltrations importantes de l'eau de la Loire ont lieu au niveau du bief situé entre Dampierre et Orléans. Ces pertes ont été simulées à l'aide du modèle général sans tenir compte des hétérogénéités spécifiques au lit majeur de la Loire en amont d'Orléans et en particulier sans chercher à décrire la réalité des conduits karstiques. Cette simplification est acceptable à l'échelle de notre modélisation dans la mesure où il est admis que l'essentiel du débit perdu par la Loire en amont d'Orléans y retourne par le biais du Loiret et des sources situées en aval immédiat d'Orléans.

Le modèle ajusté a été également utilisé pour des simulations sous hypothèse de changement climatique. Quatre projections climatiques ont été appliquées comme forçage du modèle. Ces projections résultent de la régionalisation de résultats de quatre modèles de climat forcés par un scénario d'émission de gaz à effet de serre et aérosols du GIEC de type A1B. Ce scénario, qui projette une baisse des émissions à partir de 2050, constitue un scénario intermédiaire. La comparaison des simulations menées en temps présent et à l'horizon 2100 indique une baisse de la pluie efficace sur les impluviums des aquifères qui se traduit par une diminution du ruissellement de -19 % à -67 % et une diminution de l'infiltration de -18 % à -61 %. Cette diminution de la recharge conduit à une diminution marquée des VCN30 quinquennaux et des apports des aquifères à la Loire (de -8 % à -50 % par rapport au temps présent). Ces estimations sont sujettes à différents types d'incertitudes dont les conséquences ne sont pas quantifiées dans ce travail : scénario d'émissions de gaz à effet de serre et aérosols, modèle de climat, méthode de régionalisation et incertitudes relatives au modèle hydrogéologique que nous avons mis en œuvre sur le bassin versant de la Loire. La comparaison des résultats entre une simulation avec les forçages SAFRAN (ré-analyse d'observations) ou avec les forçages ARPEGE montre certaines différences en temps présent avec une sur-estimation de 2 % de l'infiltration et du ruissellement par la simulation avec ARPEGE.

12.4 Perspectives

Les perspectives de ce travail de thèse sont multiples.

Tout d'abord, les apports simulés des aquifères à la Loire pourraient être pris en compte dans un modèle de comportement thermique de la Loire afin de préciser les

évolutions de la température de l'eau du fleuve. Par exemple, Moatar et Gailhard (2006) simulent la température à Saint-Laurent-des-Eaux en prenant en compte un apport de $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ d'eau souterraine à $13,5^\circ\text{C}$. Le modèle Loire moyenne mis en place au cours de cette thèse permet d'obtenir une évolution temporelle de ces apports variables en fonction des niveaux piézométriques atteints en fin de période de recharge des aquifères.

Différentes améliorations du modèle sont envisageables pour le modèle pour préciser les estimations effectuées. La recharge apparaît comme un flux difficile à quantifier. Ainsi, le calage du module de bilan hydrique en surface pourrait être amélioré. D'une part l'étude s'est focalisée sur la partie centrale du bassin de la Loire, le module de surface en amont du bassin n'a pas fait l'objet d'un calage poussé compte-tenu du fait que le débit amont a été imposé à Cours-les-Barres. Cependant, un calage plus poussé dans cette partie amont du bassin pourrait être utile pour l'étude du changement climatique. Il faudrait alors prendre en compte le fonctionnement des barrages-réservoir en temps présent et éventuellement le rôle de l'aquifère des Limagnes. D'autre part, la discrétisation des fonctions production sur les impluviums des aquifères pourrait être affinée, notamment en distinguant les types de géologie "calcaire" et "craeux" qui sont regroupés dans le modèle actuel. En outre, certains processus physiques n'ont pas été pris en compte comme la fluctuation des cotes en rivière, qui influe sur les échanges entre les aquifères et les cours d'eau. Ces variations pourraient être paramétrées en utilisant des courbes de tarage comme cela a été fait sur le bassin de l'Oise (Saleh, 2010). D'autres processus non pris en compte sont le rôle des aquifères alluviaux le long de la Loire et de ses affluents et les zones karstiques.

Ces améliorations suggérées permettraient d'affiner le modèle et d'en améliorer la représentativité à l'échelle locale. Cependant, la modélisation globale du fonctionnement de l'hydrosystème Loire et les flux que nous avons estimés nous semblent robustes. Des calculs d'incertitudes pourraient être réalisés pour compléter notre recherche.

Bibliographie

- ABBOTT, M., BATHURST, J., CUNGE, J., O'CONNELL, P. et RASMUSSEN, J. (1986a). An introduction to the European Hydrological System. 1. History and philosophy of a physically based distributed modelling system. *J. of Hydrology*, 87:45–59.
- ABBOTT, M., BATHURST, J., CUNGE, J., O'CONNELL, P. et RASMUSSEN, J. (1986b). An introduction to the European Hydrological system. 2. Structure of a physically based distributed modelling system. *J. of Hydrology*, 87:61–77.
- ABI-ZEID, I. et BOBÉE, B. (1999). The stochastic modeling of low-flows : a literature review. *Rev. Sci. Eau*, 12 (3):459–484.
- ACADÉMIE DES SCIENCES (2006). *Les eaux continentales*. EDP Sciences. coordonné par G. de Marsily, "Rapport sur la science et la technologie" 25, 356 p.
- ACKERER, P. et DELAY, F. (2010). Inversion of a set of well-test interferences in a fractured limestone aquifer by using an automatic downscaling parameterization technique. *J. of Hydrology*, 389:42–56.
- ALBÉRIC, P. (2004). River backflooding into a karst resurgence (Loiret, France). *J. of Hydrology*, 286:194–202.
- AMBROISE, B. (1999). Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2- modélisation systémique et dynamique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12:123–153.
- BARAN, N., GOURCY, L., LOPEZ, B., BOURGINE, B. et MARDHEL, V. (2009). Transfert des nitrates à l'échelle du bassin Loire-Bretagne. Phase 1 : temps de transfert et typologie des aquifères. Rapport technique RP-54830-FR, BRGM. 105 p.
- BECKERS, E. et DEGRÉ, A. (2011). Modelling of interflows in soils : A review. *Biotechnology, Agronomy and Society and Environment*, 15 (1):143–151.
- BESBES, M. (1978). *L'estimation des apports aux nappes souterraines. Un modèle régional d'infiltration efficace*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- BEVEN, K. (1989). Changing ideas in hydrology. The case of physically-based model. *J. of Hydrology*, 105:157–172.
- BEVEN, K. (2006). On undermining science? *Hydrological Processes*, 20:3141–3146.

- BOÉ, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique : une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- BOÉ, J., TERRAY, L., HABETS, F. et MARTIN, E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int. J. Climatol.*
- BOÉ, J., TERRAY, L., MARTIN, E. et HABETS, F. (2009). Projected changes in components of hydrological cycle in french river basins during the 21st century. *Water Resources Research*, 45:W08426.
- BOUKERMA, B. (1987). *Modélisation des écoulements superficiels et souterrains dans le sud-ouest de la France : approche du bilan hydrique*. Thèse de doctorat, ENSMP.
- BOURGEOIS, B. (2000). Cartographie précise de cavités souterraines par localisation d'un dipôle magnétique basse fréquence. Test sur une cavité karstique de la source du Loiret. Rapport technique RP-50614-FR, BRGM. 47 p., 19 fig.
- BRGM (1995a). Nappes des Sables du Cénomanién du bassin Loire-Bretagne - Piézométrie 1994. Rapport technique R 38582, BRGM. 39 p., 13 fig., 5 ann., 2 pl.
- BRGM (1995b). Piézométrie du système aquifère de Beauce - Basses eaux 1994. Rapport BRGM R 38572, BRGM. 33 p., 8 fig., 1 tabl., 3 ann., 2 pl.
- BRGM (1995). Réseau piézométrique de la Région Centre - situation 1994. Rapport technique R-38322, BRGM. 23 p., 6 ann.
- BRGM (2005). Masses d'eau souterraine, dérivées du référentiel BDRHFv1 , du thème hydrographique BDCarthage v3 et de la BDCarto. site internet : <http://ftp.sandre.eaufrance.fr/public/incoming/DE/GWBody>.
- CACG (1999a). études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce. Volet Hydrométrie-Hydrologie. Deuxième partie : Reconstitution de chroniques de débits sortants. Rapport technique, Compagnie d'Aménagement des Côteaux de Gascogne, Tarbes.
- CACG (1999b). études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce. Volet Hydrométrie-Hydrologie. Première partie : Hydrométrie. Rapport technique, Compagnie d'Aménagement des Côteaux de Gascogne, Tarbes.
- CALLIGEE (2004). Réalisation de la carte piézométrique de la nappe de Beauce du Val de Loire et de Sologne en période de hautes eaux - Mars 2004. Rapport Gest'eau 04-45180, AELB. 24 p., 5 fig., ann.
- CARRERA, J., ALCOLEA, A., MEDINA, A., HIDALGO, J. et SLOOTEN, L. J. (2005). Inverse problem in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 13:206-22.
- CASTELLIER, E. (1995). *Estimation d'un champ de perméabilité à partir de mesures de charge hydraulique*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

- CAUDRON, M., DESPREZ, N., DUPRE, J. et MARTINS, C. (1969). Étude hydrogéologique du calcaire de Beauce - Synthèse géologique et bilan. Rapport technique 69-SGL-149-BDP, BRGM. 71 p., 7 ann., 10 fiches, 6 pl.
- CGG (2001). Étude hydrogéologique de l'aquifère de la Craie. Rapport technique, CGG. Massy, 27 p., 4 fig., 3 ann., 10 pl.
- CHERY, J.-L. (1983). *Étude hydrochimique d'un aquifère karstique alimenté par perte de cours d'eau (la Loire) : le système des Calcaires de Beauce sous le Val d'Orléans*. Thèse de doctorat, Université d'Orléans. 258 p., 5 ann.
- DACHARRY, M. (1993). *Encyclopedie*. AXIS.
- DAVID, C. H., HABETS, F., MAIDMENT, D. R. et YANG, Z.-L. (2011). RAPID applied to the SIM-France model. *Hydrological Processes*, 25(22):3412–3425.
- de MARSILY, G. (1994). Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des Sciences de l'Eau*, 7 (3):219–234.
- de MARSILY, G. (2008). Eau, changements climatiques, alimentation et évolution démographique. *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science*, 21(2):111–128.
- de MARSILY, G., DELHOMME, J.-P., DELAY, F. et BUORO, A. (1999). Regards sur 40 ans de problèmes inverses en hydrogéologie. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 329:73–87.
- de MARSILY, G., LEDOUX, E., LEVASSOR, A., POITRINAL, D. et SALEM, A. (1978). Modelling of large multilayered aquifer systems : Theory and applications. *J. of Hydrology*, 36:1–34.
- DÉQUÉ, M., DREVEYTON, C., BRAUN, A. et CARIOLLE, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10:249–266.
- DESCHESNES, J., VILLENEUVE, J.-P., LEDOUX, E. et GIRARD, G. (1985). Modeling the Hydrologic Cycle : The MC Model. Part I - Principles and Description. *Nordic Hydrology*, 16:257–272.
- DESPREZ, N., MARTINS, C. et VANDENBEUSCH, M. (1979). Renforcement de l'alimentation en eau potable et perspectives d'assainissement. Rapport technique, BRGM.
- DIREN AUVERGNE (2009). Le patrimoine aquifère. site internet consulté le 8 septembre 2009 : www.auvergne.ecologie.gouv.fr/article.php3?id_article=18.
- DONSIMONI, M., BERTHIER, H., MARTIN, J.-C. et NACHBAUR, A. (2008). Détermination de la présence de karst sous les levées domaniales du bassin de la Loire et réduction du risque d'effondrement de la digue lié à la présence de ces conduits souterrains naturels. - Tranche 1 : analyse géologique et hydrogéologique. Rapport

- final. Rapport technique RP-55711-FR, BRGM. 179 p., 60 fig., 14 tab., 5 photos, 8 ann., 1 pl. hors-texte.
- EBEL, B. et LOAGUE, K. (2006). Physics-based hydrologic-response simulation : Seeing through the fog of equifinality. *Hydrol. Process.*, 20:2887–2900.
- FLIPO, N. (2005). *Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières : Application au bassin du Grand Morin*. Thèse de doctorat, Centre d'Informatique Géologique.
- FLIPO, N., EVEN, S., POULIN, M. et LEDOUX, E. (2005). Hydrological part of CaWaQS (CATCHment WATER Quality Simulator) : fitting on a small sedimentary basin. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 29(2):768–772.
- FLIPO, N., JEANNÉE, N., POULIN, M., EVEN, S. et LEDOUX, E. (2007). Assessment of nitrate pollution in the Grand Morin aquifers (France) : combined use of geostatistics and physically-based modeling. *Environ Pollut*, 146(1):241–256.
- FLIPO, N., MONTEIL, C., POULIN, M., de FOUQUET, C. et KRIMISSA, M. (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model : long term insight into the Beauce aquifer (France). *Water Resources Research*, under review:–.
- GALÉA, G., MERCIER, G. et ADLER, M. (1999). Low flow-duration-frequency models. Concept and use for a regional approach to watershed low-flow regimes in the Loire (France) and Crisu-Alb (Romania) regions. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12/1:93–122.
- GALÉA, G. et PRUDHOMME, C. (1997). Basic notions and useful concepts for understanding the modeling of flood regimes of basins in QdF models. *Revue des Sciences de l'Eau*, 10/1:83–101.
- GENTER, A., GIOT, D., LIEUTENANT, N., NEHLIG, P., ROCHER, P., ROIG, J., CHEVREMONT, P., GUILLOU-FROTTIER, L., MARTELET, G., BITRI, A., PERIN, J., SERRANO, O., COURTOIS, N., VIGOUROUX, P., NEGREL, P., SERRA, H., PETELET-GIRAUD, E., BRACH, M., CALCAGNO, P., COURRIOUX, G. et GOYENECHE, O. (2003). Méthodologie de l'inventaire du potentiel géothermique des Limagnes : projet COPGEN. Rapport d'avancement. Rapport technique RP-52643-FR, BRGM. 31 p., 9fig.
- GIEC (2007). Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. Rapport technique, Giec, Genève, Suisse. [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A.], 103 p.
- GIRARD, G., LEDOUX, E. et VILLENEUVE, J.-P. (1980). An integrated rainfall, surface and underground runoff model. *La Houille Blanche*, 4/5:315–320.
- GODERNIAUX, P., BROUYÃ"RE, S., FOWLER, H., BLENKINSOP, S., THERRIEN, R., ORBAN, P. et DASSARGUES, A. (2009). Large scale surface-subsurface hydrological

- model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *J. of Hydrology*, 373(1-2):122–138.
- GOLAZ-CAVAZZI, C. (1999). *Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- GOMEZ, E. (2002). *Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Centre d'Informatique Géologique.
- GOMEZ, E., LEDOUX, E., VIENNOT, P., MIGNOLET, C., BENOÎT, M., BORNERAND, C., SCHOTT, C., MARY, B., BILLEN, G., DUCHARNE, A. et BRUNSTEIN, D. (2003). Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique : Application au bassin de la Seine. *La Houille Blanche*, 3-2003:38–45.
- GONÇALVÈS, J. (2002). *Modélisation 3D de l'évolution géologique du bassin de Paris : implications diagénétiques et hydrogéologiques*. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- GONZALEZ, R. (1992). *Étude de l'organisation et évaluation des échanges entre la Loire moyenne et l'aquifère des calcaires de Beauce*. Thèse de doctorat, Université d'Orléans.
- GOUTZ, D., GIBEY, J.-M., OUDIN, R., XHAARD, H., ROY, J.-L., MATHEVET, T., PERRET, C., GARÇON, R. et PERIERS, P. (2009). Modèles de prévision et prise de décision pour le soutien d'étiage de la Loire. In *Etiages, sécheresses, canicules rares et leurs impacts sur les usages de l'eau*. Société Hydrotechnique de France. Lyon, 7-8 octobre 2009.
- GRANIER, J.-P. (2010). Prélèvements d'eau des centrales nucléaires. *Géosciences*, 12:92.
- HABETS, F., BOÉ, J., DÉQUEÉ, M., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., HACHOUR, A., MARTIN, E., PAGÉ, C., SAUQUET, E., TERRAY, L., THIÉRY, D., OUDIN, L., VIENNOT, P. et THERRY, S. (2011). Impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin de la Seine. Rapport technique, PIREN- Seine. 55 p.
- HABETS, F., BOONE, A., CHAMPEAUX, J., FRANCHISTÉGUY, L., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., MOIGNE, P. L., MARTIN, E., SOREL, S., NOILHAN, J., QUINTANA-SEGUÍ, P., ROUSSET-REGIMBEAU, F. et VIENNOT, P. (2008). The ISBA-SAFRAN-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *J. Geophysical Res.*, 113:D06113.
- HYDROEXPERT (2004). Reprise du modèle de gestion de la nappe de Beauce. Phase 1 - Calage en régime permanent et transitoire. Rapport technique Ref. RPP04M026b, AELB. 169 p., 21 fig., 5 tab., 9 ann.

- HYDROEXPERT (2005). Reprise du modèle de gestion de la nappe de Beauce. Synthèse générale. Rapport final. Rapport technique Ref RPL05M017a, AELB. 62 p., 2 tabl., 2 ann.
- JOIGNEAUX, E. (2011). *Etat qualitatif des eaux de la nappe du Val d'Orléans : impact de changement climatique et gestion durable de la ressource*. Thèse de doctorat, Université d'Orléans.
- JOIGNEAUX, E., ALBÉRIC, P., PAUWELS, H., PAGÉ, C., TERRAY, L. et BRUAND, A. (2011). Impact of climate change on groundwater point discharge : backflooding of karstic springs (Loiret, France). *Hydrology and Earth System Sciences*, 15:2459–2470.
- JOST, A. (2005). *Caractérisation des forçages climatiques et géomorphologiques des cinq derniers millions d'années et modélisation de leurs conséquences sur un système aquifère complexe : le bassin de Paris*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- KHARIN, V. V., ZWIERS, F. W., ZHANG, X. et HEGERL, G. C. (2007). Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC Ensemble of global coupled model simulations. *J. of Climate*, 20:1419–1444.
- KING, D., BAS, C. L., JAMAGNE, M. et et J. DAROUSSIN, H. (1995). Base de données géographique des sols de France à l'échelle du 1/1000000. Notice générale d'utilisation. Rapport technique, Service d'étude des sols et de la carte pédologique (INRA).
- KOLLET, S. J. et MAXWELL, R. M. (2006). Integrated surface-groundwater flow modeling : A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*, 29:945–958.
- KORKMAZ, S. (2007). *Modeling of the flood regimes in coupled stream-aquifer systems*. Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris.
- KORKMAZ, S., LEDOUX, E. et ÖNDER, H. (2009). Application of the coupled model to the Somme river basin. *J. of Hydrology*, 366(1-4):21–34.
- LE BORGNE, F. (2001). *Réponses hydrogéochimiques de la nappe phréatique du Val d'Orléans aux sollicitations de son environnement. Développement du site expérimental de la carrière Morillon-Corvol de Sandillon (45)*. Thèse de doctorat, Université Paris 7.
- LEBLOIS, E. (2008). Hydro-Logical processing of geographical information - Part one : DEM, Drainage pattern, Rivers, Basins. Rapport technique, Cemagref, Lyon, France. 44 p.
- LEDOUX, E. (1975). Programme NEWSAM : principe et notice d'emploi. Rapport technique, Centre d'Informatique Géologique.

- LEDOUX, E. (1980). *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique*. Thèse de doctorat, ENSMP, UPMC.
- LEDOUX, E., GIRARD, G., de MARSILY, G., VILLENEUVE, J. et DESCHENES, J. (1989). "spatially distributed modeling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater". In : *Unsaturated flow in hydrologic modeling - theory and practice*. p. 435-454.
- LEDOUX, E., LEVASSOR, A. et COMBES, P. (2000). Réalisation d'un modèle mathématique pour la gestion de la nappe de Beauce - Mémoire technique. Rapport technique, CIG.
- LEVASSOR, A. et LEDOUX, E. (1996). Programme NEWSAM - notice d'utilisation. Rapport technique, Centre d'Informatique Géologique.
- LI, Q., UNGER, A., SUDICKY, E., KASSENAAR, D., WEXLER, E. et SHIKAZE, S. (2008). Simulating the multi-seasonal response of a large-scale watershed with a 3D physically-based hydrologic model. *J. of Hydrology*, 357(3-4):317-336.
- LOAGUE, K. et VANDERKWAAK, J. (2004). Physics-based hydrologic response : platinumium bridge, 1958 Edsel, or useful tool. *Hydrological Processes*, 18(15):2949-2956.
- LOTTEAU, M. (2010). Méthode d'inversion par estimation de flux successifs. Application au bassin versant des Avenelles. Rapport technique, MINES ParisTech - Centre de Géosciences.
- MAGET, P. et JAUFFREY, D. (1988). Sologne - Identification des nappes. Rapport technique 88-SGN-1100-CEN, BRGM. 127 p., 17 pl., 7 ann.
- MAJDALANI, S. et ACKERER, P. (2011). Identification of groundwater parameters using an adaptative multiscale method. *Groundwater*, 49(4):548-559.
- MARDHEL, V., GRAVIER, A., KOCH-MATHIANN, J.-Y., NOWAK, C., TERREYRE, J.-L., RAGUET, M. et GARNIER, C. (2006). Cartographie de la vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Seine-Normandie et application aux sites BASOL. *In International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th Mai - 1st June 2006, Dijon, France*.
- MARTIN, J.-C. (1999). Piézométrie de la nappe de Beauce. Bilan du réseau piézométrique. État corrigé de hautes eaux 1986. Rapport technique R 40379, BRGM. 89 p., 32 fig., 6 tabl., 1pl., 3 ann.
- MARTIN, J.-C. (2000). études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce. Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. Mesure de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement. Rapport technique RP-50348-FR, BRGM. 91 p., 26 fig., 9 tabl., 1 ann.

- MARTIN, J.-C. (2005). Etude des nappes du Jurassique dans les départements du Cher et de l'Indre. Phase 2 : Aspect qualité des eaux et bilan hydrogéologique. Deuxième partie : Bilan hydrogéologique. Rapport technique RP-53169-FR, BRGM. 135 p., 61 fig., 37 tabl., 4 ann.
- MARTIN, J.-C., BACQUET, I. et TOURLIÈRE, B. (2006a). Atlas sur la géothermie très basse énergie en région Centre. Géothermie et niveaux piézométriques des principales formations aquifères. Rapport intermédiaire n° 2b. Rapport technique RP-54715-FR, BRGM. 73 p., 36 ill., 4 ann.
- MARTIN, J.-C., BACQUET, I., TOURLIÈRE, B., GOMEZ, E. et GATEAU, C. (2007). Atlas sur la géothermie très basse énergie en région Centre. Rapport final. Rapport technique RP-55088-FR, BRGM. 60 p., 25 fig., 9 tabl., 1ann.
- MARTIN, J.-C., GIOT, D. et LE-NINDRE, Y. M. (1999). Études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de la nappe de Beauce. Géométrie du réservoir et limites de la nappe de Beauce. Rapport technique R 40571, BRGM. 123 p., 6 tabl., 98 fig. (dont 48 dans un volume séparé), 1 ann.
- MARTIN, J.-C., LALLERON, A., CEAUX, J., IZAC, J., JOSEPH, B., LAPORTE, P., JEGOU, J., BOUCHER, I. L., GUIGNAT, S., FERET, M., HUGO, V. et BRECHENMACHER, P. (2009). Carte piézométrique des basses eaux 2008 de la nappe de la Craie du Séno-Turonien dans le bassin Loire-Bretagne. Rapport final. Rapport technique RP-5749-FR, BRGM. 33 p., 21 ill., 1pl. h.t.
- MARTIN, J.-C., PRINTEMPS, J. et REMAUD, S. (2006b). Atlas sur la géothermie très basse énergie en région Centre. Etude cartographique et statistique des débits spécifiques des forages d'eau. rapport intermédiaire n° 2a. Rapport technique RP-54542-FR, BRGM. 76 p., 35 ill., 2 ann.
- MATHEVET, T., GARÇON, R., PERRET, C., PAQUET, M. et GAILHARD, J. (2008). Suivi et prévision de la ressource en eau Ã l'échelle d'un grand bassin-versant : exemple du bassin de la Loire. *Revue "Techniques - Sciences - MÃ©thodes"*, 3:15p.
- MEEDDAT (2009). CORINE Land Cover France - Guide d'utilisation. Rapport technique, European Environment Agency, Commissariat général au développement durable, Service de l'observation et des statistiques. 22 p.
- MIRUS, B. B., EBEL, B. A., LOAGUE, K. et WEMPLE, B. C. (2007). Simulated effect of a forest road on near-surface hydrologic response : Redux. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32:126–142.
- MIRUS, B. B., LOAGUE, K., VANDERKWAAK, J. E., KAMPF, S. K. et BURGESS, S. J. (2009). A hypothetical reality of Tarrawarra-like hydrologic response. *Hydrological Processes*, 23:1093–1103.
- MOATAR, F., DUCHARNE, A., THIÉRY, D., BUSTILLO, V., SAUQUET, E. et VIDAL, J.-P. (2010). La Loire à l'épreuve du changement climatique. *Géosciences*, 12:78–87.

- MOATAR, F. et GAILHARD, J. (2006). Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. *Surface Geosciences (Hydrology-Hydrogeology)*, 338:319–328.
- MONTEIL, C., FLIPO, N., POULIN, M., HABETS, F., KRIMISSA, M. et LEDOUX, E. (2010). Assessing the contribution of the main aquifer units of the Loire basin to river discharge during low flows. In *XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Barcelona*.
- NASH, J. et SUTCLIFFE, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I, a discussion of principles. *J. of Hydrology*, 10:282–290.
- PAGÉ, C., TERRAY, L. et BOÉ, J. (2010). DSCLIM : A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology. Rapport technique, CERFACS.
- PANDAY, S. et HUYAKORN, P. S. (2004). A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 27:361–382.
- PASQUIER, P. (2005). *Résolution du problème inverse en hydrogéologie par une estimation successive des flux*. Thèse de doctorat, Université de Montréal.
- PASQUIER, P. et MARCOTTE, D. (2006). Steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation. *Advances in Water Resources*, 29(12): 1934–1952.
- PHILIPPE, E. (2011). *Contribution à la modélisation du transfert des nitrates au travers de la zone non saturée à l'échelle régionale : application au bassin de la Seine*. Thèse de doctorat, École nationale supérieure des mines de Paris.
- POLUS, E., FLIPO, N., de FOUQUET, C. et POULIN, M. (2011). Geostatistics for assessing the efficiency of distributed physically-based water quality model. Application to nitrates in the Seine River. *Hydrological Processes*, 25(2):217–233.
- POLUS-LEFEBVRE, E. (2010). *Apports croisés de la modélisation géostatistique et déterministe - Exemple des nitrates et de l'oxygène dissous dans un réseau hydrographique*. Thèse de doctorat, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- PONZINI, G. et LOZEJ, A. (1982). Identification of aquifer transmissivities : the comparison model method. *Water Resources Research*, 18(3):597–622.
- QUINTANA SEGUÍ, P. (2008). *Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec SAFRAN-ISBA-MODCOU. Amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III - Paul Sabatier.
- QUINTANA-SEGUÍ, P., HABETS, F. et MARTIN, E. (2011). Comparison of the past and future Mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11:1411–1432.

- RAOULT, Y. (1999). *La nappe de l'Albien dans le Bassin de Paris : de nouvelles idées pour de vieilles eaux*. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- SALEH, F. (2010). *Apport de la modélisation hydraulique pour une meilleure simulation des tirants d'eau et des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- SALEH, F., FLIPO, N., HABETS, F., DUCHARNE, A., OUDIN, L., , POULIN, M., VIENNOT, P. et LEDOUX, E. (2010). Contribution of 1D river flow modeling to the quantification of stream-aquifer interactions in a regional hydrological model. *In Computational Methods in Water Resources, Barcelona*.
- SALEH, F., FLIPO, N., HABETS, F., DUCHARNE, A., OUDIN, L., VIENNOT, P. et LEDOUX, E. (2011). Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. *J. of Hydrology*, 400(3-4):490–500.
- SMAKHTIN, V. U. (2001). Low flow hydrology : A review. *Journal of Hydrology*, 240(3-4):147–186.
- SOGREAH (2004). Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomanien, rapport de fin de phase 1. Rapport technique N ° 273 0117-R2V2, AELB. 66 p., 11 fig., 4 tabl., 5 cartes, 8 ann.
- SOGREAH (2006a). Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomanien, rapport de fin de phase 2. Rapport technique N ° 273 0117-R3V2, AELB. 58 p., 14 fig., 4 tabl., 14 cartes, 9 ann.
- SOGREAH (2006b). Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomanien, rapport de fin de phase 3. Rapport technique N ° 273 0117-R4V4, AELB. 92 p., 67 fig., 3 tabl., 2 cartes, 2 ann.
- SOGREAH (2007a). Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomanien, rapport de fin de phase 4. Rapport technique N ° 273 0117-R6V2, AELB. 63 p., 52 fig., 4 tabl., 2 cartes.
- SOGREAH (2007b). Programme d'étude et de modélisation pour la gestion de la nappe du Cénomanien, rapport de fin de phase 5. Rapport technique N ° 273 0117-R6V2, AELB. 79 p., 67 fig., 5 tabl., 1 carte, 1 ann.
- THIERION, C., HABETS, F., LEDOUX, E., VIENNOT, P., MARTIN, E., QUEGUINER, S., ACKERER, P., MAJDALANI, S., LEBLOIS, E. et LECLUSE, S. (2010). Modeling the surface water and ground water system of the Upper Rhine graben. *In XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Barcelona*.
- THIERION, C., VIENNOT, P. et LEDOUX, E. (2007). Mise en oeuvre du modèle MODCOU sur les aquifères du Bajocien-Bathonien dans le secteur des Bocages Normands. Première partie : Construction et calage du modèle. Rapport technique, Centre de Géosciences, AESN.

- THIÉRY, D. et MOUTZOPOULOS (1995). Un modèle hydrologique spatialisé pour la simulation de très grands bassins : le modèle eros formé de grappes de modèles globaux élémentaires. In et E. SERVAT, L. B., éditeur : *VIIe Journées hydrologiques de l'ORSTOM : Régionalisation en hydrologie et application au développement*, pages p. 285–295. ORSTOM.
- VANDERKWAAK, J. E. et LOAGUE, K. (2001). Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research*, 37:999–1013.
- VASSENA, C., DURANTE, C., GIUDICI, M. et PONZINI, G. (2008). The importance of observations on fluxes to constrain ground water model calibration. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33:1105–1110.
- VERLEY, F., BRUNSON, F., VERJUS, P. et CHOLEZ, M. (2003). Nappe de Beauce - Piézométrie hautes eaux 2002. Rapport technique, DIREN Centre et Ile-de-France. Orléans, France.
- WEILL, S., MOUCHE, E. et PATIN, J. (2009). A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling. *J. of Hydrology*, 366(1-4):9–20.
- YEH, W.-G. (1986). Review of parameter identification in groundwater hydrology : The inverse problem. *Water Resources Research*, 22(2):95–108.

Annexes

A. Ressources informatiques (p. 189)

B. Débits simulés et observés lors du calage (p. 191)

C. Chroniques piézométriques simulées et observées lors du calage et du test

1. Beauce (p. 201)
2. Craie (p. 207)
3. Cénomaniens (p. 211)

D. Article en cours de révision pour Water Resources Research (p. 217)

A. Ressources informatiques

Cette annexe résume les principales ressources informatiques utilisées pour la thèse, en terme de bases de données et de logiciels.

Nom	Description
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige Description : analyse atmosphérique mésoéchelle fournie sous forme de grille (8*8km ²) des précipitations et évapotranspirations potentielles (ETP) au pas de temps journalier : réanalyse des mesures pluviométriques et formule de Penman-Monteith pour l'ETP Fournisseur de données : Météo France Accès aux données pour la recherche
HYDRO	HYDRO fournit par station hydrométriques (3500 stations disponibles) les débits instantanés, journaliers, ou mensuels calculés à partir des valeurs de hauteur d'eau et de courbes de tarage. Gestionnaire : administré par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI) http://www.hydro.eaufrance.fr Accès libre aux données
ADES	banque nationale d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines Description : La banque ADES met à disposition à ce jour 242 réseaux déclarés contenant 68672 points d'eau comportant 4112 piézomètres et 65766 qualitomètres. Gestionnaire : BRGM http://www.ades.eaufrance.fr Accès libre aux données
CORINE Land Cover	COoRdination de l'INformation sur l'Environnement Description : Carte d'occupation des sols pour 38 états européens Gestionnaire : Agence européenne pour l'environnement, pour la France : Service de l'observation et des statistiques du ministère chargé de l'environnement http://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/donnees-ligne/li/1825.html Accès libre aux données
MNT SRTM	Shuttle Radar Topography Mission Description : Modèle Numérique de Terrain de résolution 3 secondes d'arc Gestionnaire : U.S. Geological Survey http://dds.cr.usgs.gov/srtm Accès libre aux données
BD CarTHAgE	Base de Données sur la CARTographie THématique des AGences de l'eau et du ministère de l'Environnement Description : Référentiel national homogène des milieux aquatiques superficiels (cours d'eau, plans d'eau, régions, secteurs, sous-secteurs et zones hydrographiques) Gestionnaire : IGN et Agences de L'Eau http://sandre.eaufrance.fr/BD-CarTHAgE-R Accès libre aux données
Prélèvements d'eau	Données de prélèvements par usages (AEP, irrigation, industries) Gestionnaire : Agence de l'Eau-Loire Bretagne http://www.eau-loire-bretagne.fr/informations_et_donnees/donnees_brutes Accès libre aux données
BD Sols INRA	Distribution spatiale des types de sols en France à l'échelle du millionième Gestionnaire : INRA

TABLE 12.1 – Bases de données utilisées.

Nom	Description
Géométrie des aquifères de région Centre	Description : grilles des cotes de toits et murs des principales formations aquifères de région Centre, résolution variable de 200 à 1000m selon les aquifères. Fournisseur de données : BRGM
Grille IDPR	Signification : Indice de Développement et de Persistance des Réseaux Description : indice variant de 0 à 2000 traduisant la capacité d'un sol à laisser l'eau ruisseler ou s'infiltrer. Son calcul est fondé sur la comparaison d'un réseau hydrographique calculé à partir d'un MNT avec le réseau hydrographique réel. Distribution spatiale sur une grille à 50m de résolution ou agrégée par unités fonctionnelles. Fournisseur de données : BRGM
MNT IGN à 50m	Description : modèle numérique de terrain à la résolution spatiale de 50m Fournisseur de données : IGN
Cartes piézo-métriques	Beauce : Basses Eaux (BE) 1994 BRGM (1995b), Hautes Eaux (HE) 2002 Verley <i>et al.</i> (2003) et HE 2004 (Calligee, 2004) pour la Beauce sous Sologne. Craie : BE 2008 (Martin <i>et al.</i> , 2009) et études locales en Eure-et-Loir (CGG, 2001), au sud-est et à l'ouest du système Beauce (Verley <i>et al.</i> , 2003), au sud de la Sologne (Calligee, 2004). Cénomaniens : BE 1994 (BRGM, 1995a) et BE 2003 (Sogreah, 2004).

TABLE 12.2 – Données spécifiques.

Nom	Description
ArcMap 9.3	Description : outil de traitement de données spatialisées (SIG) Commercialisé par ESRI
Eau-Dyssée	Description : outil de modélisation intégrée de l'hydrosystème qui s'appuie sur le couplage de modèles existants Développé au Centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris et à l'UMR Sisyphe www.geosciences.mines-paristech.fr/fr/equipes/systemes-hydrologiques-et-reservoirs/projets/eau-dyssee
HydroDEM	Description : outil de traitement d'un MNT pour obtenir un réseau hydrographique Développé à Irstea Lyon (Etienne Leblois)
Invpiez	Description : code d'inversion du champ de transmissivité d'un aquifère monocouche en régime permanent à partir de la méthode d'inversion par estimation successive des flux. Développé au Centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris (Nicolas Flipo)
Isatis	Description : logiciel de géostatistiques. Développé par Géovariances http://www.geovariances.com/en/isatis-ru324

TABLE 12.3 – Logiciels.

B. Débits simulés et observés lors du calage

Dans les chroniques qui suivent, les débits sont exprimés en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

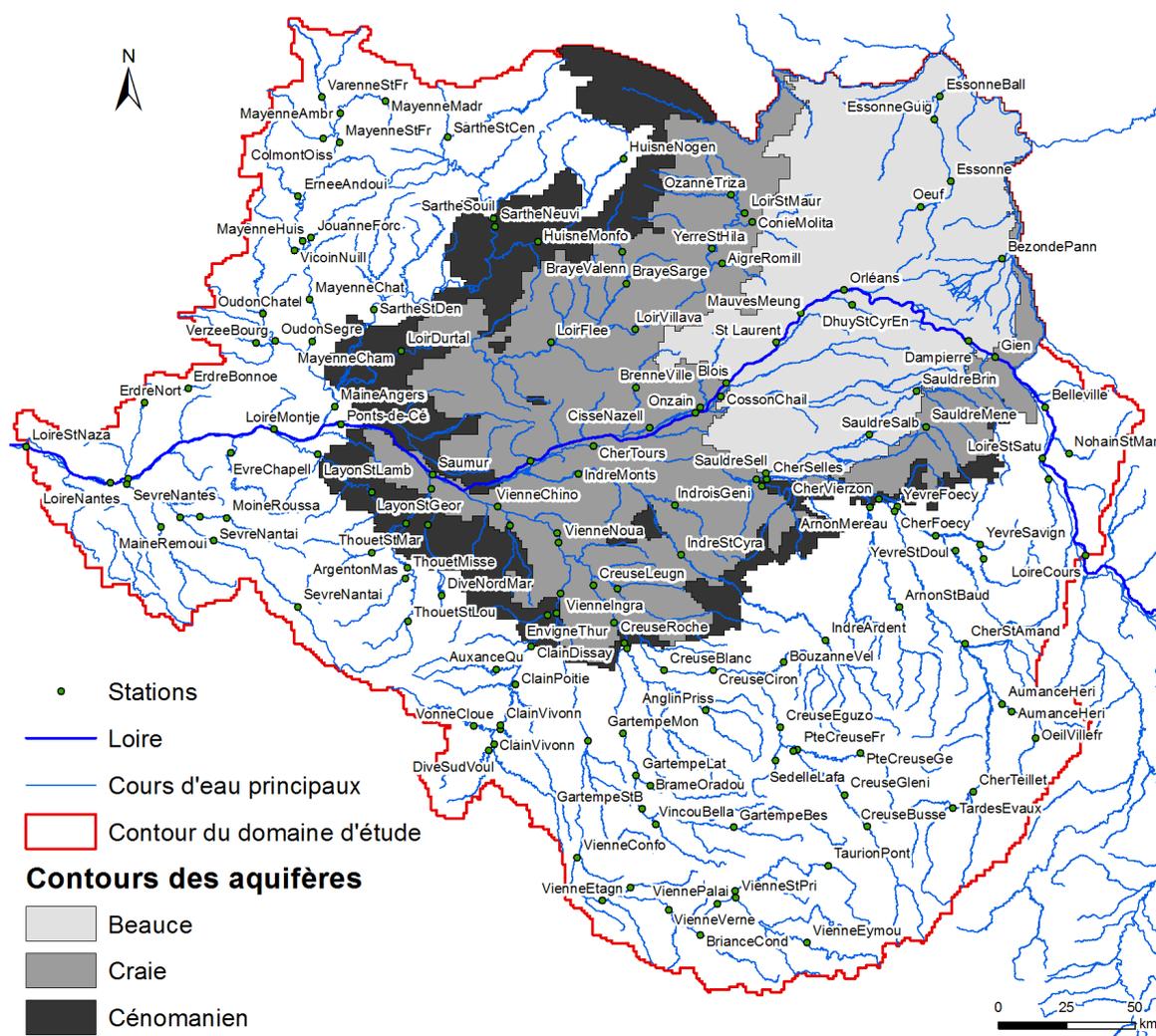
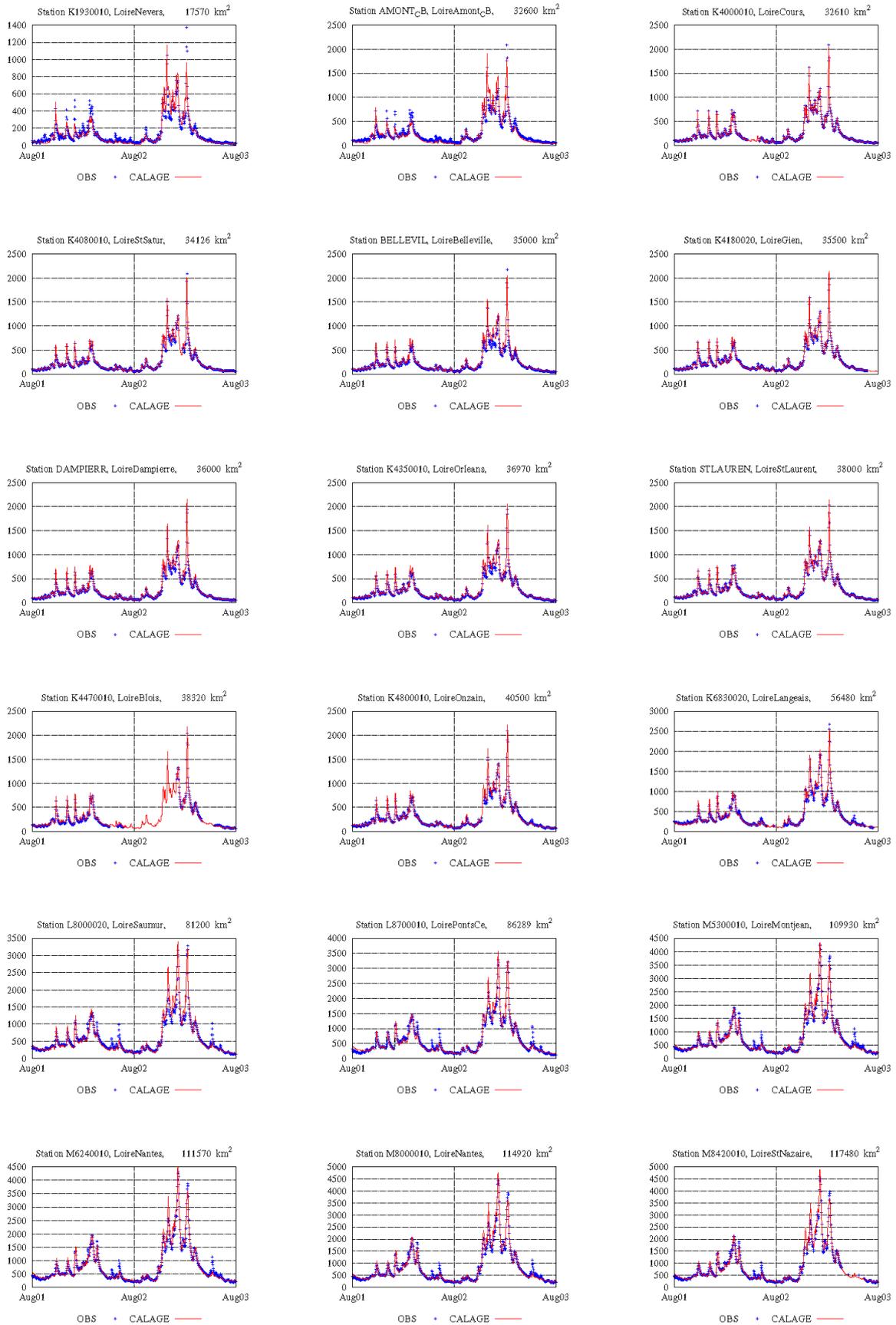
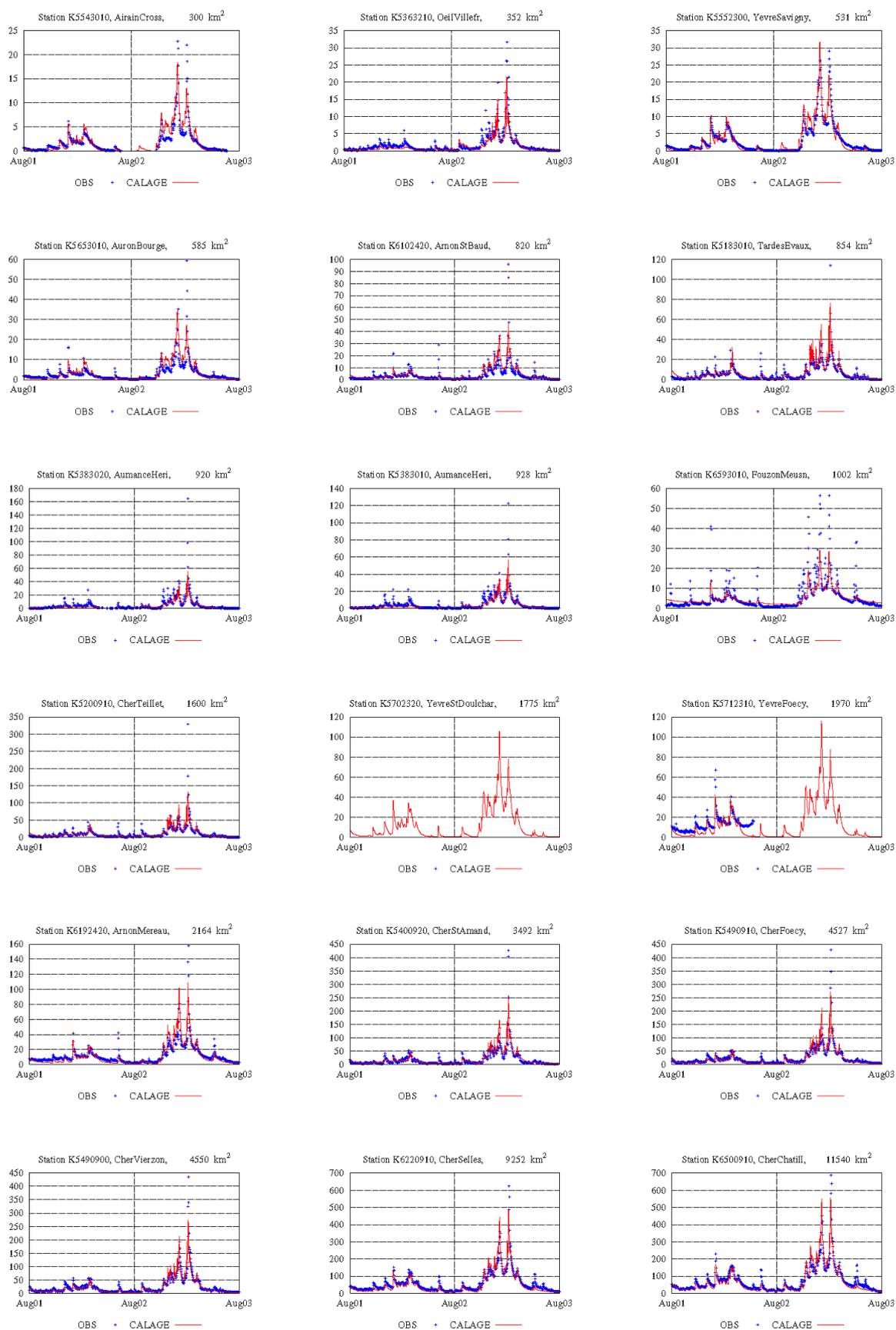
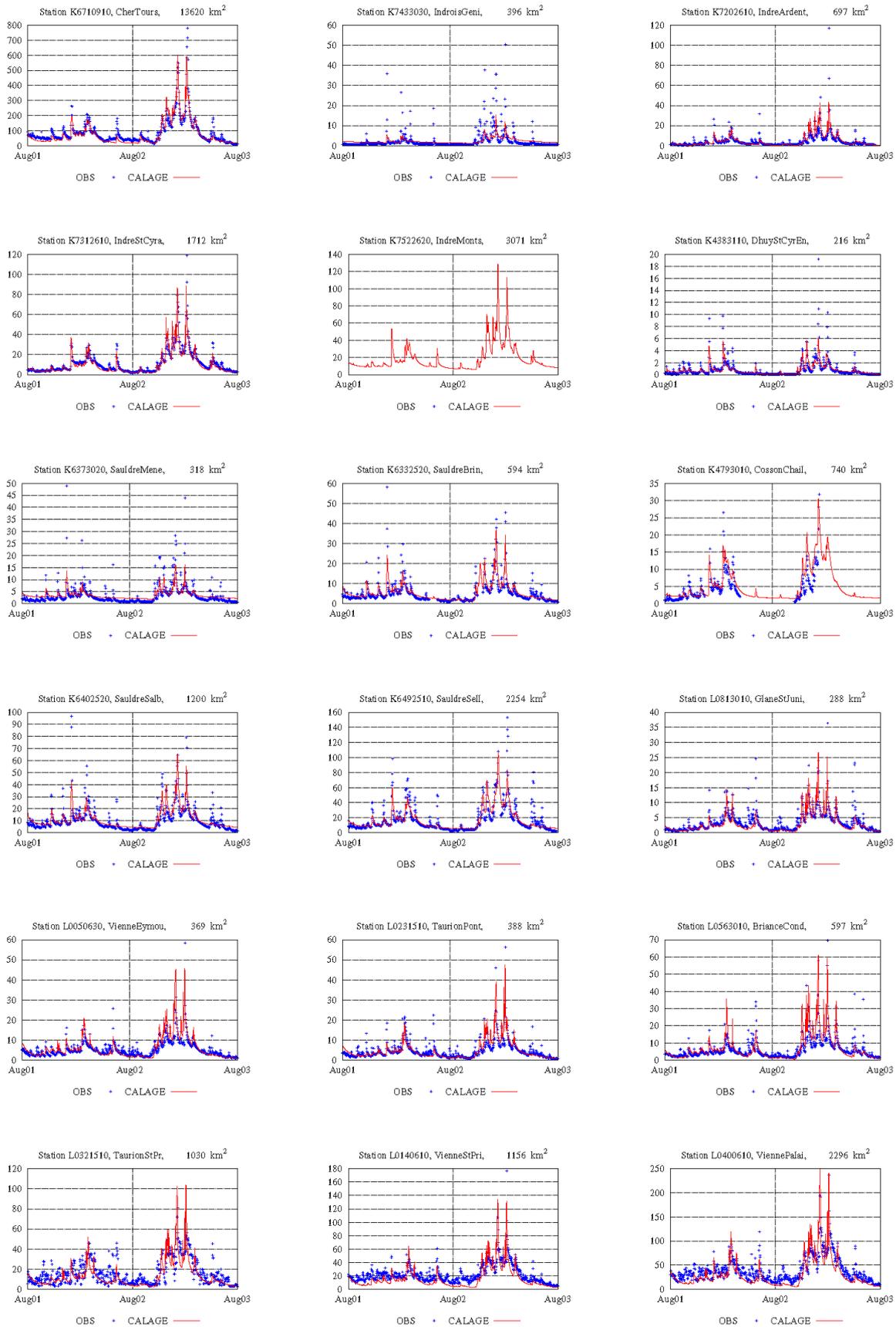
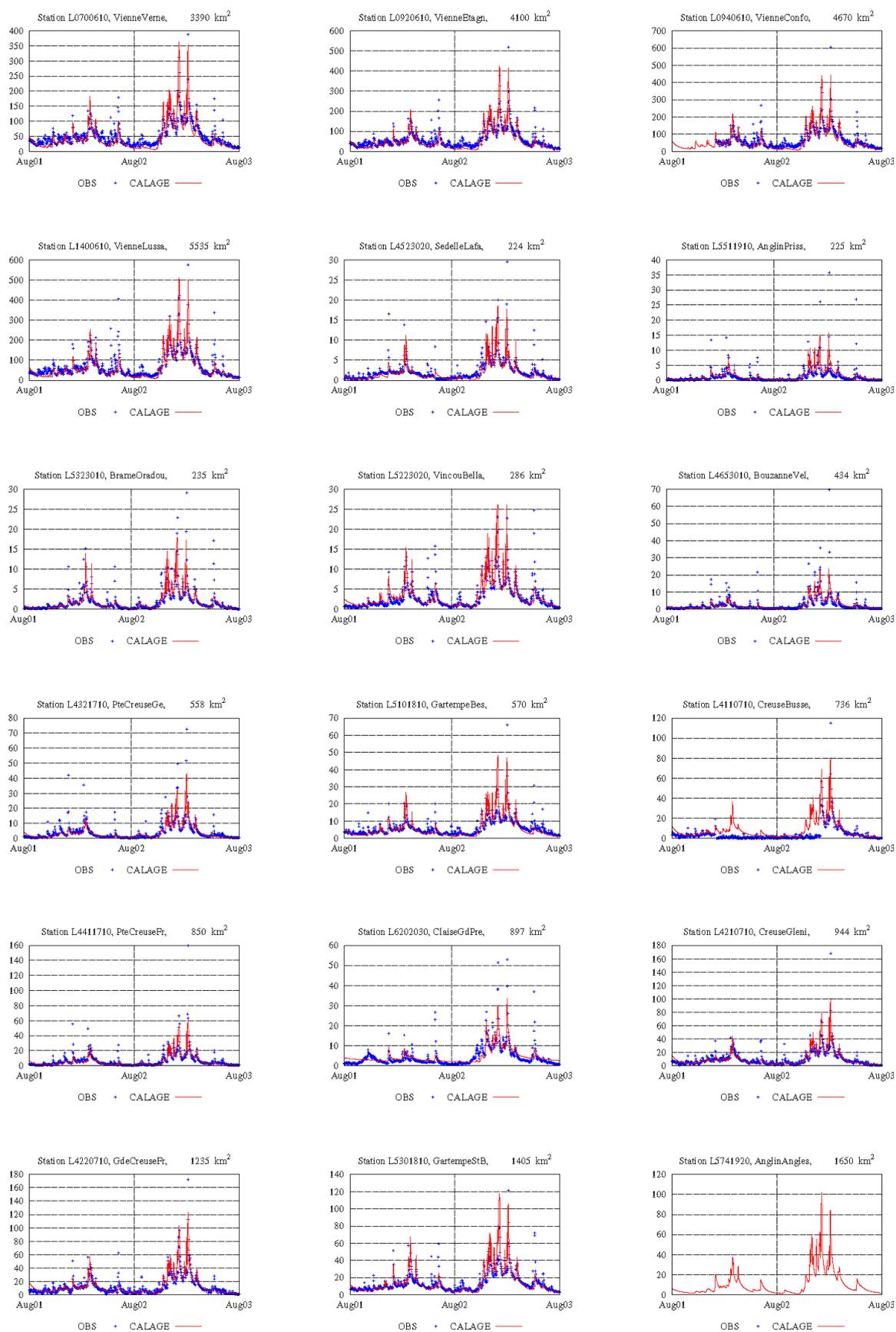


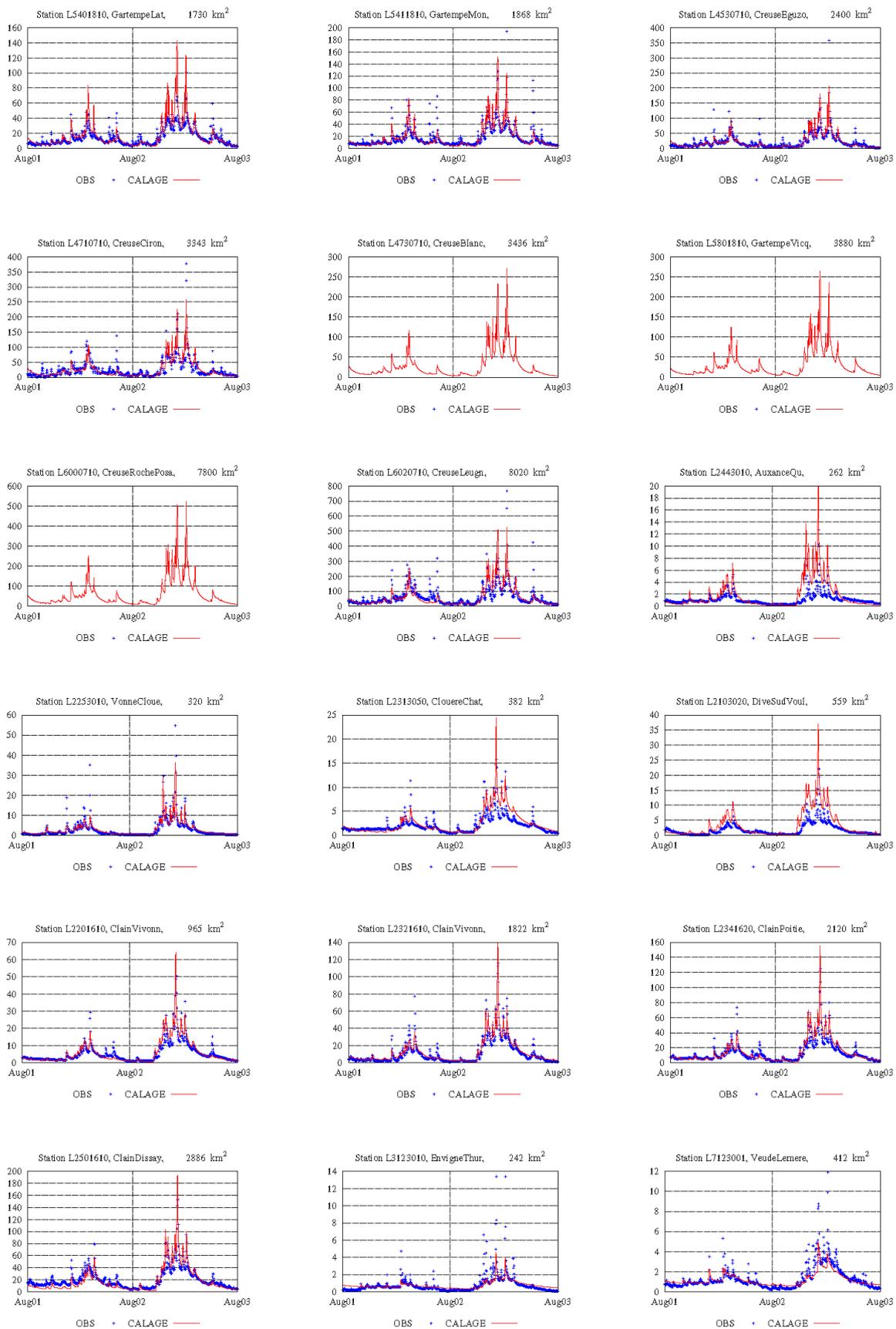
FIGURE 12.1 – Localisation des stations hydrométriques.

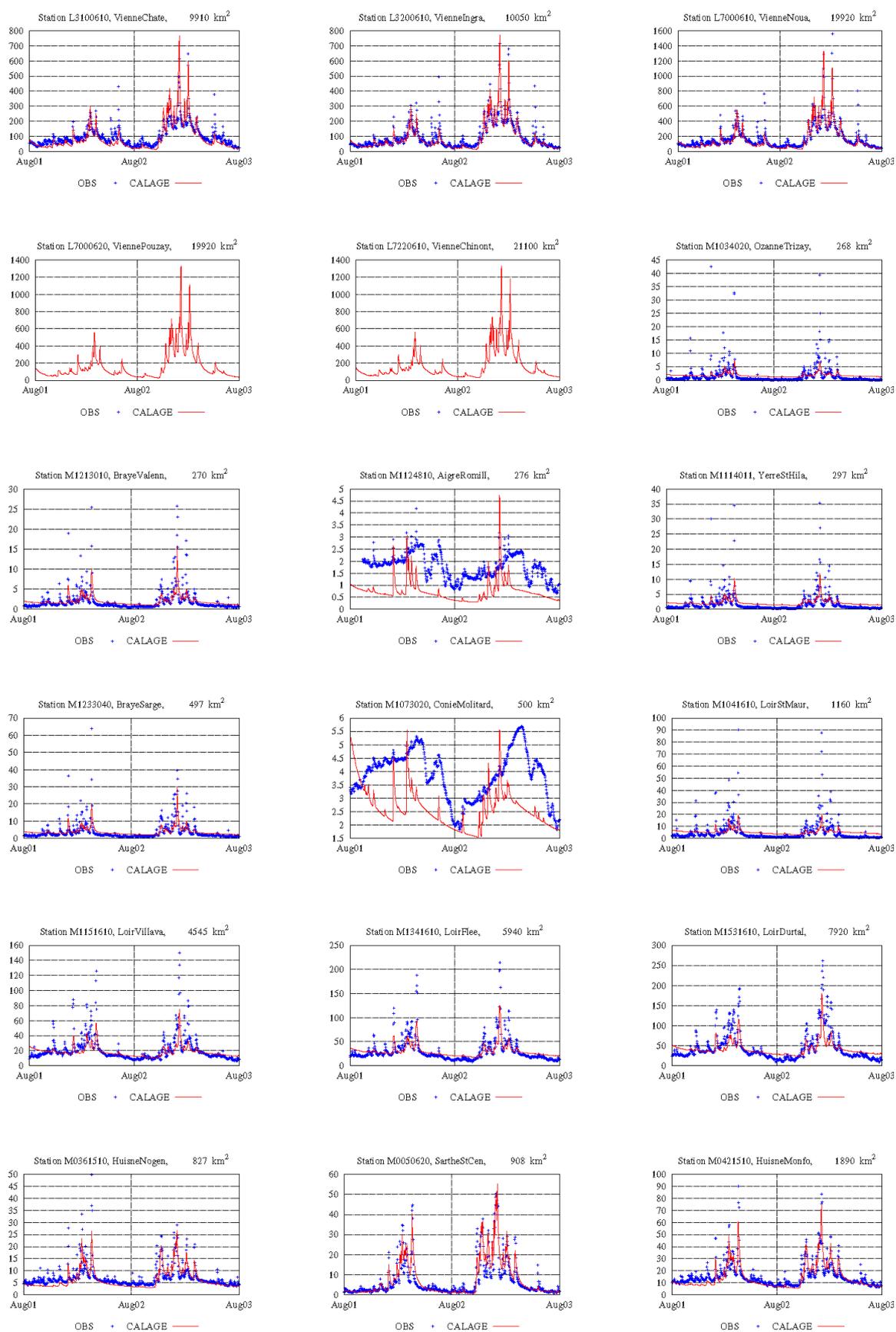


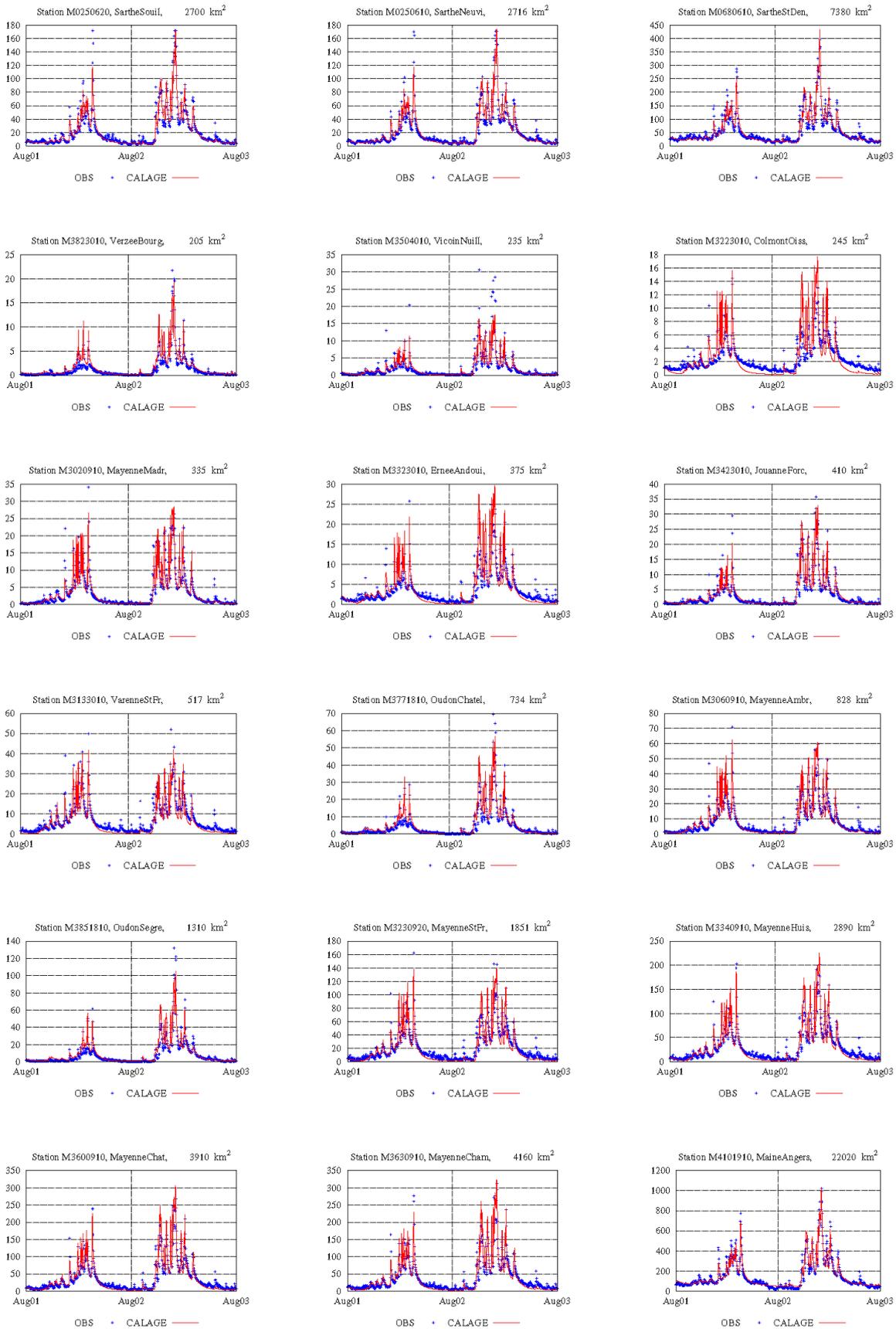


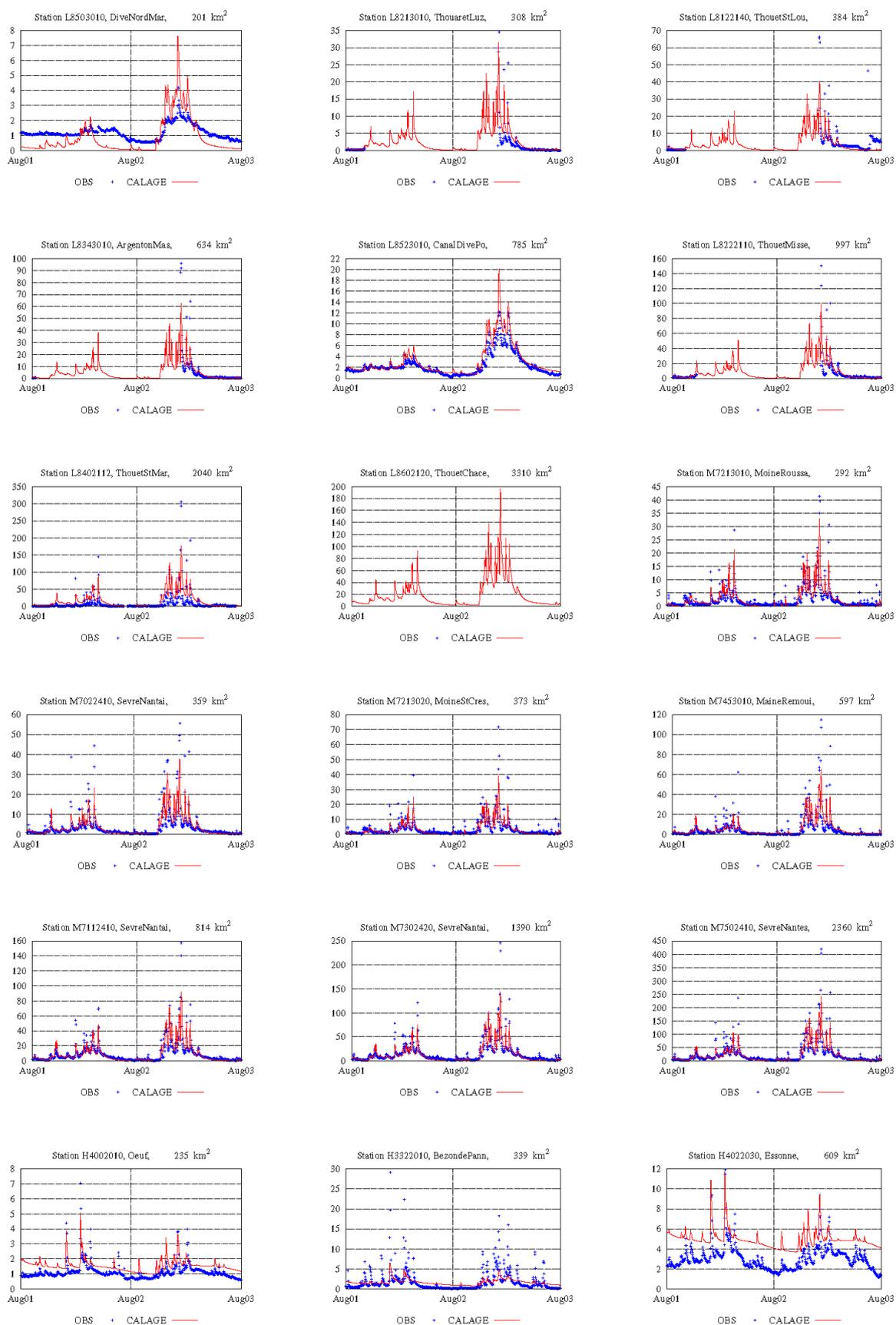


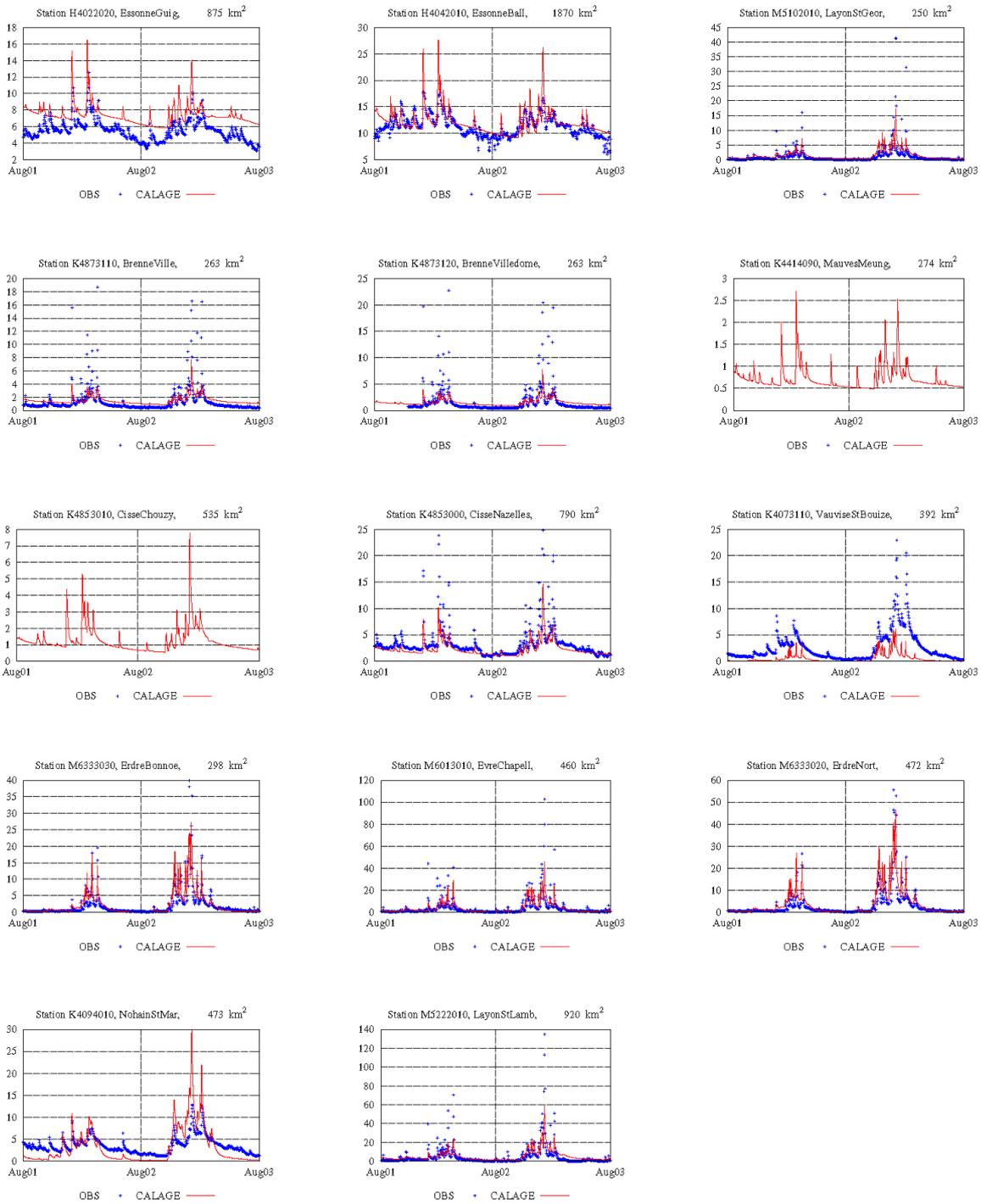












C. Chroniques piézométriques simulées et observées lors du calage et du test

C.1 Beauce

Dans les chroniques qui suivent, les hauteurs piézométriques sont exprimées en m.

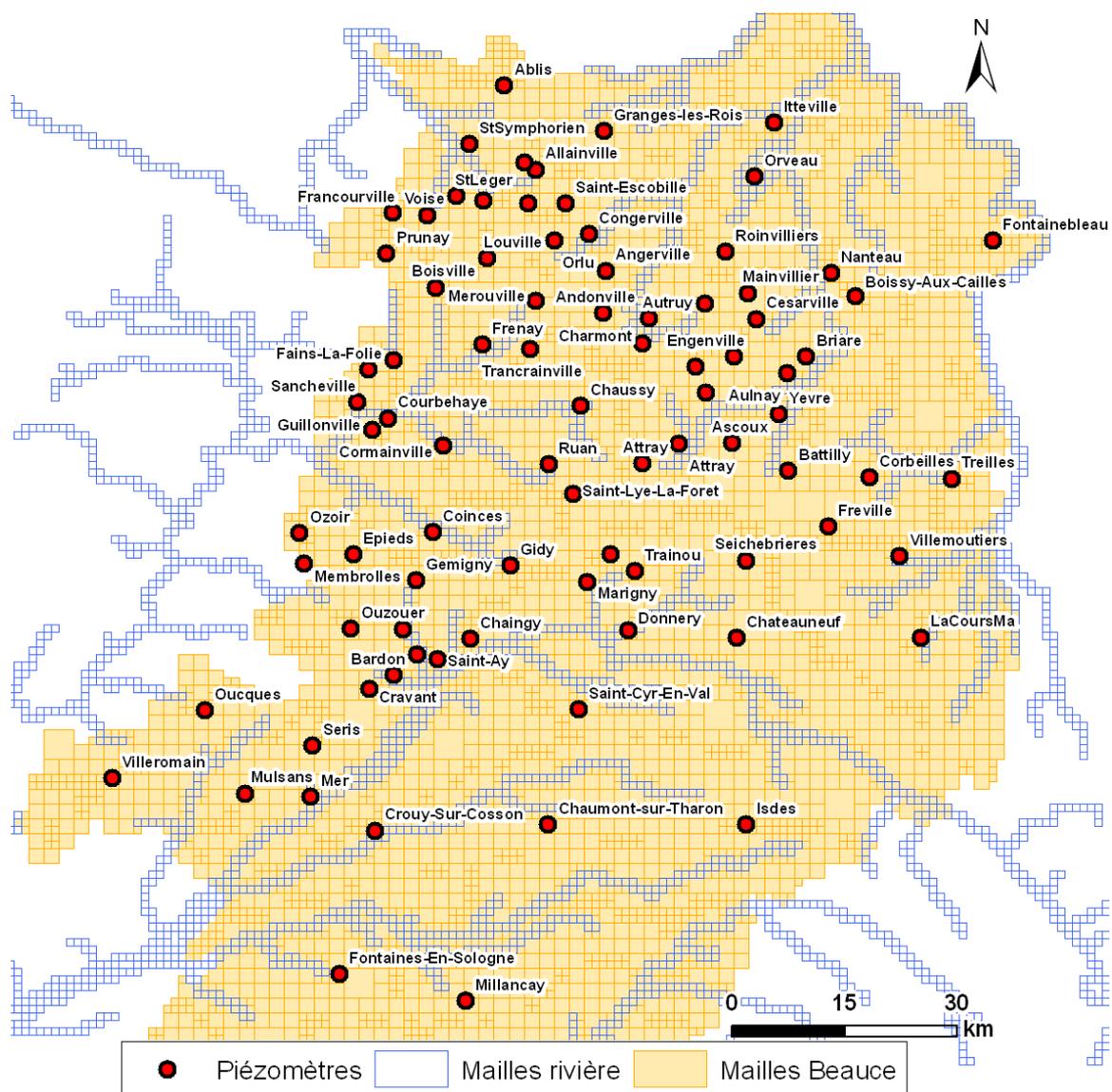
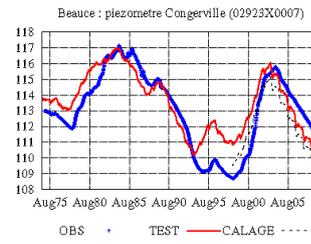
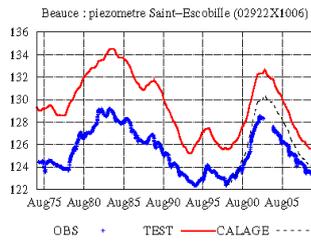
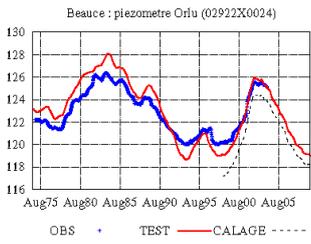
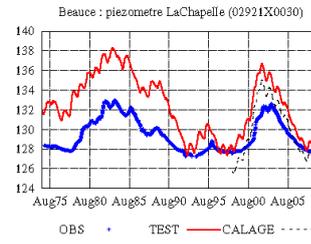
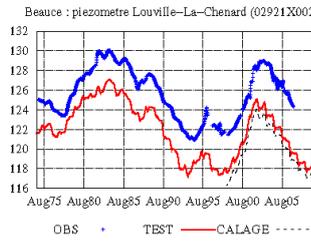
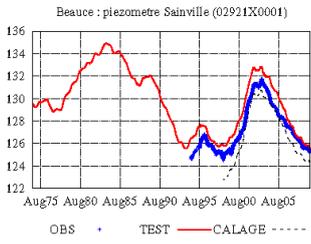
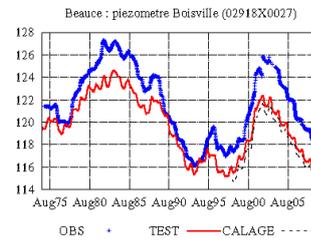
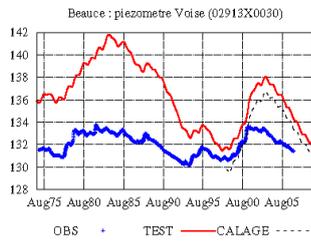
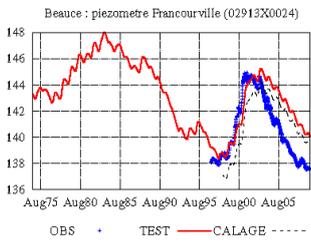
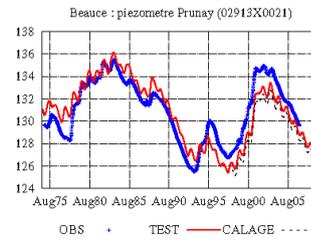
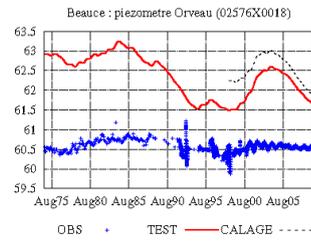
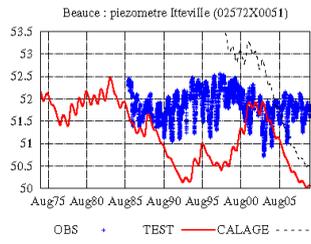
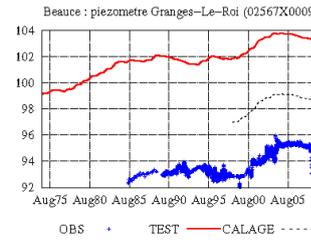
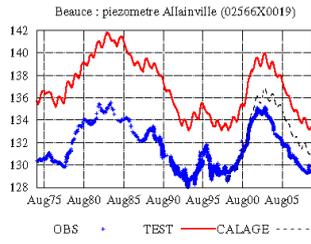
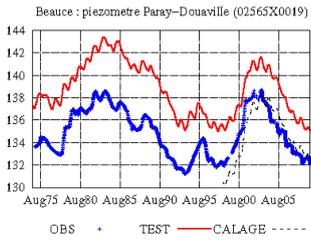
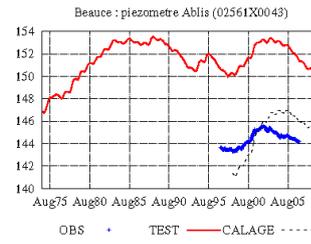
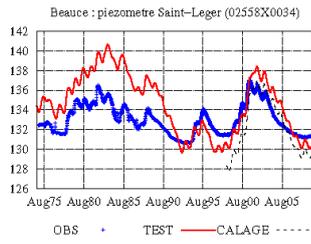
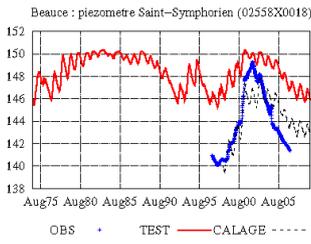
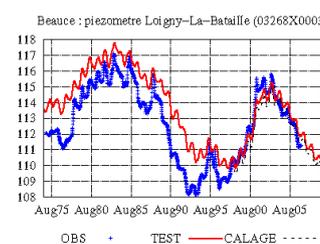
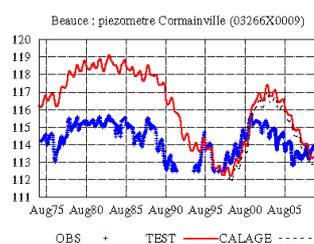
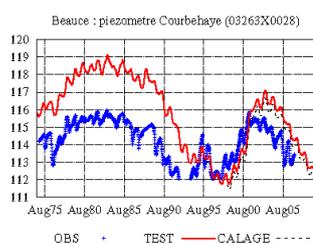
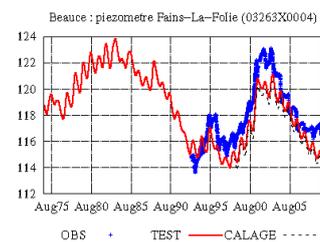
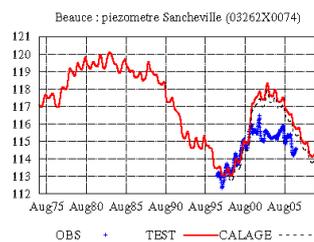
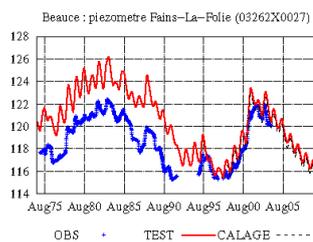
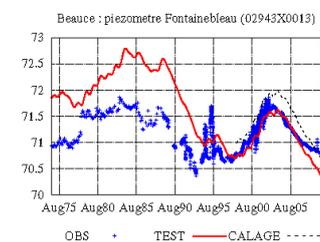
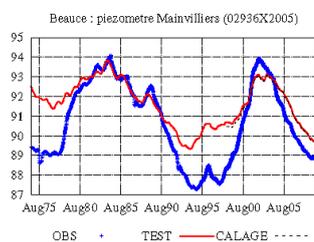
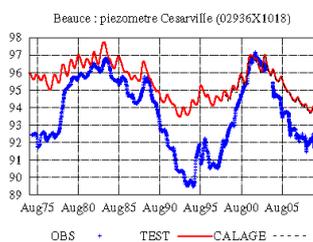
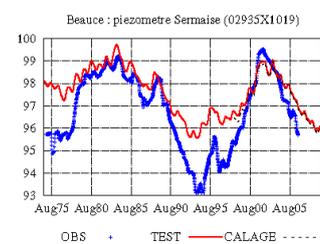
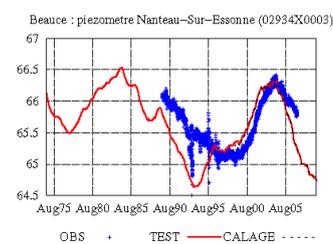
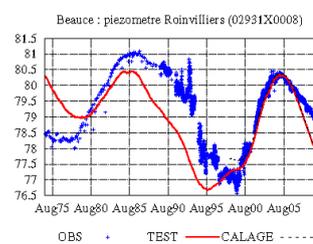
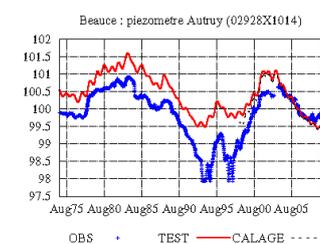
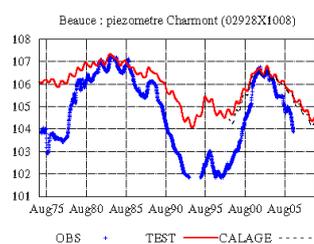
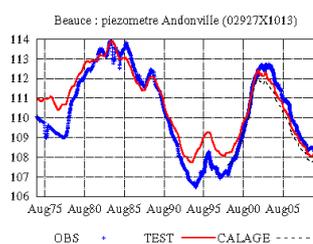
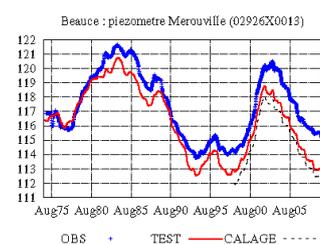
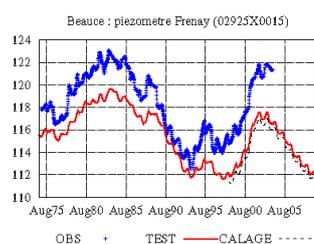
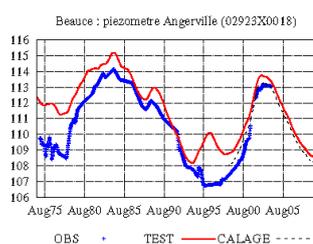
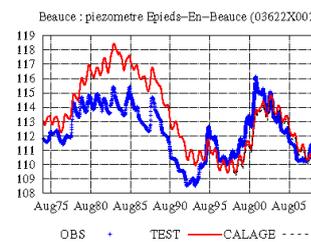
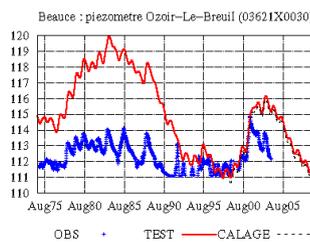
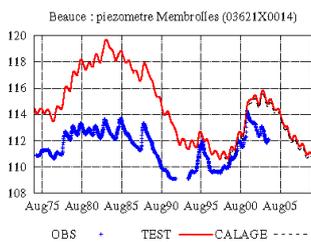
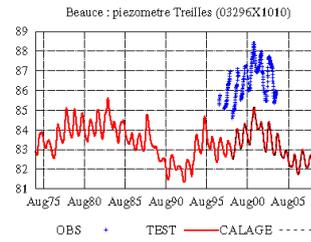
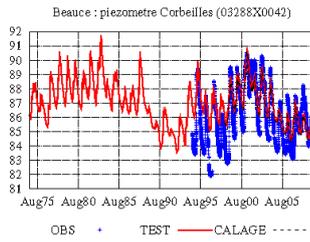
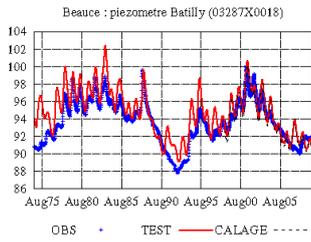
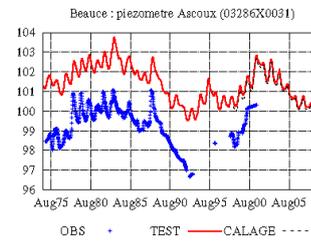
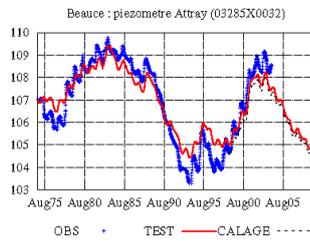
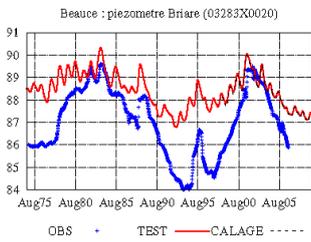
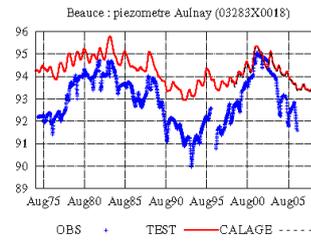
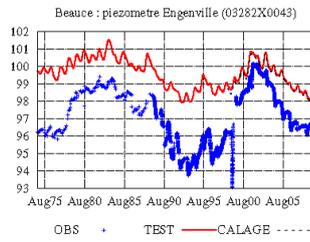
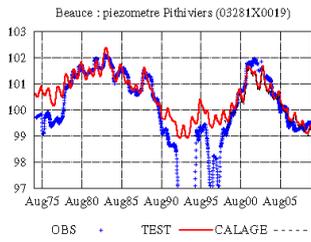
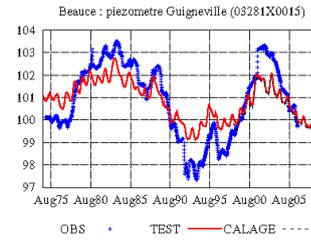
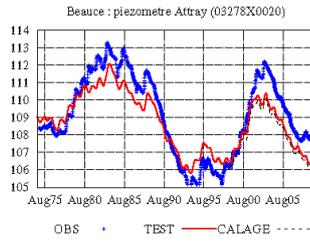
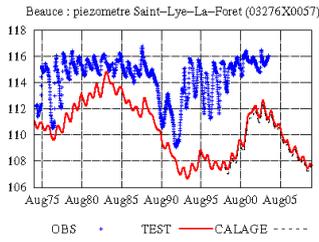
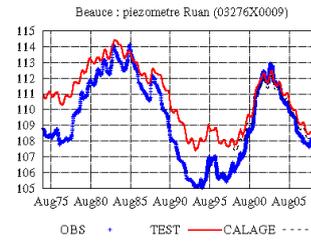
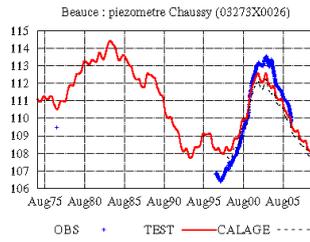
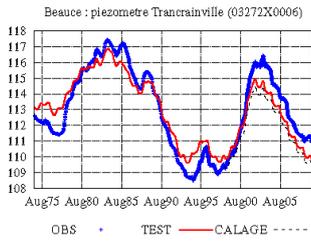
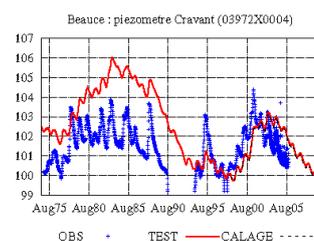
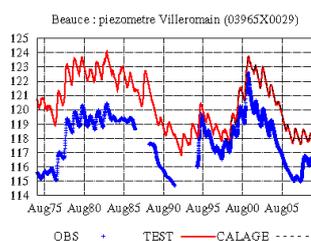
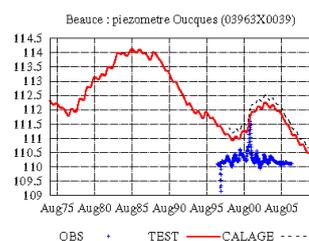
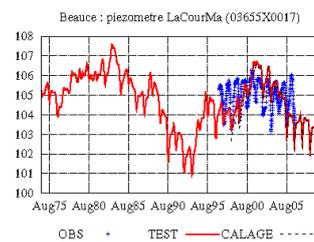
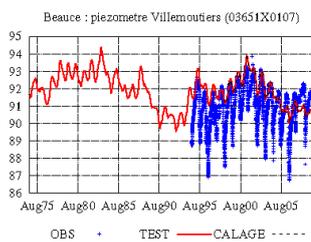
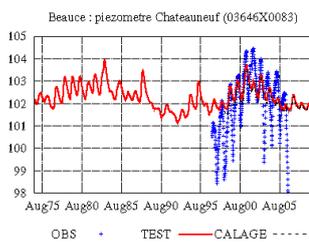
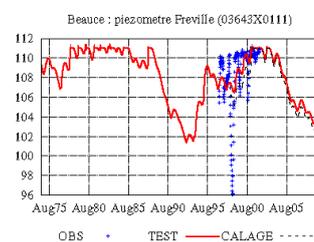
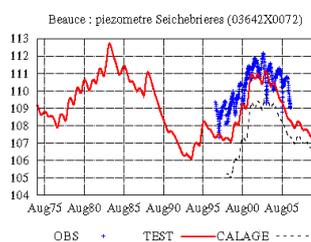
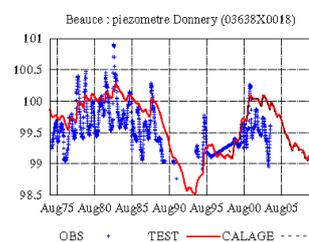
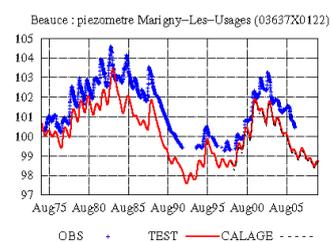
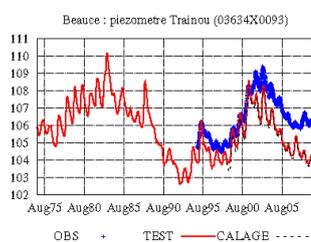
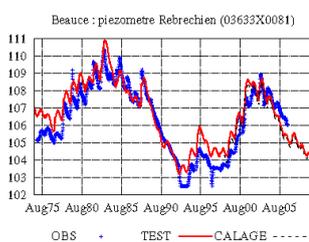
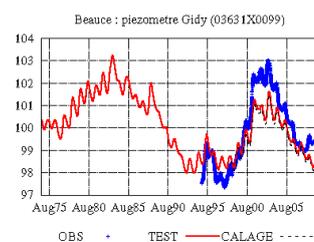
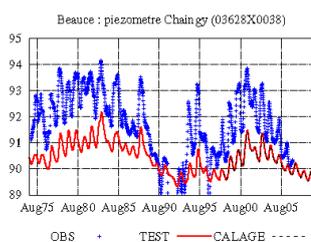
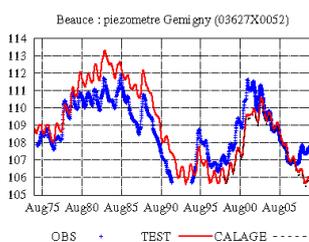
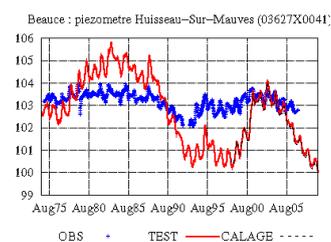
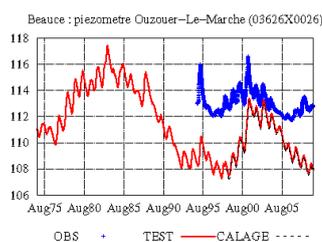
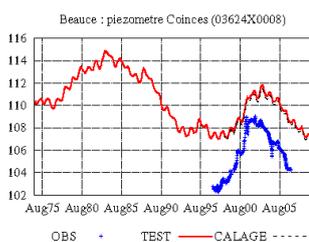


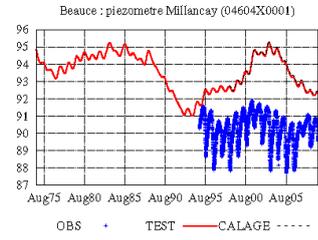
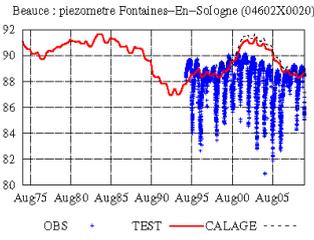
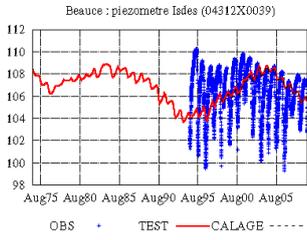
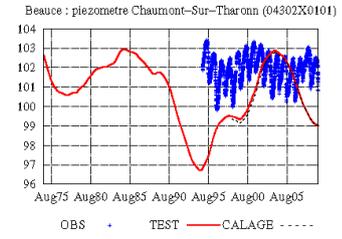
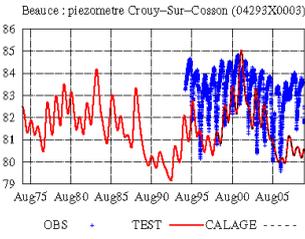
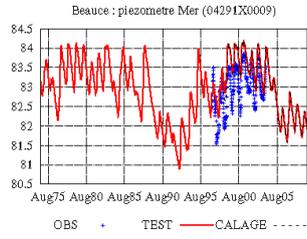
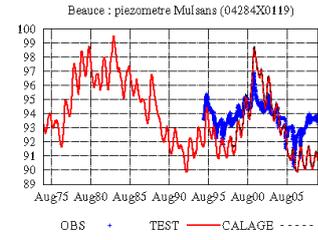
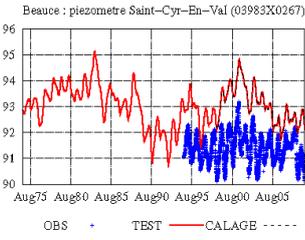
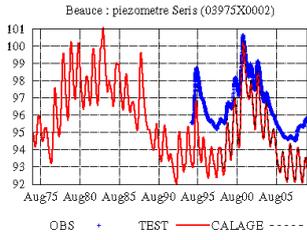
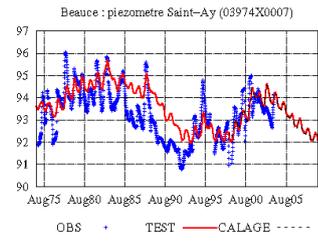
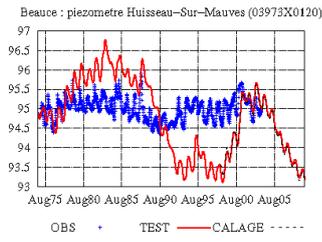
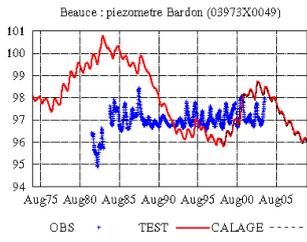
FIGURE 12.2 – Localisation des piézomètres de Beauce.











C.2 Craie

Dans les chroniques qui suivent, les hauteurs piézométriques sont exprimées en m.

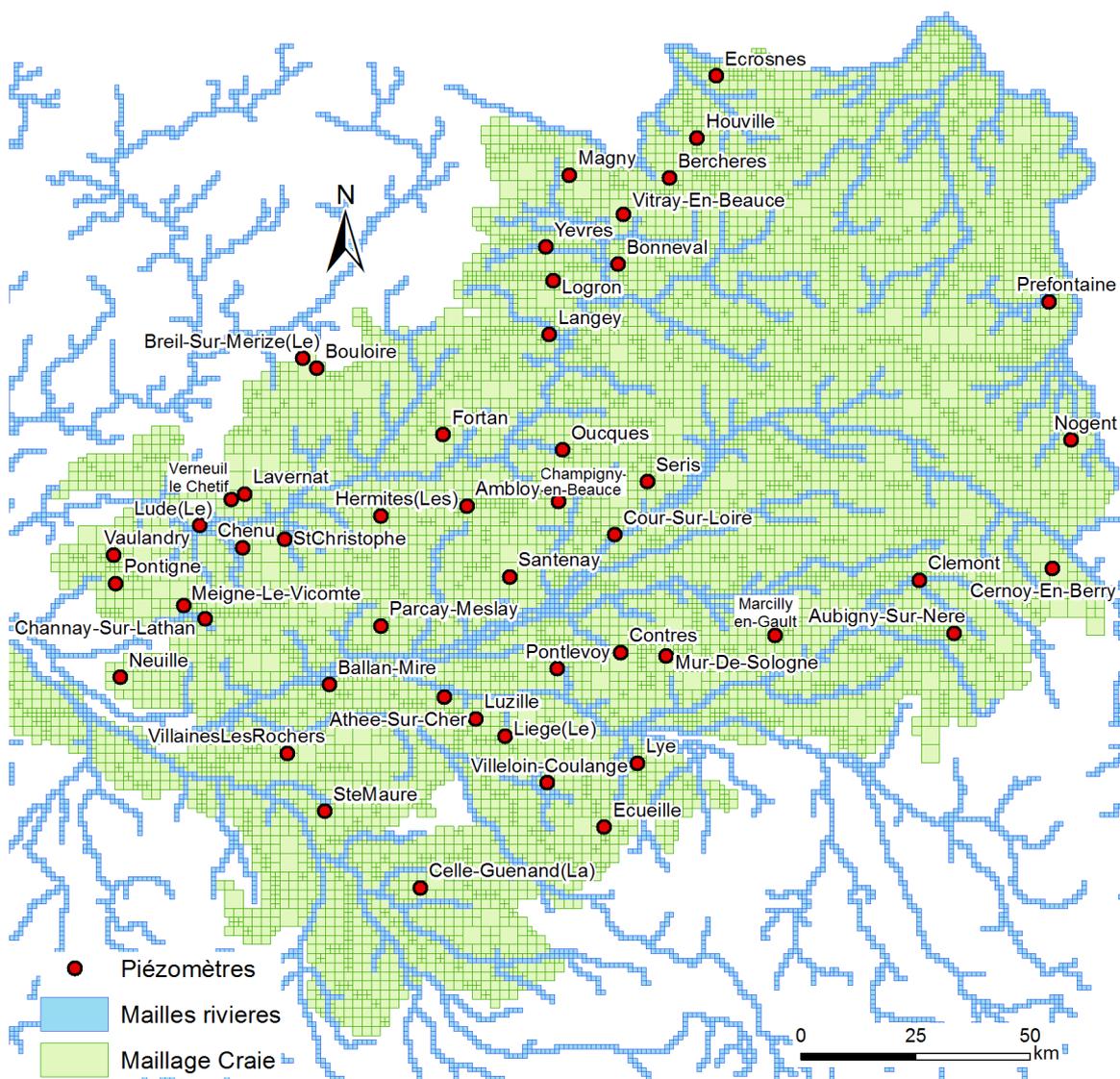
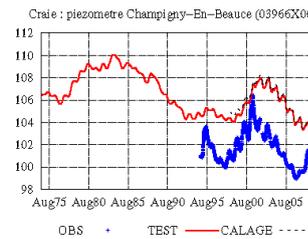
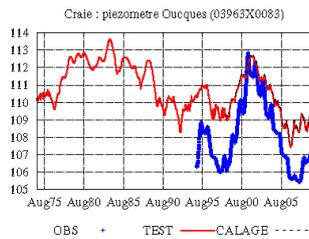
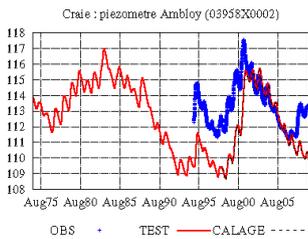
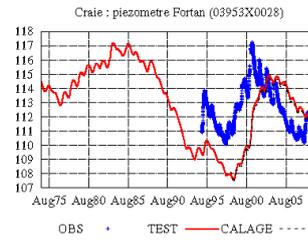
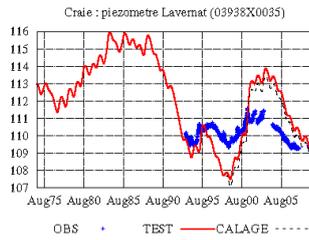
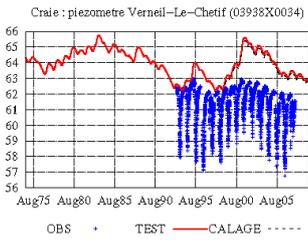
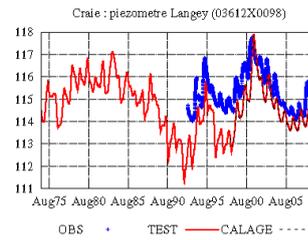
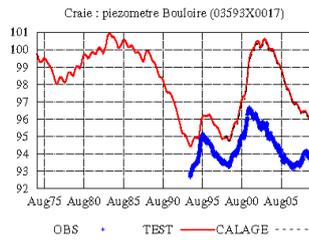
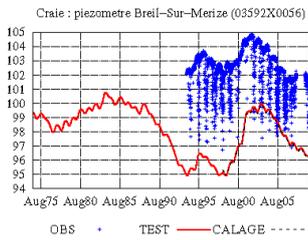
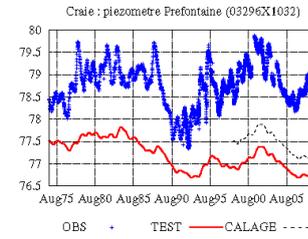
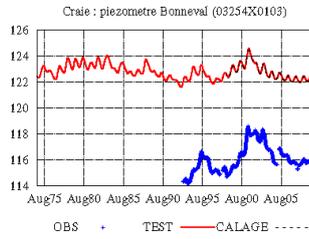
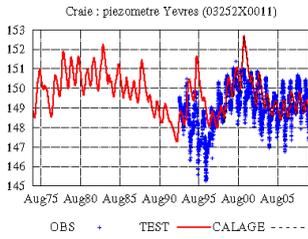
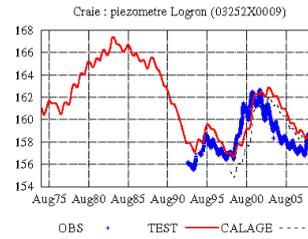
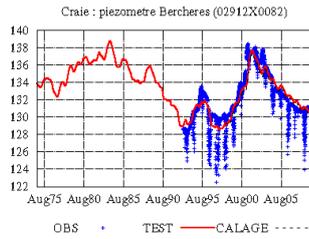
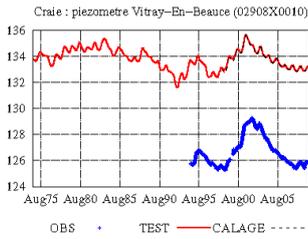
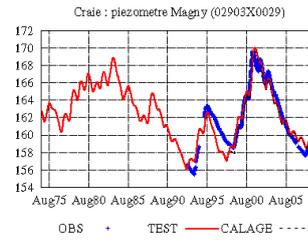
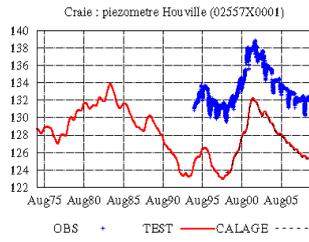
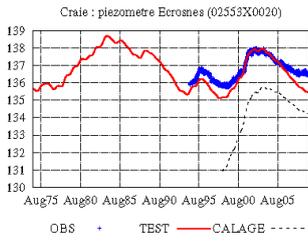
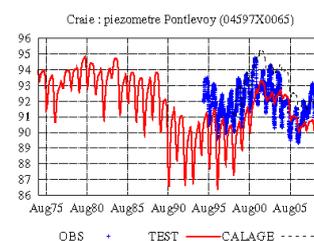
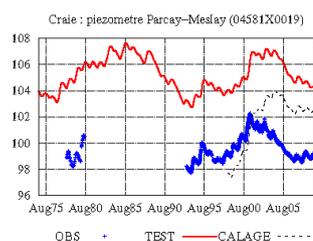
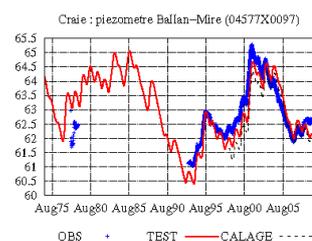
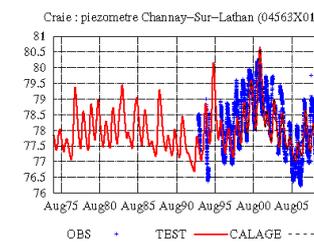
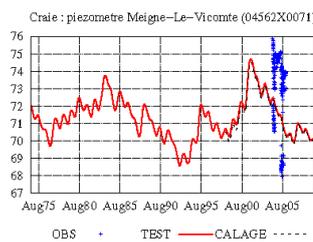
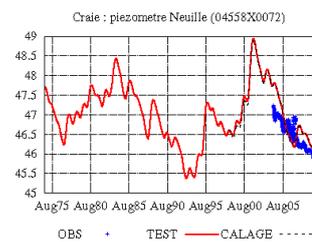
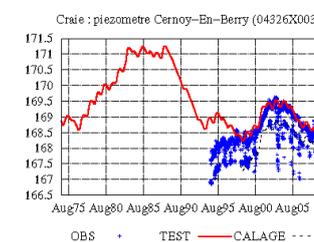
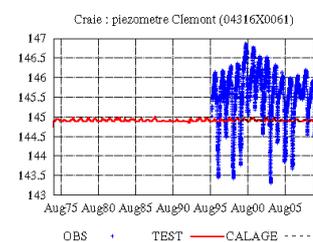
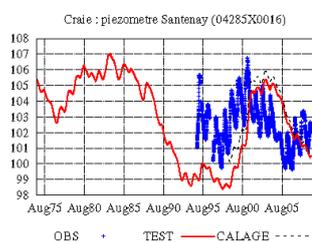
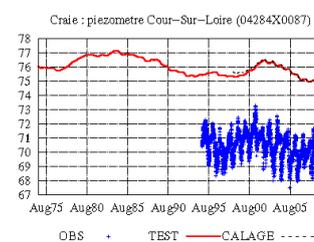
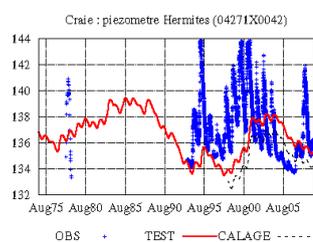
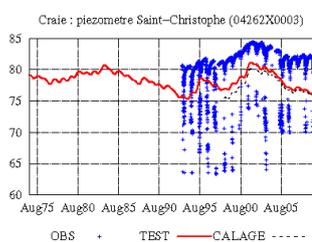
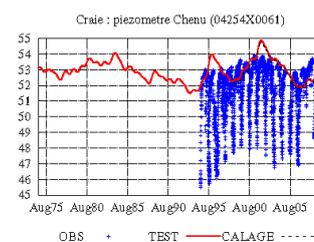
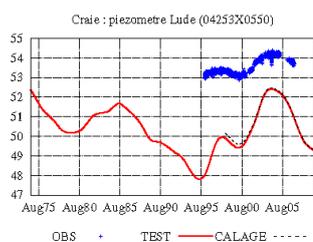
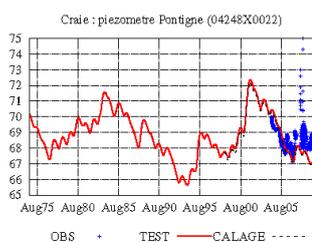
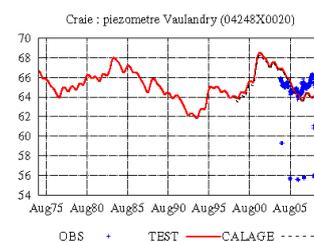
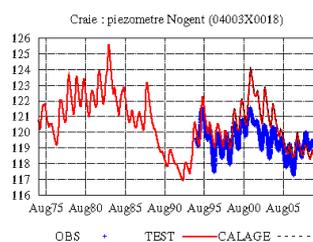
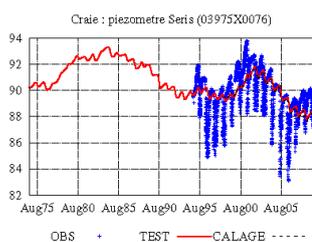
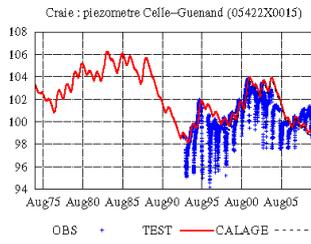
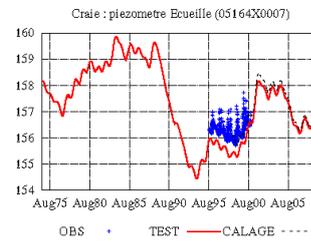
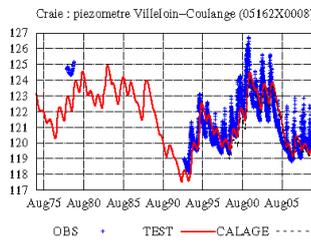
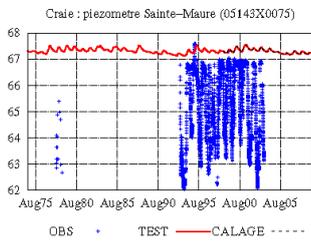
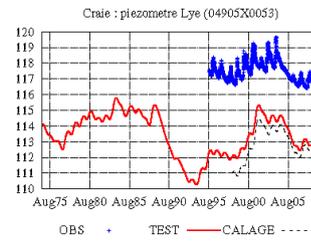
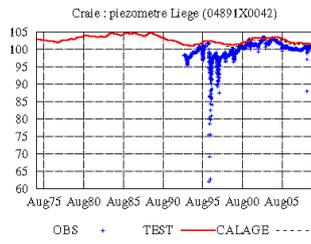
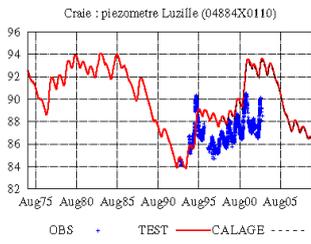
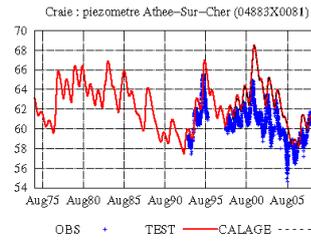
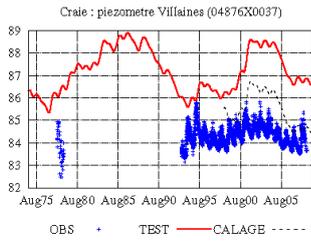
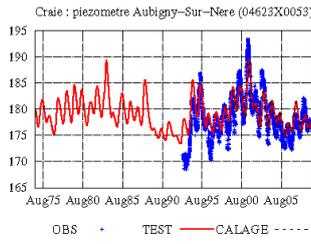
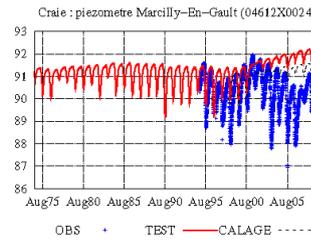
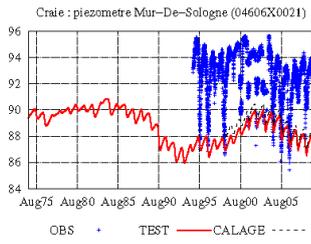
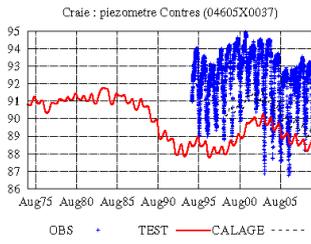


FIGURE 12.3 – Localisation des piézomètres de la Craie.







C.3 Cénomanién

Dans les chroniques qui suivent, les hauteurs piézométriques sont exprimées en m.

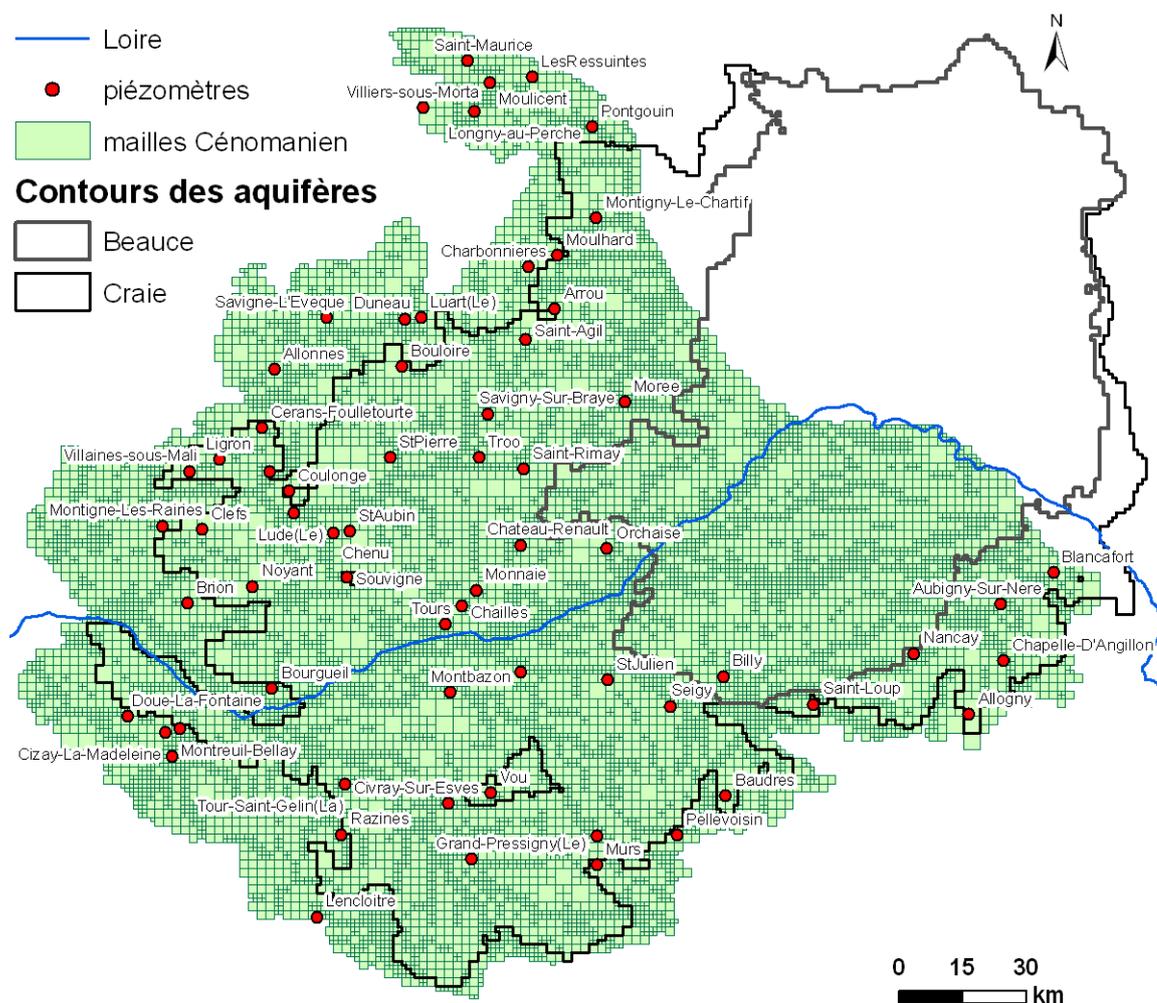
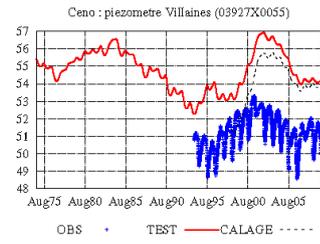
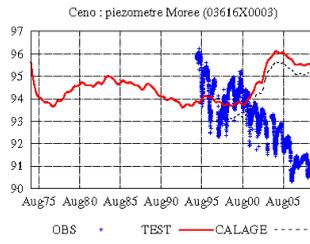
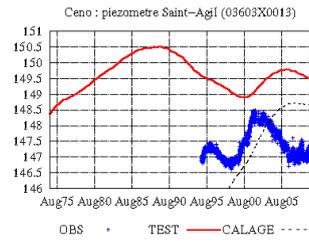
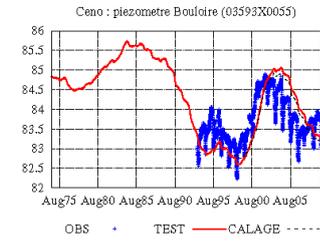
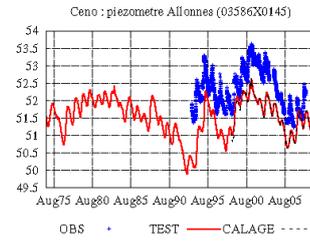
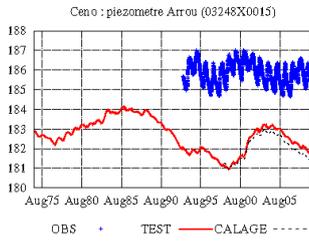
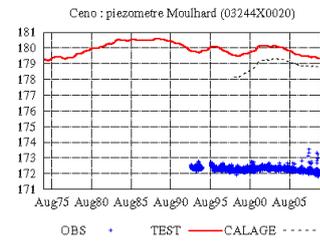
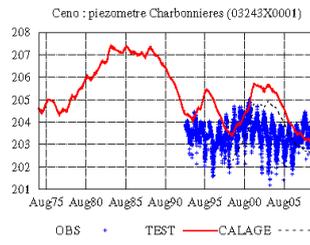
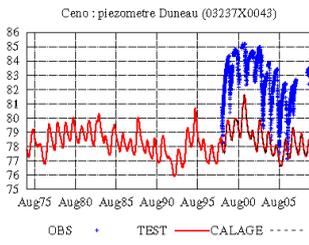
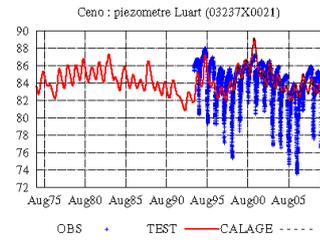
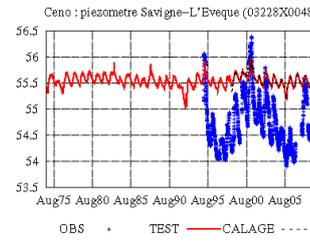
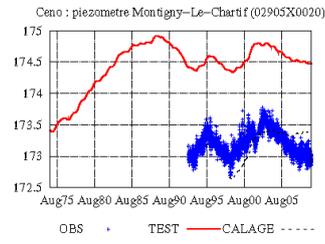
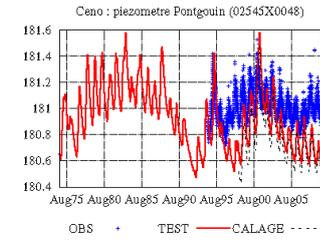
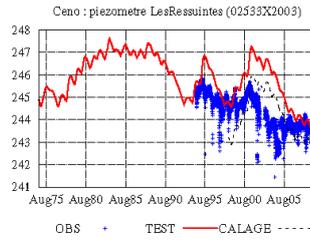
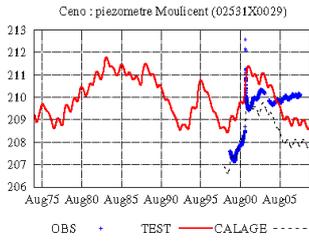
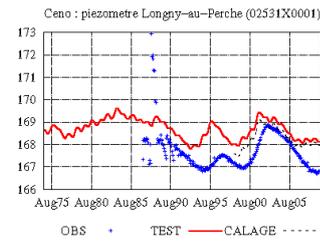
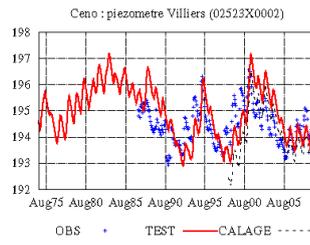
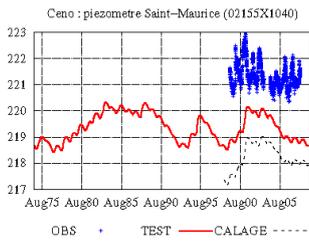
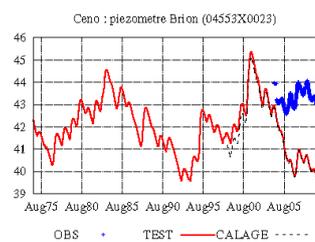
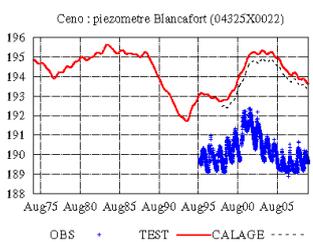
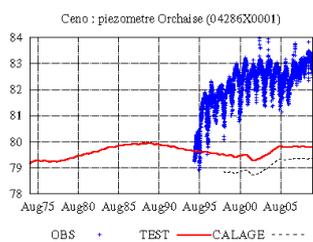
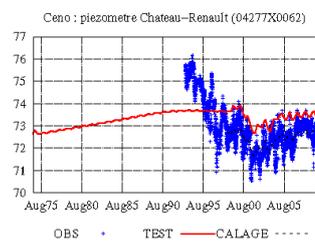
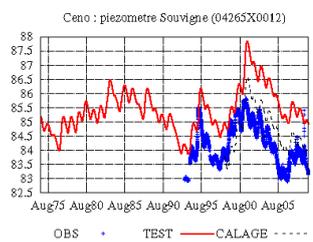
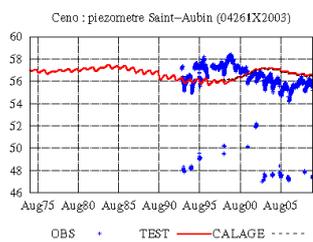
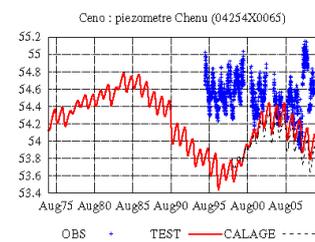
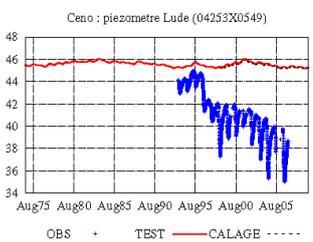
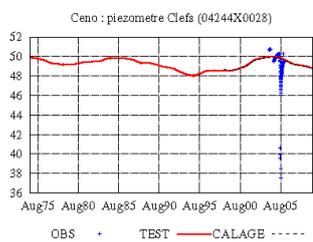
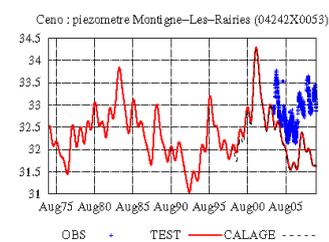
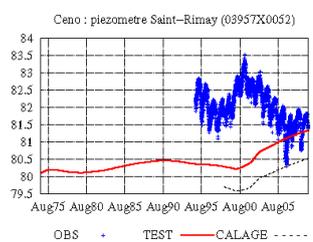
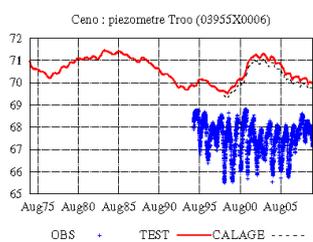
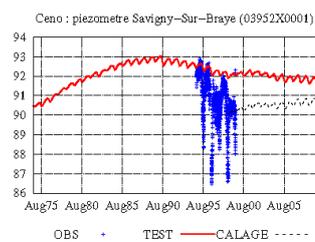
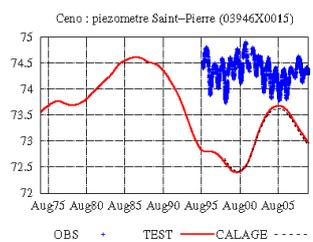
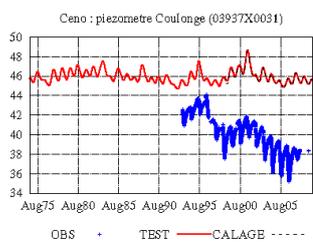
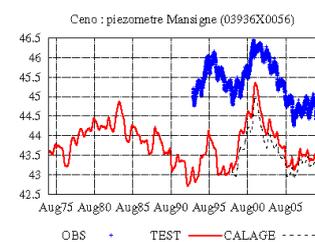
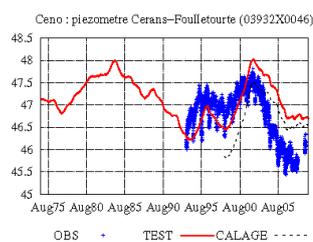
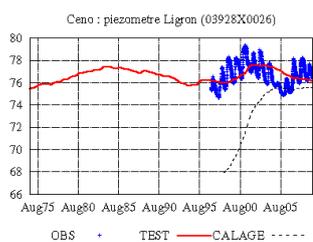
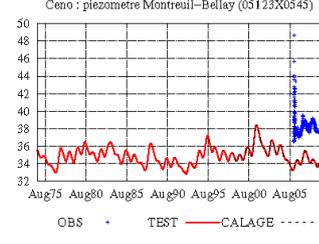
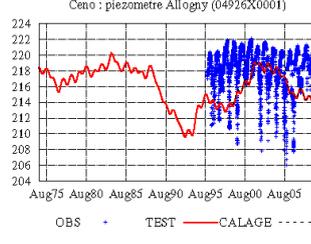
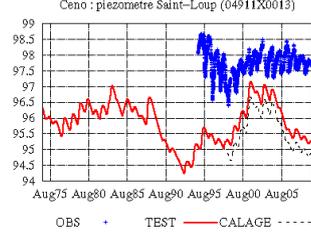
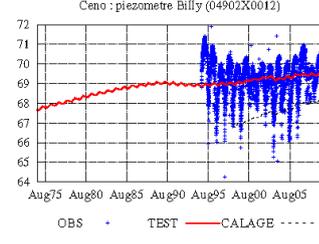
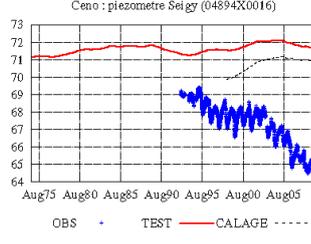
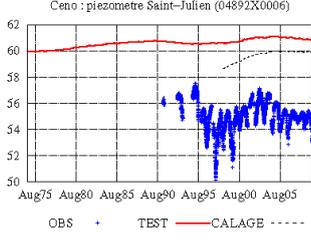
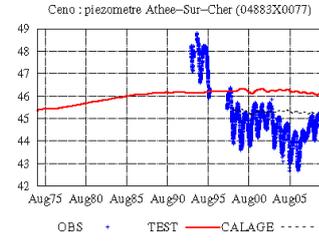
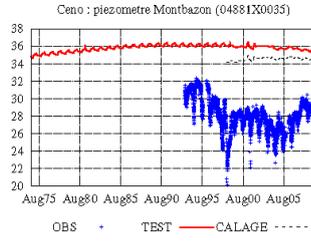
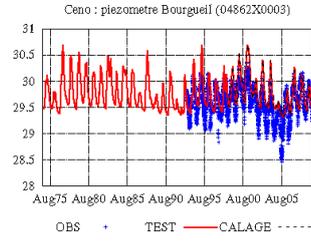
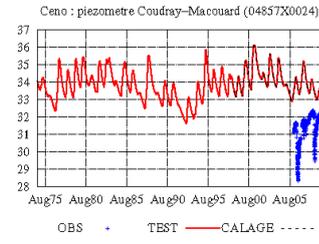
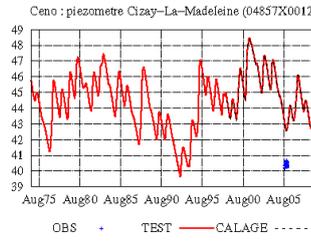
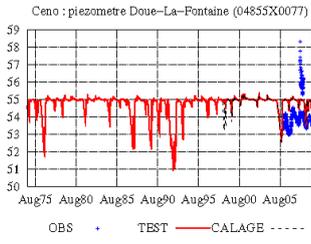
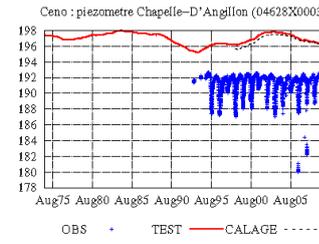
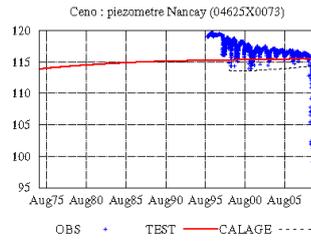
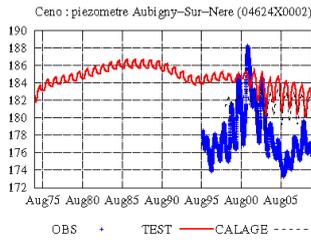
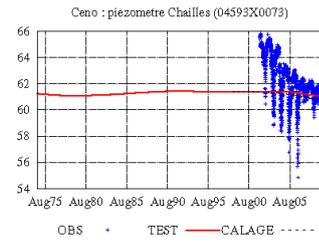
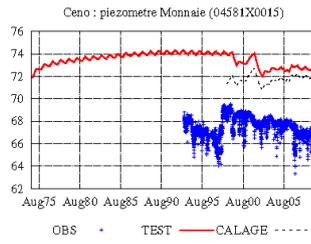
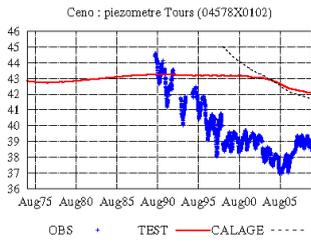
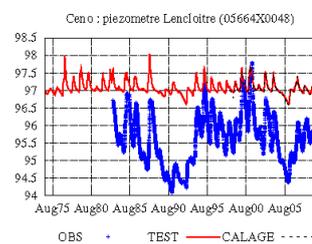
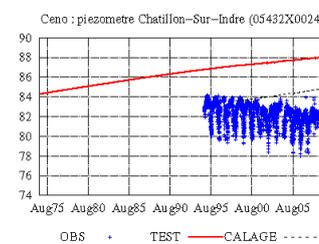
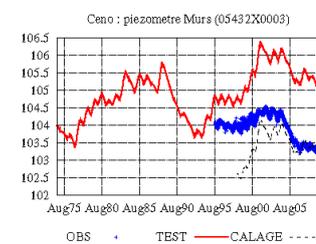
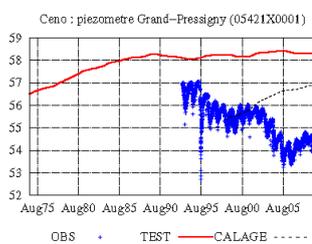
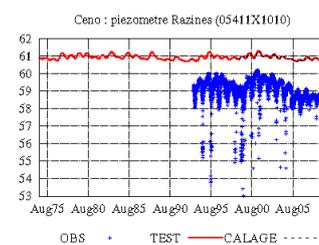
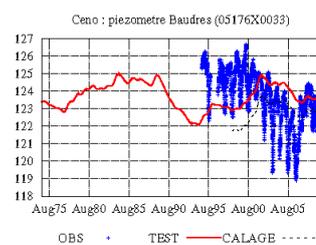
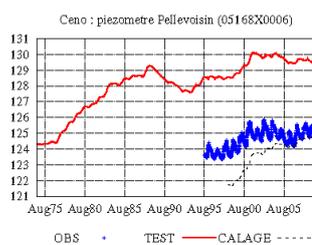
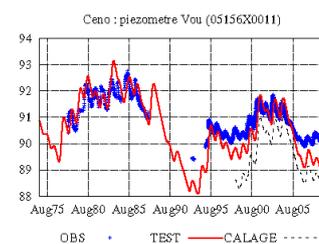
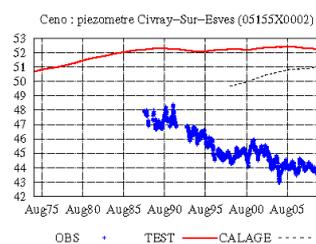
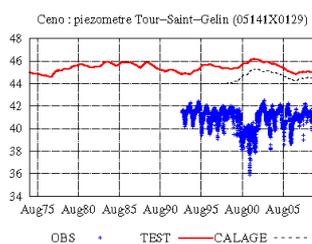


FIGURE 12.4 – Localisation des piézomètres du Cénomanién.









D. Article en révision pour Water Resources Research

Article en cours de révision

Hybrid fitting of a hydrosystem model: long term insight into the Beauce aquifer functioning (France)

N. Flipo¹, C. Monteil^{1,2}, M. Poulin¹, C. de Fouquet¹, M. Krimissa²

Abstract. This study aims at analyzing the water budget of the unconfined Beauce aquifer (8000 km²) over a 35-year period, by modelling the hydrological functioning and quantifying exchanged water fluxes inside the system. A distributed process-based model (DPBM) is implemented to model the surface, the unsaturated zone and the aquifer sub-systems. Based on an extensive literature review on multi-parameter optimization and inverse problem, a pragmatic hybrid fitting method that couples manual and automatic calibration is developed. Three data subsets are used for calibration (10 yr), validation (10 yr) and test (35 yr). The global piezometric head RMSE (Root Mean Square Error) is around 2.5 m for the three subsets and is rather uniformly spatially distributed over 78 piezometers. The sensitivity of the simulation to the different steps of the calibration process is investigated. The transmissivity field permits the fitting of the low frequency signal for long term filtering of the recharge signal, whereas the storage coefficient filters the signal with a higher frequency. For long term insight into aquifer system functioning, the priority is thus to first fit the transmissivity field and to assess the distributed aquifer recharge accurately. The fitted DPBM, coupled with a linear model of co-regionalization, is then used to quantify the hydrosystem water mass balance between 1974 and 2009, indicating that there is yet no trend of water resources decrease neither due to climate nor to human activities.

1. Introduction

Managing Water Resources in a sustainable way is one of the, if not The, main challenge that human societies will face in the near future. The evolution of the climate will impact the Water Cycle. Thus, a better understanding of the hydrosystem functioning is necessary for providing water and food to the rapidly growing human population. Today, human societies use around 2000 km³.yr⁻¹ distributed in 3 %, 5 % and 92 % for domestic, industrial and agricultural consumptions, respectively [de Marsily, 2008]. It is estimated that water withdrawals will increase by 25% until 2050 [de Marsily, 2008]. These estimates are global assessments and involve the hydrosystem Earth itself, which is an open system at the space-atmosphere interface.

To refine these estimates at the basin scale, one needs to introduce the continental hydrosystem concept. As defined by Dacharry [1993] a continental “*hydrosystem is defined as a part of space [where the atmosphere overlaps the soil surface and subsurface] through which water flows. Physical and biogeochemical phenomena occur in all hydrosystems because of reactions due to water moving through a medium*”. That said, it first appears that continental hydrosystems are always open systems for which boundary conditions have to be defined. Usually open boundary conditions are the water fluxes at the surface-atmosphere interface and, for sedimentary basin, groundwater fluxes at a larger scale. The only closed boundary is usually the surface boundary, which is, in the absence of karst, relatively easy to define using GIS

(Geographical Information System) and DEMs (Digital Elevation Models). The concept of hydrosystem also involves the idea of interconnected components through which water flows at different speeds. Conceptually there are two kinds of components: the reservoirs or storage components where water flows slowly, and conductive components where large quantities of water flow fast compared to the reservoirs’ speed. In other words, travel times in surface water are far faster than travel times in aquifer, which presents the challenge to develop and implement numerical models of fully coupled systems. Hydrosystems can therefore be divided into components that are linked either through exchanged fluxes at each interface [Delfs et al., 2009; Flipo et al., 2007a; Kolditz et al., 2008; Nalbantis et al., 2011] (for instance the Darcy law for the surface/subsurface water) or through the continuity of a physically continuous state variable, such as the water pressure [Kollet and Maxwell, 2006; Panday and Huyakorn, 2004; Therrien et al., 2010; VanderKwaak and Loague, 2001; Weill et al., 2009].

The scope of this paper is to understand the Beauce hydrosystem functioning, which is an important water resource mostly used for irrigation and drinking water supply. First a review of fitting methodologies in coupled hydro-geology is proposed. Then, the available data and the model used to simulate surface and groundwater flows are described, as well as the hybrid fitting method that has been developed. This method couples a trial and error method based on expert knowledge with an automated inversion technique for the aquifer subsystem. Finally, the fitting results and a sensitivity analysis of the method are presented. Three aspects are investigated: the sensitivity to storage coefficient field, the sensitivity to transmissivity field, and the sensitivity of the inversion process to recharge estimate. Finally the satisfactory results of the model allow for calculating the water mass balance of the Beauce hydrosystem over several time scales, up to 35 years.

¹MINES ParisTech, Geosciences Department, Fontainebleau, France.

²EDF R&D, Laboratoire National d’Hydraulique et Environnement, Chatou, France.

1.1. Hydrosystem Modeling and Uncertainties

Throughout decades, hydrosystems have been studied using thousands of computer models either empirical/conceptual and/or stochastic/process-based [Loague and

VanderKwaak, 2004]. The first distributed physically-based models of sedimentary basin were developed in the 70-80's based on finite difference schemes [Abbott et al., 1986a, b; de Marsily et al., 1978; Deschesnes et al., 1985; Girard et al., 1980; Ledoux et al., 1989]. In these types of models, the hydrosystem is divided into components that exchange through interfaces. Initially the exchanges through the surface-subsurface interfaces, mainly the ground surface itself and the stream-aquifer interface, have been simulated given a resistant model, which considers a conductive medium. In the last decade, new approaches following Freeze [1971] pioneering contributions have been developed that couple overland and subsurface flows by means of pressure head [Kollet and Maxwell, 2006; Panday and Huyakorn, 2004; VanderKwaak and Loague, 2001; Weill et al., 2009]. But apart from Lemieux and Sudicky [2010], who worked on a coarse grid, these models are still time consuming for simulating large basins ($> 10\,000\text{ km}^2$) over a long period of time [Ebel and Loague, 2006; Goderniaux et al., 2009; Li et al., 2008; Mirus et al., 2007, 2009; VanderKwaak and Loague, 2001]. For more information on how to couple surface and subsurface models, see for instance Ebel et al. [2009]; Furman [2008].

Even though Hunt et al. [2007] argue for an increasing use of distributed process-based models (DPBM), their main problem is summarized by the equifinality concept [Beven, 1989]. The equifinality is, in the most general sense, the case where quite different processes produce a similar effect [Ebel and Loague, 2006]. As measurements are scarcely available, it is not possible to mathematically close the system of equations that describes the behavior of the system. Thus, not all unknowns can be identified. Regarding this, Beven [2006] states that “*there are different philosophies about how to estimate uncertainties and take into account input, measurement and model structural error. These will be difficult to resolve in the near future because we do not actually have the data to properly test the different methodologies*”. Further on “*it is simply not possible to evaluate the statistical characteristics of input data errors or parameter estimation errors*” [Beven, 2006]. Schellart et al. [2010] also confirm that “*any solutions designed using modeling approaches that do not consider uncertainty associated with model inputs and model parameters may be significantly over-dimensioned or under-dimensioned*”. Finally, Efstratiadis et al. [2008] conclude that “*it is impossible to detect a global optimal model structure or a “global” optimal parameter set, which definitively better reproduce the entire hydrological regime of a river basin*”.

Another point of view to tackle the problem was introduced by de Marsily [1994] arguing that for gauged basins, “*most [...] models currently used in hydrology on series of observed data are actually quite similar. They may be called deterministic or even stochastic, conceptual or distributed but the basic principle of all these “fitted” models is the same: the “engine” in the box is created by the data set and its exact nature is irrelevant*”. This perspective on hydrosystem model fitting is confirmed by Loague and VanderKwaak [2004], who highlight the fact that modelers are usually short of data that enable the understanding of the system's functioning, albeit they would prefer to use physics-based models, for which most of the parameter values can be obtained experimentally. Recently few advances have been made to improve the data usage, introducing geostatistics for understanding model uncertainties limited to either process description or input data assessment [Flipo et al., 2007b; Polus et al., 2011]. In hydrology the theoretical framework and the computing tools still need to be developed for using these techniques at a large scale over a long period of time.

1.2. Fitting Methodologies

With regard to the fitting methodologies many improvements have been achieved in the last decade. It is now recognized that, for DPBM, multi-objective calibration is needed to better assess model internal errors, model uncertainties

and to identify several parameter sets enabling the simulation of the hydrological response in agreement with natural properties of the hydrosystem [Anderton et al., 2002a, b; Efstratiadis et al., 2008; Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2010; Gill et al., 2006; Gupta et al., 1998; Khu et al., 2008; Madsen, 2003; Shrestha and Rode, 2008]. Switching from a mono-objective to a multi-objective calibration improved the quality of uncertainty assessment within models, but discussions between scientists and water managers still need to step forward especially for the definition of the criteria or the objective functions themselves [Refsgaard and Henriksen, 2004]. Another question is the predictability of models, which can only be tested on real case studies. This question is addressed during a second step in the fitting process by running the model with conditions independent from the ones used for calibration, usually with a different period of time. This step is called validation [Refsgaard and Henriksen, 2004] and is historically based on split samples [Refsgaard, 1997], aiming at avoiding over-fitting issues during the calibration process. Simple split samples were also used at the beginning of neural computations [Jang, 1996], but rapidly authors found that a third dataset called “test” was necessary to ensure the robustness of the model (see for instance Heuvelmans et al. [2006]; Kurtulus and Razack [2007, 2010]; Kurtulus and Flipo [2012] for applications in hydrology/hydrogeology). Considering the complexity of hydrological problems and the equifinality issue, a test dataset is thus included in the fitting process of the hydrological DPBM to ensure that the model does not contain long term deviation.

It is still discussed whether or not the calibration process should be manual, fully automated or hybrid. The main argument for a fully automated calibration relies on the observation that the main error source in modeling comes from the modeler's perception and subjectivity [Boesten, 2000; Heuvelmans et al., 2006]. Some authors explicitly introduced the modeler's point of view in the process using expert knowledge as an extra constraint during calibration [Boyle et al., 2000; Hundedcha and Bárdossy, 2004; Shrestha and Rode, 2008]. The main drawbacks of all these methods are the following: none of them deals with a complete DPBM of the hydrosystem, they are time consuming [Zhang et al., 2009], and finally it is not proven that the full automatization significantly improves the calibration process, even for only one part of the hydrosystem. Moreover, for hydrosystem modeling, the number of potential objective functions (either the type of criteria or the spatial distribution) is high, and overall optimization algorithms may get stuck into a local minimum [Carrera et al., 2005]. These two points lead to the conclusion that a fully automatized method for hydrosystem DPBM is not yet pragmatically achievable without further theoretical and computer program developments. But as stated by Poeter and Hill [1997]; Carrera et al. [2005] “*the time is ripe for standard use of inverse modeling in groundwater studies aimed at aquifer characterization and management*”. It hence seems to be relevant for hydrosystem fitting to manually drive automated calibration sequences for the groundwater part [Mazi et al., 2004; Rozos et al., 2004].

In the current paper, the aim is to understand the Beauce hydrosystem functioning. For this a hybrid fitting method has been developed that couples a trial and error method based on expert knowledge with an automated inversion technique for the aquifer subsystem.

1.3. Review of Inverse Methods in Hydrogeology

As stated by Pasquier and Marcotte [2006], the need to better understand complex hydrogeological systems requires

the use of numerical tools capable of simulating groundwater migration in heterogeneous media. Numerical models require aquifer hydraulic properties and also boundary and initial conditions over the whole aquifer domain. Since parameter measurements are scarce and often unreliable [Carrera et al., 2005; de Marsily et al., 1999], the reconstruction of a hydraulic conductivity field, which numerically reproduces the observed heads, is usually difficult [de Marsily et al., 1999]. This reconstruction is commonly based on inverse modeling. Poeter and Hill [1997] emphasize the importance of the automatization of the inverse problem solving, as well as Carrera et al. [2005] who state “*that routine application of inverse modeling is the future. The sooner it starts, the better prepared will hydrologists be to face the challenges of the soon-to-come future.*”

During the last forty years, many approaches have been developed to identify the hydrodynamical properties of aquifer subsystems [Carrera et al., 2005; Cooley, 1985; de Marsily et al., 1999; Hejz et al., 1975; Hoeksema and Kitanidis, 1985; Hendricks Franssen et al., 2009; McLaughlin and Townley, 1996; Yeh, 1986]. Table 1 summarizes 55 publications dedicated to the application of inverse methods in hydrogeology. It focuses on the target fields - transmissivity (T) and/or storage coefficient (S) -, the required data to run the method and the type of case study: real or hypothetical. Roughly, the methods can be subdivided into three types. The most widespread type (40 publications) uses at some point a global optimization with a simple or a combination of criteria as an objective function. The second type (7 publications) focuses on local optimization. The last type (8 publications) consists in a soft computing global optimization, which barely handles the quantification of uncertainties [Kurtulus and Flipo, 2012].

Among all the reviewed methods involving complex mathematical notions, it is difficult to determine which ones perform “best”, especially that published inter-comparisons are rare and lead to the same conclusion that none of them significantly outperforms the other ones [Hendricks Franssen et al., 2009; Zimmerman et al., 1998]. In their review on inverse methods Carrera et al. [2005] confirm this conclusion: “*all the methods discussed previously [...] are identical from the estimation viewpoint*”. Most of the methods referenced in Tab. 1 are based on the minimization of a global objective function, using linear or non linear optimization algorithms, either sequential or Monte Carlo based. The usage of sophisticated methods such as the Pilot Points, the Maximum Likelihood, or the ATM does not prevent from the non-uniqueness issue when applied to real case studies. Even recent developments using soft computing have not overcome this issue. Without obvious proofs that one method outperforms the other ones, the pragmatical choice of the inverse method is mainly driven by the fact that it was already tested for real case study of large spatial extend. Among the reviewed papers in Tab. 1, only 9 % are dedicated to a spatial area larger than 1 000 km². This leads to the rejection of most of these methods.

Contrary to most of the inverse methods, the inversion by Successive Flux Estimation (see SFE in Tab 1), derived from the Comparison Model Method (CMM, Ponzini and Lozej [1982]), performs a local minimization. This is in agreement with the philosophy of trial and error manual calibration. It also has the advantage of being efficient [Pasquier and Marcotte, 2006], having a relatively low computational cost, and having been validated for a real 2 500 km²-aquifer unit [Vassena et al., 2008], which is the same order of magnitude as the Beauce aquifer system. Thus the SFE method was coupled with manual calibration to perform the calibration of the Beauce hydrosystem model. The aim of this paper is not to develop a new inversion method, but rather to develop a pragmatic methodology for DPBM fitting that benefits from the state-of-the-art research in hydrogeology with a reasonable computational cost.

2. Experimental Site and Data

2.1. Hydrological Description of the Beauce Aquifer

This study focuses on the Beauce aquifer unit located in the center of France. This unit is part of a complex aquifer system, which is drained by two surface basins: the Seine basin for the north-eastern part and the Loire basin for the south-western part (Fig. 1). The Beauce aquifer is mainly composed of limestone from the Oligocene. The aquifer is mostly unconfined, except for the southern part that is excluded from this model [Monteil et al., 2010]. Its thickness varies from 10 m to 200 m. The Beauce aquifer covers an area of 8000 km². The topography ranges from 70 m up to 190 m. The land use consists of agriculture (74 %), forest (18 %), urban areas (7 %) and free water bodies (1 %). The stream network is heterogeneous with only a few rivers in the central part of the Beauce area (Fig. 1), suggesting that most of the runoff is infiltrating towards the aquifer unit, whereas a denser river network develops over the remainder of the domain.

Météo France provides a database that indicates daily precipitation and potential evapotranspiration on a 8×8 km grid starting from 1950 [Quintana-Seguí et al., 2008]. The mean annual precipitation over the period 1998 to 2008 ranges from 620 to 790 mm.yr⁻¹ (Fig. 2).

2.2. Data Characterizing the Functioning of the Hydrosystem

The HYDRO database (www.hydro.eaufrance.fr) gathers discharges at 142 gauging stations draining more than 250 km² of the Loire basin (120 000 km²) between 1970 and 2009. 82 of them are located out of the zone of aquifer influence and 5 gauging stations are on the Beauce aquifer. Discharges are recorded at a daily time step. Due to technical issues time series are sometimes discontinuous.

The ADES database (www.ades.eaufrance.fr) provides piezometric head variations at 78 piezometers located on the Beauce aquifer between 1970 and 2009. The time lag of the measurements varies from daily to monthly. In addition, snapshot campaigns have been conducted aiming at mapping piezometric head distribution for the low water regime of October 1994 (Fig. 3, Maget [1995]), and for the high water regime of March 2002 [Verley et al., 2003]. The piezometric crest between the hydrogeological basins of the Loire and the Seine differs from the surface basin limit. The location of this crest evolves between high water and low water regimes during the year.

Since 1998, measurements of water withdrawals provide the volume of water pumped away from the aquifer unit for irrigation, drinking water supply and industrial needs. These measurements are provided with two values per year: the annual volumes and the volumes withdrawn between April and October. For agricultural withdrawals, the coordinates of each pumping well are given. The amount of water pumped for drinking water supply and industrial needs are attributed to the centroid of the administrative district of the withdrawal (mean area of 14 km², Fig. 4).

3. Hydrosystem Modeling

The hydrosystem is conceptually divided into three main compartments: surface, unsaturated zone and saturated zone. Five processes are associated with these compartments: surface water mass balance, watershed runoff, river discharge, infiltration through the unsaturated zone and groundwater flow.

3.1. Eau-Dyssée Principles

The Beauce hydrosystem is modeled using the Eau-Dyssée platform, which couples specialized models to assess water resources in a basin. The water cycle is simulated with five modules (Fig 5): surface water mass balance, surface water routing, water routing in the river network, flow through the unsaturated zone, and groundwater dynamics [Saleh et al., 2011].

The water mass balance is computed on units (called production functions) that are derived from the intersection of the land use units (i.e. urban areas, arable lands,...) and geological units (i.e. limestones, cristalline rocks,...). The surface module computes the water mass balance by splitting precipitation into real evapotranspiration, surface runoff, infiltration, and soil storage, using a seven-parameter conceptual model [Deschesnes et al., 1985] (Fig. 5). The surface runoff partitioned by the module is routed to the river network using isochronal zones. Isochronal zones introduce a delay between the runoff generation and the time it reaches the river network. The in-stream water routing module, RAPID [David et al., 2011], is based on the Muskingum routing scheme:

$$V(t) = k [\alpha Q_{in}(t) + (1 - \alpha) Q_{out}(t)] \quad (1)$$

where $V(t)$ [m^3] is the water volume contained in a river cell at a given time step t , $Q_{in}(t)$ and $Q_{out}(t)$ [$m^3.s^{-1}$] the input and output discharges of the river cell, k [s] the transfer time between two adjacent cells and α [-] a weighting parameter ranging between 0 and 1.

The amount of water available for infiltration is transferred vertically to the groundwater model by an unsaturated-zone component, which consists of a succession of reservoirs [Ledoux, 1980]. Each reservoir discharges into the next one depending on a constant drainage coefficient that simulates an exponential drainage throughout time (Fig. 5). The groundwater model SAM, based on Ledoux et al. [1984, 1989], is a regional spatially distributed model, which computes flows and hydraulic heads in the saturated zone. It solves the diffusivity equation on a multilayered aquifer system using finite differences [de Marsily, 1986]:

$$\text{div}(\vec{T} \vec{\text{grad}} h) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q \quad (2)$$

where h is the piezometric head [m], \vec{T} the transmissivity tensor [$m^2.s^{-1}$], S the storage coefficient [-] and Q the source term [$m.s^{-1}$].

The model structure is built according to the geometry of the main aquifer units. For each aquifer unit, the flow is 2D, whereas it is vertically 1D in the aquitard between two horizontal layers. The piezometric head is dynamically coupled to the stream network via river cells. It allows for calculating an exchanged water flux between the two components [Saleh et al., 2011]. The former version of this model has successfully simulated surface and groundwater flow in many basins of varying scales and hydrogeological settings: the Haute-Lys and Caramy basins [Ledoux, 1980], the HAPEX-MOBILHY study [Boukema, 1987], the Rhône basin [Habets et al., 1999], the Seine basin [Gomez et al., 2003], and the Somme basin [Korkmaz et al., 2009]. It is currently being implemented on the French alluvial part of the Rhine river [Thierion et al., 2010].

3.2. Implementation of the Hydrosystem Model

Eau-Dyssée has been implemented at a daily time step on the Loire basin over two periods of 10 years for calibration (August 1998 - July 2008) and validation (August 1974 -

July 1984). It has also been implemented over 35 years for the test period (August 1974 - July 2009).

The drainage pattern has been obtained from a 1 km-DEM (Digital Elevation Model) using the HydroDem software [Leblois, 2008], which divides the domain into a grid containing 63 234 squared cells of 1 to 16 km^2 . Among those, 16 141 river cells are used for the river routing model.

The units, where the hydrological mass balance is computed, so called production functions, are determined by the intersection of the land use (Corine Land Cover, CLC) and the geology (INRA Soil database) using ArcGIS 9.3 software. Data extracted from CLC include 5 types of land use (see section 2.1). Data from INRA Soil database define 9 types of geological structures. After intersecting these two types of data, 21 production functions are defined for the Loire basin. As mentioned in section 2.1, the Beauce aquifer is characterized by a high infiltration rate. To account for this property, an index characterizing the capacity of the soil to infiltrate water has been used. This index, called the index of persistence and development of network (IDPR, Mardhel et al. [2006]), is based on the comparison of the density between the actual hydrographic network and the one computed from a DEM. By construction, IDPR ranges between 1 and 2000 for very high infiltration rate and runoff only, respectively. Areas where the IDPR value is less than 100 have been defined as high infiltration areas with a specific set of parameters for the associated Eau-Dyssée production function. This increases the number of production functions to 22 on the Loire basin surface. Only 12 of them are used for the surface covering the Beauce aquifer (Fig. 6).

River routing is calibrated using a relative transfer time index $I_{tr}(i)$ from one river cell i to the downstream cell i_{ds} , which is derived from the DEM slopes [Golaz-Cavazzi, 1999]:

$$I_{tr}(i) = \frac{dl}{\sqrt{\frac{|z(i)-z(i_{ds})|}{dl}} . S_{DA}(i)^\beta} \quad (3)$$

where dl [km] is the distance between the center of the two cells, $z(i)$ [km] the elevation of the cell i , S_{DA} [km^2] the accumulating upstream drainage area, and β [-] a calibration parameter (here $\beta=0.25$, Korkmaz [2007]). Then a relative transfer time index to the outlet, $I_{tr_{i \rightarrow outlet}}$, is calculated for each cell:

$$I_{tr_{i \rightarrow outlet}} = \sum_{k=i}^{outlet} I_{tr}(k) \quad (4)$$

$I_{tr_{i \rightarrow outlet}}$ is used to distribute the value of the coefficient k of the Muskingum equation (eq. 1):

$$k(i) = \frac{I_{tr_{i \rightarrow outlet}} - I_{tr_{i_{ds} \rightarrow outlet}}}{I_{tr_{max}}} T_C \quad (5)$$

where $I_{tr_{max}}$ is the maximum relative time index to the outlet, and T_C [s] the global concentration time of the basin.

The unsaturated zone model is built as a cascade of 5m-thick reservoirs. The thickness is determined as the difference between the topographic level and the piezometric head distribution that characterizes the aquifer high water level [Korkmaz et al., 2009].

The first estimate of the hydrodynamic parameters is obtained from a study whose purpose was to design a management model of the Beauce aquifer [Bonnet et al., 2004]. The initial state for the groundwater model is obtained from the piezometric map of October 1994 (Fig. 3), followed by a simulated warming-up period of four years from August

1994 to August 1998. The water content in the unsaturated zone is initialized spinning up three times the warming-up period.

Water withdrawals for drinking water supply, irrigation, and industrial needs are taken into account in the groundwater model.

4. Hybrid Fitting Methodology

As stated by *de Marsily* [1994], the parametrization of a DPBM "is created by the dataset" itself. In the case of the Loire basin, the overall length of the piezometric dataset is 39 yr (from 1970 to 2009). An enhancement of the two steps calibration/validation process was introduced by artificial intelligence methods, which consider that three subsets are needed to ensure the consistency of the model. The two first subsets, called calibration and validation, are jointly used in a first fitting step to avoid the over-fitting of the model [*Kurtulus and Flipo*, 2012], whereas a third subset substitutes the historical validation subset to ensure that the model performs fairly well on an independent dataset.

Considering the time needed for a full model run under transient conditions, the model is calibrated over 10 yr (1998-2008) and validated over another 10-yr period (1974-1984) under different forcing conditions. Finally the model is run over 39 yr (4 yr of warming-up and 35 yr of simulation) for the test scenario, which enables to check that no bias is induced by a long term simulation, especially for the overlapping calibration period (10 yr).

4.1. Calibration

The calibration methodology (Fig. 7) consists of two main steps: the surface water component calibration and the groundwater component calibration, the latter being looped inside the former one. First the global water mass balance, the concentration time of the basin (T_c), and the parameter k of the Muskingum model (Fig. 5, step 1), are pre-calibrated over the 10 yr calibration period [*Monteil et al.*, 2010]. To obtain this, gauging stations located outside the aquifer area have been used. The calibration of the global water mass balance (parameters CRT and DCRT, Fig. 5) is based on the average water flux over 10 yr at each gauging station outside the aquifer system. For this step, the assumption that the effective rainfall is instantaneously transferred to the river network is made. Afterwards, the overall concentration time of the basin and the parameter k of the Muskingum model have been calibrated at the same stations, ensuring that the simulated and observed flood peaks are synchronized. Once fitted, these parameters remain constant for the remainder of the fitting process.

The fitting of the surface and groundwater components are then looped together. The loop on the surface component is denoted by k (Fig 7, loop k), and the loop on the groundwater component is denoted by i (Fig 7, loop i), the latter being looped inside the former. A new iteration k of the surface component is started when the groundwater component is stuck around a local minimum (the choice to start a new iteration k completely relies on the modeler's knowledge). The splitting of the effective rainfall into runoff and infiltration, the fitting of the drainage coefficients of both runoff and infiltration reservoirs of the production functions (Fig. 5), and the transfer through the unsaturated zone are calibrated first. The recharge calculated at the iteration k of the surface component fitting becomes then a boundary condition for the fitting of the groundwater model. Thus, the groundwater flow calibration is conducted iteratively (Fig. 7, loop i) inside the iterative fitting of the surface component (Fig. 7, loop k). For each iteration i , a transient simulation is run over the calibration period. Statistical criteria and visual comparisons of time

series are used to assess the quality of the simulation. Two approaches are combined to calibrate the hydrodynamic parameters. The first one consists in manually changing the parameters' values, whereas the second one is based on an inversion method using SFE [*Pasquier and Marcotte*, 2006]. The choice of the method is based on the modeler's knowledge. The two methods are described in the following two subsections. After modifying the hydrodynamic parameters, another iteration is run until the fit is considered satisfactory based on empirical expert knowledge. This stops the overall fitting process.

Performances of the transitory simulation (Fig. 7, loop i) are evaluated using statistical criteria computed at each gauging station for the discharge and at each piezometer for the hydraulic head. The criteria used to assess the quality of the simulated discharges are the relative bias, the Nash-Sutcliffe efficiencies [*Nash and Sutcliffe*, 1970], and the correlation coefficients computed on daily values. Nash-Sutcliffe efficiencies have also been computed on log-transformed values of discharges to increase the weight of the low flow period in the objective function. Criteria computed at piezometers are the absolute bias, the root mean square errors (RMSE) and the correlation coefficients on weekly values [*Flipo et al.*, 2005; *Saleh et al.*, 2011]. Bias and RMSE are calculated at each piezometer and also with all the piezometric head time series merged together. Due to its mathematical non-additivity, the correlation coefficient is calculated only at each piezometer. To obtain an overview of the simulation quality, the number of piezometers where the correlation coefficient is higher than 0.9 are counted ($N_{\rho>0.9}$). Another criteria is $N_{\sigma[0.8;1.2]}$, which is the number of stations where the ratio of the standard deviation of the simulated time series by the standard deviation of the observed ones ranges between 0.8 and 1.2. It gives an assessment on how well the model reproduces the variability of the observed piezometric heads.

The purpose of the calibration is to improve these criteria and also the visual comparison between observations and simulated time series. As it is usually the case for this kind of complex study, the pragmatic methodology does not ensure to find the absolute optimum, but aims at getting close to it.

4.1.1. Manual Calibration

The principle of manual calibration is to tune the transmissivity or the storage coefficient distribution based on hydrogeologist expert knowledge that takes into account the aquifer functioning at a regional scale using the reference piezometric map (Fig. 3). Statistical criteria and visual comparison of time series are also used to quickly identify where parameters need to be tuned. For instance, bias and RMSE indicate where the transmissivity (T) should be modified. The ratio between observed and simulated standard deviation at a piezometer is used as an indicator to identify where the storage coefficient (S) needs to be modified locally.

4.1.2. Inversion of Low Flow Piezometric Head Distribution

The inversion by SFE is used to automatically calibrate the transmissivity field. These method, similar to the one used by *Ponzini and Lozej* [1982], compares reference and simulated piezometric head gradient distributions to locally modify transmissivity without the usage of a non-linear optimization technique. *Vassena et al.* [2008] show that this method is easy to use and convenient for a relatively large aquifer unit (Tab. 1). SFE couples an iterative algorithm of inversion with a finite element model that solves the diffusivity equation. For the purpose of this study the same iterative algorithm has been coupled with a finite volume version of the SAM model (see section 3.1), which solves the system of equations under steady-state conditions.

The iterative inversion algorithm consists of two main steps. First an initial transmissivity field (seed field) is needed to initialize the inversion process. The reference hydraulic head gradient distribution is calculated with the reference piezometric map. At iteration $i+1$, a steady-state solution of the diffusivity equation is calculated using the transmissivity field of iteration i . If the resulting head distribution matches the reference one, the inversion stops. Otherwise, the transmissivity field is modified according to the ratio of the simulated gradient by the reference one weighted with an additive coefficient w to avoid numerical divergences. Then the next iteration starts and so on until every piezometric head calculated at the center of each cell equals $h^{Ref} \pm \epsilon$, ϵ being the stopping criteria [m].

This algorithm has been implemented on a 1×1 km squared-cell mesh (8578 cells) where inter-cells transmissivities are computed. Data and parameters needed to run the inversion process are the reference piezometric map, the seed transmissivity field, and the recharge distribution. For the inversion, the boundary conditions have been defined as no flux at the border of the domain and imposed hydraulic heads at each river cell.

The reference piezometric map is defined by the projection of the low water piezometric map from October 1994 on the inversion mesh (Fig. 3).

4.1.3. Analysis of the Calibration Process

The analysis of the calibration process aims at investigating the following aspects:

1. usually the inverse problem is solved under steady state conditions only (around 75 % of the papers referenced in Tab. 1), which does not allow for fitting the storage coefficient. The effect of the storage coefficient on calibration is thus quite unclear ;

2. the solution of the inverse problem using SFE with no *a priori* transmissivity data for each flow tube is not unique [Marcotte and Pasquier, 2007; Pasquier and Marcotte, 2006; Ponzini et al., 2007] ;

3. the inversion is based on an approximated recharge estimate, which is usually not distributed. Assessing the distribution of the recharge significantly improves the performance of the inversion method [Zimmerman et al., 1998].

The hybrid fitting of the hydrosystem model involves 122 transient-condition simulations (Fig. 9). Nine simulations have been selected to illustrate three aspects of model sensitivity:

1. the sensitivity to the storage coefficient (simulations α , Tab. 2),
2. the sensitivity to the transmissivity field (simulations β , Tab. 2),
3. the sensitivity to the recharge estimate used for the inversion process (simulations γ , Tab. 2).

The simulation *Sim.00* corresponds to the simulation initialized with parameters derived from the study by Bonnet et al. [2004] (denoted by T_0 , Tab. 2). *Sim.04* is the simulation displaying the best performances (RMSE, bias, $N_{p>0.9}$, $N_{\sigma[0.8;1.2]}$). This simulation uses a manually calibrated storage coefficient field and a transmissivity field derived from the combination of steady-state inversion and manual calibration.

Sensitivity to the storage coefficient is illustrated with simulations *Sim.00*, *Sim.01*, *Sim.04* and *Sim.05* (simulations α , Tab. 2). *Sim.00* and *Sim.01* are run with the same transmissivity field (initial field T_0 , Tab. 2) and different storage coefficient distributions (initial field, S_0 , for the first one, and the one derived from manual calibration, S_f , for the second one). In the same way, *Sim.04* and *Sim.05* are run with the calibrated transmissivity field (T_f) and the calibrated or the initial storage coefficient distribution (S_f or S_0 , Tab. 2). The purpose is to illustrate the effect of the storage coefficient calibration for two transmissivity fields.

The transmissivity calibration combines manual calibration and inversion process. The sensitivity to transmissivity

fields is illustrated by the simulations β in Tab. 2: *Sim.01* uses the initial one (T_0), whereas *Sim.04* uses the calibrated one (T_f). These two simulations illustrate the improvement achieved through transmissivity calibration. The sensitivity of the inversion process to the seed transmissivity field is investigated under transient conditions corresponding to three simulations: *Sim.02*, *Sim.03* and *Sim.06*. Three kinds of seed transmissivity fields have been used: uniform value (*Sim.02*), initial transmissivity field (T_0 , *Sim.03*), and reference transmissivity field (T_f , *Sim.06*).

Simulations γ show certain aspects of the sensitivity to the recharge estimate. The recharge distribution is defined in order to correspond to a steady state that represents low water conditions. In order to assess the sensitivity to the recharge estimate, four cases of inversion have been tested with the same seed transmissivity field and different recharge estimates. Simulations *Sim.07* and *Sim.09* consider the infiltration from the surface module to the top of the unsaturated zone, whereas simulations *Sim.06* and *Sim.08* take into account the delay induced by the transfer through the unsaturated zone and consider the flux from the unsaturated zone towards the top of the aquifer unit. These fluxes have been averaged over ten years (1998-2008) considering two periods: either the whole year, or the five months (May-September) before the time when the reference piezometric map was initially sampled (17 October - 04 November 1994). The purpose of this sensitivity analysis is to assess the impact on the recharge estimate of, first, the delay induced by the unsaturated module, and, second, the effect of time averaging.

4.2. Validation and Test of the Calibrated Model

The calibrated model is used over a 10-yr period (August 1974 to July 1984) to validate the parameter distribution. The initial state of the simulation is obtained after a 4-yr warming-up period (August 1970 to July 1974). The piezometric head distribution of August 1970 has been set equal to the one of August 2004. Indeed, the piezometric heads of August 2004 are very close to those of August 1970 because the aquifer unit follows a decreasing trend, which starts from approximately the same level in both cases.

Between 1975 and 1998, only the total amount of annual water withdrawn for irrigation is known over the Beauce area without any information on the spatial distribution. To obtain a spatial distribution for these years, the distribution has been set equal to the one of 1998. Furthermore at each water withdrawal location, the amount of pumped water has been set equal to the one of 1998, weighted by the ratio of the total water withdrawal of the current year divided by the total water withdrawal of 1998. The amount of pumped water for water supply and industrial needs are taken equal to the one of 1998. These withdrawal estimates might introduce uncertainties in the simulation results because the location of the pumping wells is supposed to be unchanged, and also because the withdrawn volume is approximated. To assess the influence of the water withdrawn estimates on the simulation results, two simulations are run: one taking into account the estimated water withdrawals, and the other one not.

Data time series are available over a 39 yr-period (1970-2009). To benefit from the length of this dataset, a test simulation of 35 yr (August 1974 to July 2009) has been run to ensure that the model has no long term divergence. The methodology is the same as for the validation, with the initial state computed on a 4-yr warming-up period (August 1970 to July 1974). The validation and test simulations are compared to observed piezometric time series: 53 between 1974 and 1984 (validation) and 78 between 1974 and 2009 (test).

5. Hydrosystem Model Performances

5.1. Short Overview of the Surface Model performances

As stated in section 4.1, the global water mass balance, the concentration time of the basin (T_C), and the parameter k of the Muskingum model, are pre-calibrated over the 10 yr calibration period (For more detail on this part of the work, see *Monteil et al.* [2010]). Only a brief summary is given in this section). 83 gauging stations located outside the aquifer area have been used (Fig. 8). The assumption that the effective rainfall is instantaneously transferred to the river network is made.

T_C , has been calibrated to 7 days [*David et al.*, 2011]. Values of the Muskingum coefficient k range between 500 s and 2000 s, equivalent to velocity ranging from 0.5 to 2 $m.s^{-1}$ for the 1×1 km grid [*Monteil et al.*, 2010]. Fig. 8 displays the absolute discharge bias distribution at gauging stations out of the aquifer system. Most of the bias (69 among 83) are between -2 and +2 $m^3.s^{-1}$, which indicates that the model correctly simulates the global in-stream amount of water. Most of the stations exhibiting an absolute bias between 2 and 9 $m^3.s^{-1}$ are located on the Vienne river, where many hydraulic works, and especially small reservoirs, are not taken into account in the model. The gauging station located on the Loire river upstream of the aquifer system has a bias of 10.6 $m^3.s^{-1}$, which corresponds to 3.6 % of the main discharge. Finally, the absolute discharge bias at the outlet of the bassin is 24.1 $m^3.s^{-1}$, which corresponds to 2.5 % of the main discharge. We assume that part of the bias is due to water storage in the aquifer system, which increases the transfer time of infiltrated water.

5.2. Groundwater Model Calibration Results

The groundwater model calibration process leads to transmissivity and storage coefficient distributions (Fig. 10) that better represent the piezometric head variations than the initial ones derived from *Bonnet et al.* [2004] (Tab. 3). The parameter distributions are partly refined by the use of the automated inversion method, but the final parameter sets are obtained with a final trial and error process (see *Sim.04*, Tab. 2). Thus the automated inversion method by SFE is not robust enough to determine the ‘best’ transmissivity field. This issue will be discussed in the next subsections. The calibrated model is referred to as *Sim.04* in the remainder of the paper (Tab. 2 & 3). Over 50% of the piezometer time series have a correlation coefficient above 0.9 and 83% above 0.7. For *Sim.04*, the global piezometric head RMSE is 2.2 m (Tab. 3). The bias distribution at piezometer locations was significantly improved by the calibration process (Fig. 11a&b). Indeed for the initial parameter distributions, the total bias and RMSE are -4.8 m and 6.8 m respectively, whereas they reach -0.6 m for the bias and 2.2 m for the RMSE after calibration. The main improvements are located in the center of the modeled area, which corresponds to the moving piezometric crest between the north-eastern and the south-western part of the aquifer (Fig. 11a&b). Finally 41% of the piezometer time series have an RMSE below 1 m and 78% below 2 m. The global piezometric head RMSE is plotted at a weekly time step for the simulations *Sim.00* and *Sim.04* (Fig. 12). The global RMSE increases continuously over the calibration period for *Sim.00* (from 5.2 to 7.8 m, Fig. 12). It remains stable around 2.2 m for the calibrated model (*Sim.04*, Fig. 12). This clearly displays the stability of the fitted model. These results are satisfactory considering that piezometric heads are computed on 1 to 16 km^2 cells whereas the observed time series are local measurements.

5.3. Analysis of the Groundwater Model Calibration Process

Sensitivity results are presented in Table 3. As an example, Figure 13a displays the evolution of the piezometric head at one piezometer throughout the overall calibration

process. Figure 13a also illustrates the sensitivity of the piezometric head to different parameter distributions. Criteria obtained from the 122 simulations are displayed in Figure 9, which exhibits the criteria clouds, as well as the associated Pareto fronts. *Sim.04* is located in the optimum of the Pareto front (Fig. 9a) and achieves satisfactory performances with the criteria linked to variance analysis ($N_{\rho>0.9}$ and $N_{\sigma[0.8;1.2]}$, Fig. 9b).

5.3.1. Sensitivity to Storage Coefficient

The manual calibration of the storage coefficient field significantly improves the dynamics of the simulated time series (Fig. 13a). Indeed the simulated spatio-temporal shape of the piezometric head distribution better matches the one of the observations for *Sim.01* than for *Sim.00*. This is the case in terms of both the global trend and the annual variations of the piezometric heads. Even if, globally the bias and the RMSE are not improved by the storage coefficient distribution, it significantly improves the quality of the overall dynamics of the system, because $N_{\sigma[0.8;1.2]}$ increases from 16 to 30 between the two simulations (see α , Tab. 3). For each piezometer the base level of piezometric head is controlled by the transmissivity field, which locally modifies the piezometric gradients. This involves that the storage coefficient does not affect the global bias significantly (see simulations α in Tab. 3).

Simulations *Sim.05* and *Sim.04* use the calibrated transmissivity field with different storage coefficient distributions. As stated previously, the storage coefficient distribution has little influence on the criterias. The global bias remains constant around -0.6 m for both simulations. The global RMSE equals 2.5 m and 2.2 m. The impact on standard deviation is more visible with $N_{\sigma[0.8;1.2]}$, which increases from 9 to 37 between the two simulations. Finally, the combination of the transmissivity field and the storage coefficient leads to satisfactory statistical criteria (see *Sim.04* in Tab. 3).

5.3.2. Sensitivity to Transmissivity

Figure 13a and Table 3 indicate that the inversion by successive flux estimation (SFE) is very sensitive to the initial seed transmissivity field. The comparison between *Sim.01* and *Sim.04* shows the effect of the transmissivity field calibration on global statistical criteria (see β , Tab. 3): the bias decreases from -4.8 m to -0.6 m, and the RMSE from 6.7 m to 2.2 m. As stated previously, the four criteria have been significantly improved due to the fact that the transmissivity field plays a major role in fitting the local average level of the piezometric head (Fig. 13a). The comparison of all simulations (*Sim.00* to *Sim.04*) also shows that the transmissivity field has a more important impact on global criteria than the storage coefficient (Tab. 3). The transmissivity field permits to fit the low frequency signal for long term filtering of the recharge signal, whereas the storage coefficient filters the signal with a higher frequency.

Once the model has been fit, three simulations (*Sim.02*, *Sim.03* and *Sim.06* in Tab. 2) are run to better understand the impact of the seed transmissivity field on the inversion results. A simulation using an inversion with a realistic transmissivity value as a seed field (*Sim.02*) leads to a better RMSE than a simulation using inversion from the initial seed transmissivity field from *Bonnet et al.* [2004] (*Sim.03*), although $N_{\rho>0.9}$ increases with the use of a distributed seed field. The best results of the automated inversion are obtained with the final transmissivity field (T_f) as a seed field (*Sim.06*). From a pragmatical perspective, these results confirm the non-uniqueness of the inversed transmissivity field obtained with the SFE method [*Giudici and Vassena*, 2008; *Marcotte and Pasquier*, 2007; *Ponzini et al.*, 2007; *Vassena et al.*, 2008].

5.3.3. Sensitivity to Recharge Estimate

The final transmissivity field is not derived from an automated inverse calibration, but from a hybrid one. This is partly due to the difficulty of estimating an appropriate distributed recharge field corresponding to the approximated low water level of October 1994, which was used as a reference map. Simulations γ (Tab. 3) show that the misestimate of the recharge distribution leads to a higher global RMSE (ranging between 3.2 and 3.8 m). $N_{\rho>0.9}$ also decreases for all scenarios of recharge estimates.

When mean annual infiltration is considered, the model provides very similar results, whether the recharge is defined at the top or at the bottom of the unsaturated component (bias of -0.2 m for *Sim.07* and -0.3 m for *Sim.08*, Tab. 3). The results are improved when considering a recharge coming from the unsaturated model for a shorter period of time (May-September). Indeed, the bias is negative for *Sim.08* (-0.3 m), which suggests that the transmissivity field tends to let the water flow, because the recharge is overestimated when considering the annual average. The bias is slightly positive for *Sim.06* (0.02 m), which means that the recharge definition for low water conditions has been improved. Not taking into account the unsaturated zone (*Sim.09*) induces a recharge underestimation that leads to poor results (RMSE of 3.8 m, bias of 0.8 m) because the model overestimates time transfer, so that it tends to keep the water in the aquifer by underestimating transmissivity.

Hence, the difficulty of assessing the distributed recharge for the inversion process turns out to be one of the major arguments for the usage of a coupled approach (manual and automated) for hydrosystem model fitting. Even if the problem can be solved theoretically, this is not achievable when dealing with a real case study, because the recharge distribution, which is a boundary condition, contains uncertainties that are difficult to quantify. The problem of hydrosystem fitting turns then to be at the first order a measurement problem and only at the second order a computational issue, which involves the choice of a pertinent methodology.

5.4. Validation and Test Results

The validation criteria are close to those of the calibration (Tab. 3): bias of -1.5 m instead of -0.6 m, and RMSE of 2.8 m instead of 2.2 m. The bias distribution (Fig. 11c) is also very close to the one of the calibration period (Fig. 11b). Slight discrepancies between the two simulations are located around the piezometric crest between Seine and the Loire basins, which corresponds to the area where uncertainties about the boundary conditions of each hydrosystem are the highest. Another source of uncertainty might also be due to withdrawal overestimations or/and mis-locations.

Criteria for the test period (35 yr) are similar to those of the calibration period, and slightly better than the validation ones (bias of -0.7 m and RMSE of 2.6 m). It seems that there is no long term divergence in the model. Indeed, Fig. 13c shows that the test simulation taking into account water withdrawals is close to the calibration simulation for the last ten years of the test simulation. The long term hydraulic head trends are also well simulated by the fitted model. The bias distribution of the test simulation is also close to the calibration and validation distributions (Fig. 11b, c & d). The trends of the aquifer fluctuations are well reproduced with periods of aquifer recharge and drainage (Fig. 13c). The bias distribution is also close to the distribution resulting from the calibration and is rather uniformly distributed over 78 piezometers (Fig. 11d).

Accounting for water withdrawals in the simulation (Tab. 3) decreases the test performances in terms of bias (-0.7 m instead of 0.5 m without pumping) and RMSE (2.6 m

instead of 2.5 m), but improves the number of well correlated time series ($N_{\rho>0.9}$ equals 25 instead of 22), as well as their local variability ($N_{\sigma[0.8;1.2]}$ raising from 9 to 40). For the simulated piezometric head time series (Fig. 13c), accounting for water withdrawals in the simulation reduces the piezometric head of 1.2 m in average, and up to 2 m in the worst cases (see for instance the period of August 1993, Fig. 13c). This comparison indicates there was already an intensive anthropogenic use of water resources during the 70's and 80's.

6. Aquifer Mass Balance

Figure 14 displays the mean piezometric head simulated over 35 yr (Fig. 14a) and the associated standard deviation (Fig. 14b). These two maps are very similar to those established for the calibration period. The aquifer is drained in the North by the Seine river and in the South by the Loire river. Higher standard deviations are simulated in the south-eastern part of the aquifer. As expected, the piezometric heads are higher than those of the piezometric map of October 1994 (Fig. 3), which corresponds to low water conditions.

An application of the fitted model is to calculate the evolution of the water mass balances over the whole Beauce hydrosystem for the 35 yr at a yearly time step (Fig. 15). Over the years 1974 to 2009, mean precipitation reaches 696 mm.yr^{-1} of which 77 % evaporates. The remainder is partitioned between runoff (4 %, 28 mm.yr^{-1}) and infiltration towards the saturated zone (19 %, 132 mm.yr^{-1}). The outflow coming from the saturated zone towards the surface water due to springs and wetlands is 107 mm.yr^{-1} . Aquifer water withdrawals are 22 mm.yr^{-1} (3 % of the rainfall), which corresponds to 17 % of the infiltration flux. Finally, the volume of water stored in the aquifer increases by 4 mm.yr^{-1} which represents only 1 % of the total amount of rainfall over this period, or 3 % of the infiltration (Fig. 15).

Figure 15 indicates that the different components of the water mass balance fluctuate around these mean values. The question then remains to understand whether or not there is a trend towards water resources decrease due to climate change or anthropogenic overexploitation. To analyze the temporal variability of the water cycle more precisely, a linear model of co-regionalization [*de Fouquet et al.*, 2007, 2011; *Polus et al.*, 2011] is fitted for the effective rainfall, the infiltration and the variation of storage (Fig. 16) using three components: a nugget effect, a linear component and a periodic component. The maximum time lag is 20 yr for analyzing the 35 yr of the simulation.

First there is no linear component resulting from the fitting, which means that the water cycle components are stationary (the mean value is defined for the 35 yr period of time). The total sills for effective rainfall, aquifer recharge and stock variation are 9239, 5023 and 3106 (mm.yr^{-1})², respectively (corresponding to 96, 71 and 56 mm.yr^{-1}). Then, it appears that most of the variance of each water cycle component is modeled by a nugget effect: 67 % for the effective rainfall, 59 % for the recharge and 65 % for the storage variation. The remainder of each variance is explained by a periodic component, which has a 17.2 yr period. The amplitudes of the periodic component are 48, 39 and 28 mm.yr^{-1} , respectively. This periodic component may be correlated to long term climate variation, but it has to be confirmed on longer time series (35 yr are not sufficient to bring to light a 17.2 yr-period of time). It also appears that the statistical components of each water cycle component are positively correlated, the correlation coefficient being systematically above 0.87.

Tab. 4 summarizes the statistical analysis of the three water cycle components of interest. Due to the stationarity of the linear model of co-regionalization, it can be stated that

the hydrosystem model simulates a long term slight increase of water resources (mean storage variations of 4 mm.yr^{-1}). Water mass balance is very sensitive to the time period over which it is calculated. In our case study, the standard deviation of the storage variation (56 mm.yr^{-1} , Tab. 4) is one order of magnitude higher than the average value (4 mm.yr^{-1} , Tab. 4). It means that depending on the time lag taken to calculate the water mass balance, the storage variation can be either positive or negative. Assuming that the hydrosystem model calculates an accurate storage variation (the internal model errors potentially being greater than the slight storage variation of 4 mm.yr^{-1}), there is no obvious trend of water resource decrease over the 35-yr period of time, neither due to climate nor to human activities.

7. Conclusion

The case study presented here demonstrates that a hybrid fitting method is a useful approach for parametrizing a comprehensive model to represent the complexity in real hydrosystems. In this study, a state-of-the-art hybrid fitting methodology for a hydrosystem containing a mono layer aquifer system was developed for the Beauce area (8000 km^2). The methodology also integrates recent developments in soft computing by means of a third dataset for ensuring a proper fitting of the model. Moreover the method fully takes advantage of all available data (piezometric time series, low water regime piezometric maps, discharge hydrographs).

Using an automated inversion method significantly improves the time spent to calibrate the model. The usage of a transient inversion technique is not justified for real case hydrosystem modeling, because the transmissivity field has a more important impact on global criteria than the storage coefficient (Tab. 3). This is due to the fact that the transmissivity field permits to fit the low frequency signal for long term filtering of the recharge signal, whereas the storage coefficient filters the signal with a higher frequency. For long term insight into aquifer system functioning, the priority is thus to first fit the transmissivity field. For the problem of model fitting it is of primary importance to accurately assess the boundary conditions and especially the distributed aquifer recharge.

Finally, the fitted hydrosystem model simulates a mean global water storage increase of 4 mm.yr^{-1} over the period 1974-2009. Assuming that the internal model errors are negligible, it means that there is no trend of water resources decrease leading to scarcity over the 35-yr period, neither due to climate nor to human activities.

Acknowledgments. This work is a contribution to a collaborative research project between EDF Research & Development, BRGM (French Institute for Geology and Mineral Resources), Loire-Bretagne Water Authority, DREAL Loire-Bretagne, Météo-France and Geosciences Department of MINES ParisTech, aiming at assessing the aquifer system contribution to the in-stream low flow discharge distribution in the Loire Basin. These institutions are kindly thanked for having provided abundant information and data about the Loire basin. We would like to thank Nicolas Dessais for the adjustment of the linear model of co-regionalization and Angela Armakola for revising the english version of the paper.

References

- Abbott, M., J. Bathurst, J. Cunge, P. O'Connell, and J. Rasmussen (1986a), An introduction to the European Hydrological System. 1. History and philosophy of a physically based distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, *87*, 45–59.
- Abbott, M., J. Bathurst, J. Cunge, P. O'Connell, and J. Rasmussen (1986b), An introduction to the European Hydrological system. 2. Structure of a physically based distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, *87*, 61–77.
- Ackerer, P., and F. Delay (2010), Inversion of a set of well-test interferences in a fractured limestone aquifer by using an automatic downscaling parameterization technique, *Journal of Hydrology*, *389*, 42–56.
- Ahmed, S., and G. de Marsily (1993), Cokriged estimation of aquifer transmissivity as an indirect solution of the inverse problem: A practical approach, *Water Resources Research*, *29*(2), 521–530, doi:10.1029/92WR00226.
- Alcolea, A., J. Carrera, and A. Medina (2006), Pilot points method incorporating prior information for solving the groundwater flow inverse problem, *Advances in Water Resources*, *29*(11), 1678 – 1689.
- Anderton, S., J. Latron, and F. Gallart (2002a), Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model, *Hydrol. Process.*, *16*, 333–353.
- Anderton, S., J. Latron, S. White, P. Llorens, F. Gallart, C. Salvany, and P. O'Connell (2002b), Internal evaluation of a physically based distributed model using data from a Mediterranean mountain catchment, *EGS*, *6*(1), 67–83.
- Ayvaz, M. T., H. Karahan, and M. M. Aral (2007), Aquifer parameter and zone structure estimation using kernel-based fuzzy c-means clustering and genetic algorithm, *Journal of Hydrology*, *343*, 240–253.
- Beven, K. (1989), Changing ideas in hydrology. The case of physically-based model, *Journal of Hydrology*, *105*, 157–172.
- Beven, K. (2006), On undermining science?, *Hydrological Processes*, *20*, 3141–3146.
- Boesten, J. (2000), Modeller subjectivity in estimating pesticide parameters for leaching models using the same laboratory data set, *Agricultural Water Management*, *44*(1-3), 389–409.
- Bonnet, M., S. Floriat, and L. Demongodin (2004), Reprise du modèle de gestion de la nappe de Beauce. Phase 1 - Calage en régime permanent et transitoire, *Tech. Rep. RPP04M026b*, AELB, 169p., 21 fig., 5 tab., 9 ann, Orléans, France.
- Boukerna, B. (1987), Modélisation des écoulements superficiels et souterrains dans le sud-ouest de la France : approche du bilan hydrique, Ph.D. thesis, ENSMP.
- Boyle, D., Gupta, and S. H.V., Sorooshian (2000), Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods, *Water Resources Research*, *36*(12), 3663–3674.
- Capilla, J., J. Gomez-Hernandez, and A. Sahuquillo (1997), Stochastic simulation of transmissivity fields conditional to both transmissivity and piezometric data 2. Demonstration on a synthetic aquifer, *Journal of Hydrology*, *203*, 175–188.
- Carrera, J., and S. Neuman (1986), Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 3. application to synthetic and field data, *Water Resources Research*, *22*(2), 228–242.
- Carrera, J., A. Alcolea, A. Medina, J. Hidalgo, and L. J. Slooten (2005), Inverse problem in hydrogeology, *Hydrogeology Journal*, *13*, 20622.
- Cooley, R. (1985), A comparison of several methods of solving nonlinear regression groundwater flow problems, *Water Resources Research*, *21*(10), 1525–1538.
- Cooley, R., and M. Hill (2000), Comment on RamaRao et al. [1995] and LaVenue et al. [1995], *Water Resources Research*, *36*(9), 2795–2797.
- Cooley, R., L. Konikow, and R. Naff (1986), Nonlinear-regression groundwater flow modeling of a deep regional aquifer system, *Water Resources Research*, *22*(13), 1759–1778.
- Dachary, M. (1993), *Encyclopedie*, AXIS.
- Dagan, G. (1985), Stochastic modeling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities: The inverse problem, *Water Resources Research*, *21*(1), 65–72.
- David, C. H., F. Habets, D. R. Maidment, and Z.-L. Yang (2011), RAPID applied to the SIM-France model, *Hydrological Processes*, *25*(22), 3412–3425, doi:10.1002/hyp.8070.
- de Fouquet, C., D. Gallois, and G. Perron (2007), Geostatistical characterization of the nitrogen dioxide concentration in an urban area. part I: spatial variability and cartography of the annual concentration, *Atmospheric Environment*, *41*(32), 6701–6714.
- de Fouquet, C., L. Malherbe, and A. Ung (2011), Geostatistical analysis of the temporal variability of ozone concentrations. comparison between CHIMERE model and surface observations, *Atmospheric Environment*, *45*(20), 3434–3446.

- de Marsily, G. (1978), De l'identification des systèmes hydrogéologiques, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- de Marsily, G. (1986), *Quantitative Hydrogeology - Groundwater Hydrology for Engineers*, Academic Press.
- de Marsily, G. (1994), Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie, *Revue des Sciences de l'Eau*, 7, 219–234.
- de Marsily, G. (2008), Eau, changements climatiques, alimentation et évolution démographique, *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science*, 21(2), 111–128.
- de Marsily, G., E. Ledoux, A. Levassor, D. Poitral, and A. Salem (1978), Modelling of large multilayered aquifer systems: Theory and applications, *Journal of Hydrology*, 36, 1–34.
- de Marsily, G., J.-P. Delhomme, F. Delay, and A. Buoro (1999), Regards sur 40 ans de problèmes inverses en hydrogéologie, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des plantes / Earth and Planetary Sciences*, 329, 73–87.
- Delfs, J., C. Park, and O. Kolditz (2009), A sensitivity analysis of hortonian flow, *Advances in Water Resources*, 32(9), 1386–1395, doi:10.1016/j.advwatres.2009.06.005.
- Deschênes, J., J.-P. Villeneuve, E. Ledoux, and G. Girard (1985), Modeling the Hydrologic Cycle: The MC Model. Part I - Principles and Description, *Nordic Hydrology*, 16, 257–272.
- Distefano, N., and A. Rath (1975), An identification approach to subsurface hydrological systems, *Water Resources Research*, 11(6), 1005–1012.
- Doherty, J. (2003), Ground water model calibration using pilot points and regularization, *Groundwater*, 41(2), 170–177.
- Ebel, B., and K. Loague (2006), Physics-based hydrologic-response simulation: Seeing through the fog of equifinality, *Hydrol. Process.*, 20, 2887–2900.
- Ebel, B. A., B. B. Mirus, C. S. Heppner, J. E. VanderKwaak, and K. Loague (2009), First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water-groundwater interactions: parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach, *Hydrological Processes*, 23, 1949–1959, doi:10.1002/hyp.7279.
- Efstratiadis, A., and D. Koutsoyiannis (2010), One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: A review, *Hydrological Sciences Journal*, 55(1), 58–78.
- Efstratiadis, A., I. Nalbantis, A. Koukouvinos, E. Rozos, and D. Koutsoyiannis (2008), HYDROGEIOS: A semi-distributed GIS-based hydrological model for modified river basins, *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 989–1006.
- Emsellem, Y., and G. de Marsily (1971), An automatic solution for the inverse problem, *Water Resources Research*, 7(5), 1264–1283.
- Flipo, N., S. Even, M. Poulin, and E. Ledoux (2005), Hydrological part of CaWaQS (CAatchment Water Quality Simulator): fitting on a small sedimentary basin., *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 29(2), 768–772.
- Flipo, N., S. Even, M. Poulin, S. Théry, and E. Ledoux (2007a), Modelling nitrate fluxes at the catchment scale using the integrated tool CAWAQS, *Sci Total Environ*, 375, 69–79, doi:10.1016/j.scitotenv.2006.12.016.
- Flipo, N., N. Jeannée, M. Poulin, S. Even, and E. Ledoux (2007b), Assessment of nitrate pollution in the Grand Morin aquifers (France): combined use of geostatistics and physically-based modeling, *Environ Pollut*, 146(1), 241–256, doi:10.1016/j.envpol.2006.03.056.
- Freeze, R. (1971), Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, *Water Resources Research*, 7(2), 347–366.
- Frind, E., and G. F. Pinder (1973), Galerkin solution of the inverse problem for aquifer transmissivity, *Water Resources Research*, 9(5), 1397–1410.
- Furman, A. (2008), Modeling coupled surface-subsurface flow processes: A review, *Vadose Zone J.*, 7(2), 741–756, doi:10.2136/vzj2007.0065.
- Garcia, L. A., and A. Shigidib (2006), Using neural networks for parameter estimation in ground water, *Journal of Hydrology*, 318, 215–231.
- Gill, M., Y. Kaheil, A. Khalil, M. McKee, and L. Bastidas (2006), Multiobjective particle swarm optimization for parameter estimation in hydrology, *Water Resources Research*, 42, W07417.
- Girard, G., E. Ledoux, and J.-P. Villeneuve (1980), An integrated rainfall, surface and underground runoff model, *La Houille Blanche*, 4/5, 315–320.
- Giudici, M., and C. Vassena (2006), dsm.f90: A computer code for the solution of an inverse problem of ground water hydrology by the differential system method, *Computers and Geosciences*, 32, 1709–1719.
- Giudici, M., and C. Vassena (2008), Spectral analysis of the balance equation of ground water hydrology, *Trans Porous Med*, 72, 171–178.
- Giudici, M., G. Morossi, G. Parravicini, and G. Ponzini (1995), A new method for the identification of distributed transmissivities, *Water Resources Research*, 31(8), 1969–1988.
- Giudici, M., F. Delay, G. de Marsily, G. Parravicini, G. Ponzini, and A. Rosazza (1998), Discrete stability of the differential system method evaluated with geostatistical techniques, *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 12(3), 191–204.
- Goderniaux, P., S. Brouyre, H. Fowler, S. Blenkinsop, R. Therrien, P. Orban, and A. Dassargues (2009), Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves, *Journal of Hydrology*, 373(1-2), 122–138.
- Golaz-Cavazzi, C. (1999), Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône, Ph.D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Gomez, E., E. Ledoux, P. Viennot, C. Mignolet, M. Benoît, C. Bornerand, C. Schott, B. Mary, G. Billen, A. Ducharme, and D. Brunstein (2003), Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique: Application au bassin de la Seine, *La Houille Blanche*, 3-2003, 38–45.
- Gomez-Hernandez, J., A. Sahuquillo, and J. Capilla (1997), Stochastic simulation of piezometric fields conditional to both transmissivity and piezometric data—I. theory, *Journal of Hydrology*, 203, 162–174.
- Gonzalez, R. V., M. Giudici, G. Ponzini, and G. Parravicini (1997), The differential system method for the identification of transmissivity and storativity, *Transport in Porous Media*, 26, 339–371.
- Gupta, H., S. Sorooshian, and P. Yapo (1998), Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resources Research*, 34(4), 751–763, cited By (since 1996) 409.
- Habets, F., P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan, and C. Ottlé (1999), Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin., *Journal of Geophysical Research*, 104 (D24), 31,145–31,172.
- Hefez, E., U. Shamir, and J. Bear (1975), Identifying the parameters of an aquifer cell model, *Water Resources Research*, 11(6), 993–1004.
- Heidari, M., and S. R. Ranjithan (1998), A hybrid optimization approach to the estimation of distributed parameters in two-dimensional confined aquifers, *Journal of the American Water Resources Association*, 34(4), 909–920.
- Hendricks Franssen, H., A. Alcolea, M. Riva, M. Bakr, N. van der Wiel, F. Stauffer, and A. Guadagnini (2009), A comparison of seven methods for the inverse modelling of groundwater flow. application to the characterisation of well catchments, *Advances in Water Resources*, 32, 851–872.
- Hernandez, A., S. Neuman, A. Guadagnini, and J. Carrera (2003), Conditioning mean steady state flow on hydraulic head and conductivity through geostatistical inversion, *Stoch Environ Res Risk Assess*, 17, 329–338.
- Heuvelmans, G., B. Muys, and J. Feyen (2006), Regionalisation of the parameters of a hydrological model: Comparison of linear regression models with artificial neural nets, *Journal of Hydrology*, 319(1-4), 245–265.
- Hoeksema, R., and P. Kitanidis (1985), Comparison of gaussian conditional mean and kriging estimation in the geostatistical solution of the inverse problem, *Water Resources Research*, 21(6), 825–836.
- Hundecha, Y., and A. Bárdossy (2004), Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model, *Journal of Hydrology*, 292(1-4), 281–295, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.01.002.
- Hunt, R., J. Doherty, and M. Tonkin (2007), Are models too simple? Arguments for increased parameterization, *Groundwater*, 45(3), 254–262.
- Jang, J. (1996), Input selection for ANFIS learning, *IEEE International Conference on Fuzzy Systems*, 2, 1493–1499.

- Karahan, H., and M. T. Ayvaz (2008), Simultaneous parameter identification of a heterogeneous aquifer system using artificial neural networks, *Hydrogeology Journal*, 16, 817–827.
- Kholghi, M., and S. M. Hosseini (2006), Estimation of aquifer transmissivity using kriging, artificial neural network, and neuro-fuzzy models, *Journal of Spatial Hydrology*, 6, 68–81.
- Khu, S.-T., H. Madsen, and F. di Piero (2008), Incorporating multiple observations for distributed hydrologic model calibration: An approach using a multi-objective evolutionary algorithm and clustering, *Advances in Water Resources*, 31, 1387–1398.
- Kitanidis, P., and E. Vomvoris (1983), A geostatistical approach to the inverse problem in groundwater modeling (steady state) and one-dimensional simulations, *Water Resources Research*, 19(3), 677–690.
- Kolditz, O., J. Delfs, C. Bürger, M. Beinhorn, and C. Parkee (2008), Numerical analysis of coupled hydrosystems based on an object-oriented compartment approach, *Journal of Hydroinformatics*, 10, 227–244.
- Kollet, S. J., and R. M. Maxwell (2006), Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model, *Advances in Water Resources*, 29, 945–958.
- Korkmaz, S. (2007), Modeling of the flood regimes in coupled stream-aquifer systems, Ph.D. thesis, Ecole des Mines de Paris.
- Korkmaz, S., E. Ledoux, and H. Önder (2009), Application of the coupled model to the Somme river basin, *Journal of Hydrology*, 366(1-4), 21–34, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.008.
- Kurtulus, B., and N. Flipo (2012), Hydraulic head interpolation using ANFIS - Model selection and sensitivity analysis, *Computers and Geosciences*, 38(1), 43–51, doi:10.1016/j.cageo.2011.04.019.
- Kurtulus, B., and M. Razack (2007), Evaluation of the ability of an artificial neural network model to simulate the input-output responses of a large karstic aquifer. The La Rochefoucauld (Charente, France), *Hydrogeology Journal*, 15(2), 241–254.
- Kurtulus, B., and M. Razack (2010), Modeling daily discharge responses of a large karstic aquifer using soft computing methods: Artificial neural network and neuro-fuzzy, *Journal of Hydrology*, 381, 101–111.
- LaVenue, A., B. RamaRao, G. de Marsily, and M. Marietta (1995), Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields 2. application, *Water Resources Research*, 31(3), 495–516.
- Leblois, E. (2008), Hydro-Logical processing of geographical information - Part one: DEM, Drainage pattern, Rivers, Basins, *Tech. rep.*, Cemagref, Lyon, France, 44p.
- Ledoux, E. (1980), Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, Ph.D. thesis, ENSMP, UPMC.
- Ledoux, E., G. Girard, and J. Villeneuve (1984), Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique, *La Houille Blanche*, 1-2, 101–110.
- Ledoux, E., G. Girard, G. de Marsily, J. Villeneuve, and J. Deschenes (1989), "spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater". In: Unsaturated flow in hydrologic modeling - theory and practice, p. 435-454.
- Lemieux, J., and E. Sudicky (2010), Simulation of groundwater age evolution during the Wisconsinian glaciation over the Canadian landscape, *Environmental Fluid Mechanics*, 10, 91–102.
- Li, Q., A. Unger, E. Sudicky, D. Kassenaar, E. Wexler, and S. Shikaze (2008), Simulating the multi-seasonal response of a large-scale watershed with a 3D physically-based hydrologic model, *Journal of Hydrology*, 357(3-4), 317–336.
- Lin, G.-F., and G.-R. Chen (2006), An improved neural network approach to the determination of aquifer parameters, *Journal of Hydrology*, 316, 281–289, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.04.023.
- Liu, H., N. Hsu, and T. H. Lee (2009), Simultaneous identification of parameter, initial condition, and boundary condition in groundwater modelling, *Hydrological Processes*, 23(16), 2358–2367.
- Loague, K., and J. VanderKwaak (2004), Physics-based hydrologic response: platinum bridge, 1958 Edsel, or useful tool, *Hydrological Processes*, 18, 2949–2956.
- Madsen, H. (2003), Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives, *Advances in Water Resources*, 26, 205–216.
- Maget, P. (1995), Piézométrie du système aquifère de Beauce - Basses eaux 1994, *Tech. Rep. R 38572*, BRGM, available on www.brgm.fr, Orléans, France.
- Majdalani, S., and P. Ackerer (2011), Identification of groundwater parameters using an adaptive multiscale method, *Groundwater*, 49(4), 548–559, doi:10.1111/j.1745-6584.2010.00750.x.
- Marcotte, D., and P. Pasquier (2007), Reply to "Comments on steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation" by G. Ponzini, M. Giudici and C. Vassena, *Advances in Water Resources*, 30, 2054–2057.
- Mardhel, V., A. Gravier, J.-Y. Koch-Mathian, C. Nowak, J.-L. Terreyre, M. Raguet, and C. Garnier (2006), Cartographie de la vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Seine-Normandie et application aux sites BASOL, in *International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th Mai - 1st June 2006, Dijon, France*.
- Mazi, K., A. D. Koussis, P. J. Restrepo, and D. Koutsoyiannis (2004), A groundwater-based, objective-heuristic parameter optimisation method for a precipitation-runoff model and its application to a semi-arid basin, *Journal of Hydrology*, 290(3-4), 243–258, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.12.006.
- McLaughlin, D., and L. Townley (1996), A reassessment of the groundwater inverse problem, *Water Resources Research*, 32(5), 1131–1161.
- Medina, A., and J. Carrera (2003), Geostatistical inversion of coupled problems: dealing with computational burden and different types of data, *Journal of Hydrology*, 281, 251–264.
- Meier, P., A. Medina, and J. Carrera (2001), Geostatistical inversion of cross-hole pumping tests for identifying preferential flow channels within a shear zone, *Groundwater*, 39(1), 10–17.
- Mirus, B. B., B. A. Ebel, K. Loague, and B. C. Wemple (2007), Simulated effect of a forest road on near-surface hydrologic response: Redux, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 126–142.
- Mirus, B. B., K. Loague, J. E. VanderKwaak, S. K. Kampf, and S. J. Burges (2009), A hypothetical reality of Tarrawarra-like hydrologic response, *Hydrological Processes*, 23, 1093–1103.
- Monteil, C., N. Flipo, M. Poulin, F. Habets, M. Krimissa, and E. Ledoux (2010), Assessing the contribution of the main aquifer units of the Loire basin to river discharge during low flows., in *XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Barcelona*, <http://congress.cimne.com/cmwr2010/Proceedings/docs/p71.pdf>.
- Mukhopadhyay, A. (1999), Spatial Estimation of Transmissivity Using Artificial Neural Network, *Ground Water*, 37, 458–464.
- Nalbantis, I., A. Efstratiadis, E. Rozos, M. Kopsiafti, and D. Koutsoyiannis (2011), Holistic versus monomeric strategies for hydrological modelling of human-modified hydrosystems, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 743–758, doi:10.5194/hess-15-743-2011.
- Nash, J., and J. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models. Part I, a discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- Navarro, A. (1977), A modified optimization method of estimating aquifer parameters, *Water Resources Research*, 13(6), 935–939.
- Neuman, S., and S. Yakowitz (1979), A statistical approach for the inverse problem of aquifer hydrology 1. Theory, *Water Resources Research*, 15(4), 845–860.
- Neuman, S., G. Fogg, and E. Jacobson (1980), A statistical approach to the inverse problem of aquifer hydrology: 2. case study, *Water Resources Research*, 16(1), 33–58.
- Nutbrown, D. (1975), Identification of parameters in a linear equation of groundwater flow, *Water Resources Research*, 11(4), 581–588.
- Panday, S., and P. S. Huyakorn (2004), A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow, *Advances in Water Resources*, 27, 361–382.
- Pasquier, P., and D. Marcotte (2006), Steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation, *Advances in Water Resources*, 29(12), 1934–1952.

- Poeter, E., and M. Hill (1997), Inverse models: A necessary next step in ground-water modeling, *Groundwater*, 35(2), 250–260.
- Polus, E., N. Flipo, C. de Fouquet, and M. Poulin (2011), Geostatistics for assessing the efficiency of distributed physically-based water quality model. Application to nitrates in the Seine River, *Hydrological Processes*, 25(2), 217–233, doi:10.1002/hyp.7838.
- Ponzini, G., and A. Lozej (1982), Identification of aquifer transmissivities: the comparison model method, *Water Resources Research*, 18(3), 597–622.
- Ponzini, G., Giudici, and C. M., Vassena (2007), Comments on "Steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation" by P. Pasquier and D. Marcotte, *Advances in Water Resources*, 30(9), 2051–2053.
- Quintana-Seguí, P., P. L. Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy, and S. Morel (2008), Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 92–107.
- RamaRao, B., A. LaVenue, G. de Marsily, and M. Marietta (1995), Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields 1. theory and computational experiments, *Water Resources Research*, 31(3), 475–493.
- RamaRao, B., A. LaVenue, G. de Marsily, and M. Marietta (2000), Reply, *Water Resources Research*, 36(9), 2799–2803.
- Refsgaard, J., and H. Henriksen (2004), Modelling guidelines - terminology and guiding principles, *Advances in Water Resources*, 27(1), 71–82.
- Refsgaard, J. C. (1997), Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models, *Journal of Hydrology*, 198, 69–97.
- Renard, F., and N. Jeannée (2008), Estimating transmissivity fields and their influence on flow and transport: The case of champagne mounts, *Water Resources Research*, 44, 1–12.
- Roth, C., J.-P. Chilès, and C. de Fouquet (1998), Combining geostatistics and flow simulators to identify transmissivity, *Advances in Water Resources*, 21, 555–565.
- Rozos, E., A. Efstratiadis, I. Nalbantis, and D. Koutsoyiannis (2004), Calibration of a semi-distributed model for conjunctive simulation of surface and groundwater flows, *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), 819–842.
- Rubin, Y., and G. Dagan (1987), Stochastic identification of transmissivity and effective recharge in steady groundwater flow: 1. case study, *Water Resources Research*, 23(7), 1193–1200.
- Sadeghipour, J., and W. W.-G. Yeh (1984), Parameter identification of groundwater aquifer models: A generalized least squares approach, *Water Resources Research*, 20(7), 971–979.
- Sagar, B., S. Yakowitz, and L. Duckstein (1975), A direct method for the identification of the parameters of dynamic nonhomogeneous aquifers, *Water Resources Research*, 11(4), 563–570.
- Saleh, F., N. Flipo, F. Habets, A. Ducharme, L. Oudin, P. Viennot, and E. Ledoux (2011), Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale, *Journal of Hydrology*, 400(3-4), 490–500, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.02.001.
- Samani, N., M. Gohari-Moghadam, and A. Safavi (2007), A simple neural network model for the determination of aquifer parameters, *Journal of Hydrology*, 340, 1–11.
- Schellart, A., S. Tait, and R. Ashley (2010), Towards quantification of uncertainty in predicting water quality failures in integrated catchment model studies, *Wat. Res.*, 44(13), 3893–3904.
- Shrestha, R. R., and M. Rode (2008), Multi-objective calibration and fuzzy preference selection of a distributed hydrological model, *Environmental Modelling and Software*, 23, 1384–1395.
- Sun, N.-Z., and W. W.-G. Yeh (1985), Identification of parameter structure in groundwater inverse problem, *Water Resources Research*, 21(6), 869–883.
- Sun, N.-Z., and W. W.-G. Yeh (1992), A stochastic inverse solution for transient groundwater flow: Parameter identification and reliability analysis, *Water Resources Research*, 28(12), 3269–3280, doi:10.1029/92WR00683.
- Therrien, R., R. McLaren, E. Sudicky, and S. Panday (2010), HydroGeoSphere: A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport, *Tech. rep.*, Université Laval and University of Waterloo.
- Thierion, C., F. Habets, E. Ledoux, P. Viennot, E. Martin, S. Queguiner, P. Ackerer, S. Majdalani, E. Leblos, and S. Lecluse (2010), Modelling the surface water and ground water system of the Upper Rhine graben., in *XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Barcelona*.
- VanderKwaak, J. E., and K. Loague (2001), Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model, *Water Resources Research*, 37, 999–1013.
- Vassena, C., C. Durante, M. Giudici, and G. Ponzini (2008), The importance of observations on fluxes to constrain ground water model calibration, *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, 1105–1110.
- Vemuri, V., and W. J. Karplus (1969), Identification of nonlinear parameters of ground water basins by hybrid computation, *Water Resources Research*, 5(1), 172–185.
- Verley, F., F. Brunson, P. Verjus, and M. Cholez (2003), Nappe de Beauce - Piézométrie hautes eaux 2002, *Tech. rep.*, DIREN Centre et Ile-de-France, Orléans, France.
- Weill, S., E. Mouche, and J. Patin (2009), A generalized Richards equation for surface/subsurface flow modelling, *Journal of Hydrology*, 366(1-4), 9–20.
- Wen, X. H., J. E. Capilla, C. V. Deutsch, J. J. Gómez-Hernández, and A. S. Cullick (1999), A program to create permeability fields that honor single-phase flow rate and pressure data, *Computers & Geosciences*, 25(3), 217–230.
- Wen, X.-H., C. Deutsch, and A. Cullick (2002), Construction of geostatistical aquifer models integrating dynamic flow and tracer data using inverse technique, *Journal of Hydrology*, 255, 151–168.
- Woodbury, A., and L. Smith (1987), Simultaneous inversion of hydrogeologic and thermal data 1. Theory and application using hydraulic head data, *Water Resources Research*, 23(8), 1586–1606.
- Yeh, W.-G. (1986), Review of parameter identification in groundwater hydrology: The inverse problem, *Water Resources Research*, 22(2), 95–108.
- Yeh, W.-G., and Y. Yoon (1981), Aquifer parameter identification with optimum dimension in parametrization, *Water Resources Research*, 17(3), 664–672.
- Yeh, W. W.-G., and G. W. Tauxe (1971), Optimal identification of aquifer diffusivity using quasilinearization, *Water Resources Research*, 7(4), 955–962.
- Zhang, X., R. Srinivasan, K. Zhao, and M. V. Liew (2009), Evaluation of global optimization algorithms for parameter calibration of a computationally intense hydrologic model, *Hydrological Processes*, 23, 430–441.
- Zimmerman, D., G. de Marsily, C. Gotway, M. Marietta, C. Axness, R. Beauheim, R. Bras, J. Carrera, G. Dagan, P. Davies, D. Gallegos, A. Galli, J. Gomez-Hernandez, P. Grindrod, A. Gutjahr, P. Kitanidis, A. LaVenue, D. McLaughlin, S. Neuman, B. RamaRao, C. Ravenne, and Y. Rubin (1998), A comparison of seven geostatistically based inverse approaches to estimate transmissivities for modeling advective transport by groundwater flow, *Water Resources Research*, 34(6), 1373–1413.

C. de Fouquet, MINES ParisTech, Geosciences Department, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau, France. (chan-tal.de.fouquet@mines-paristech.fr)

N. Flipo, MINES ParisTech, Geosciences Department, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau, France. (nicolas.flipo@mines-paristech.fr)

M. Krimissa, EDF R&D, Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement, 6 quai Watier, 78401 Chatou, France.

C. Monteil, MINES ParisTech, Geosciences Department. Now at : EDF R&D, Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement, 6 quai Watier, 78401 Chatou, France.

M. Poulin, MINES ParisTech, Geosciences Department, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau, France.

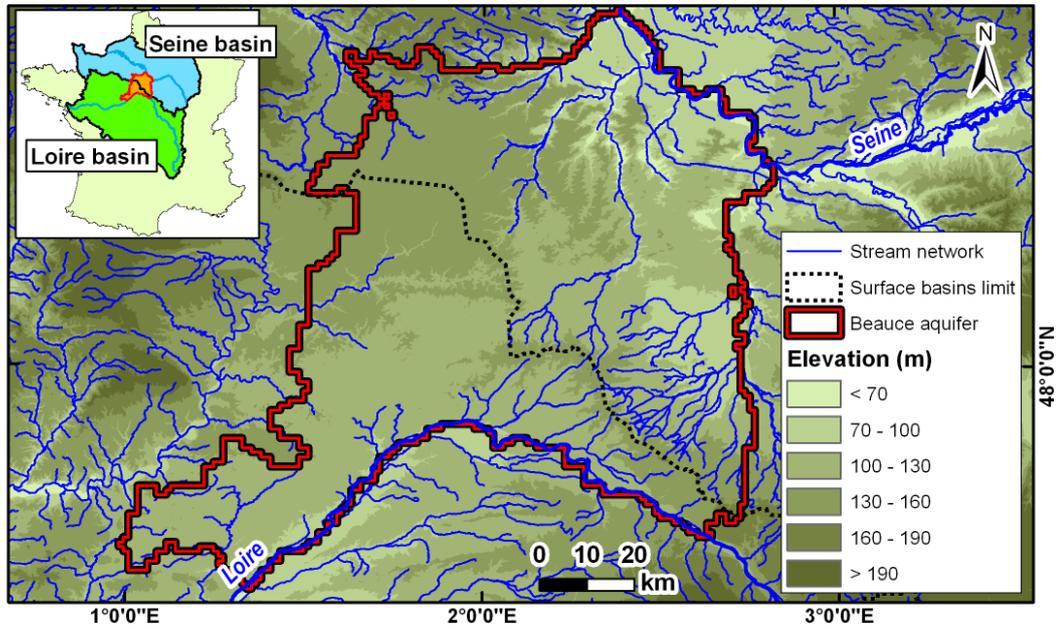


Figure 1. Studied domain: Beauce aquifer is located on two surface basins (Loire basin and Seine basin) on a rather flat area with few streams.

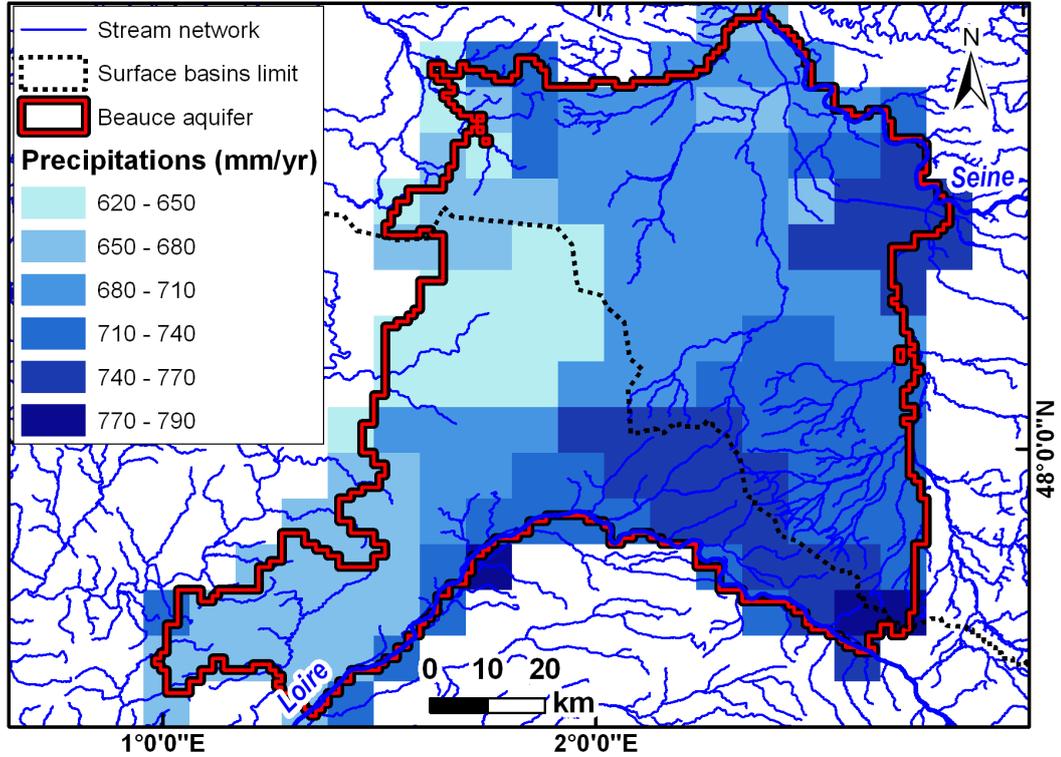


Figure 2. Mean annual precipitation over the years 1998 to 2008 (SAFRAN database, Météo France).

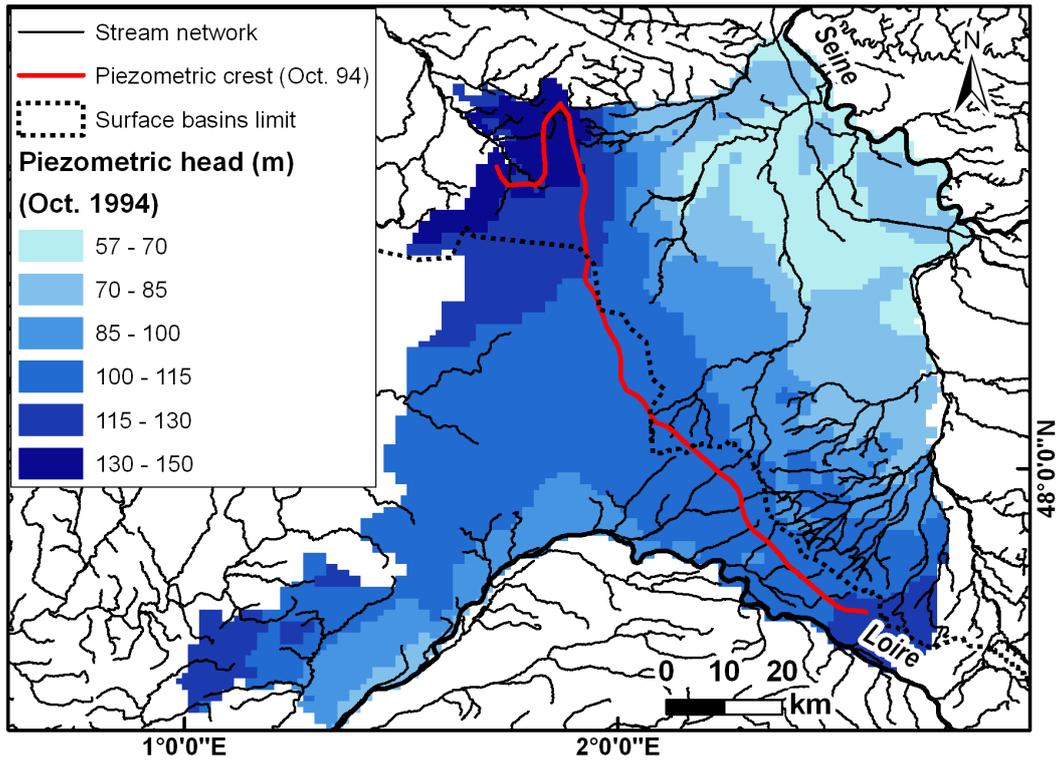


Figure 3. Reference piezometric map: low water conditions, October 1994 [Maget, 1995].

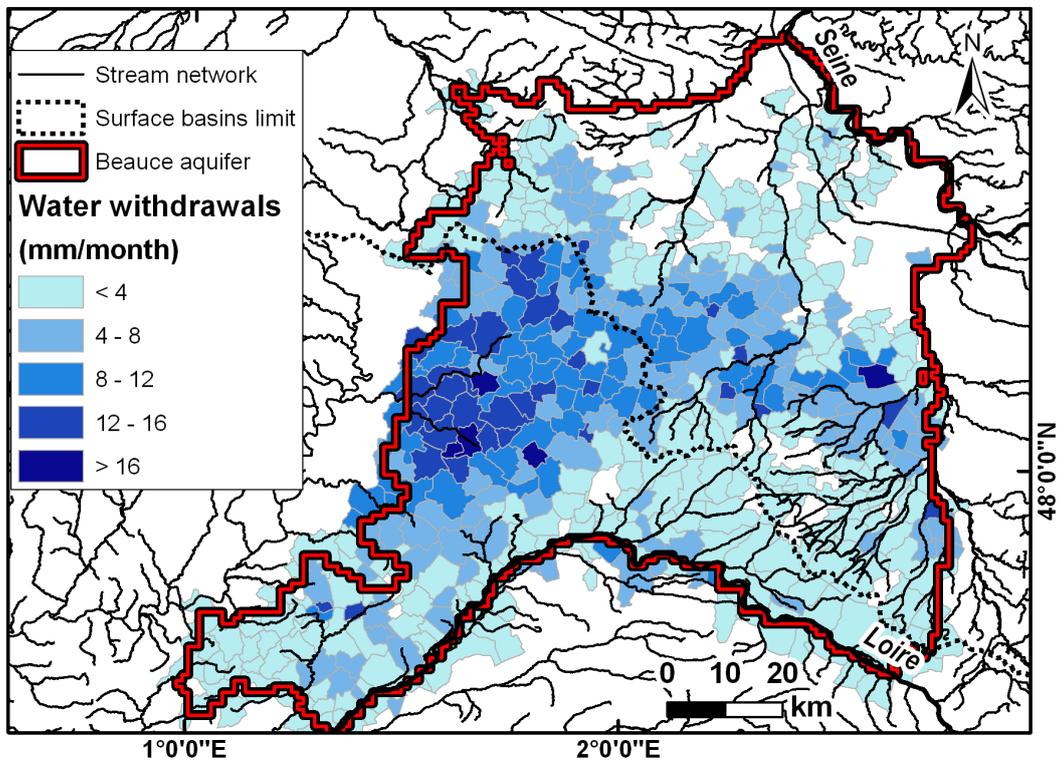


Figure 4. Water withdrawals distribution by administrative districts between April and October 2003.

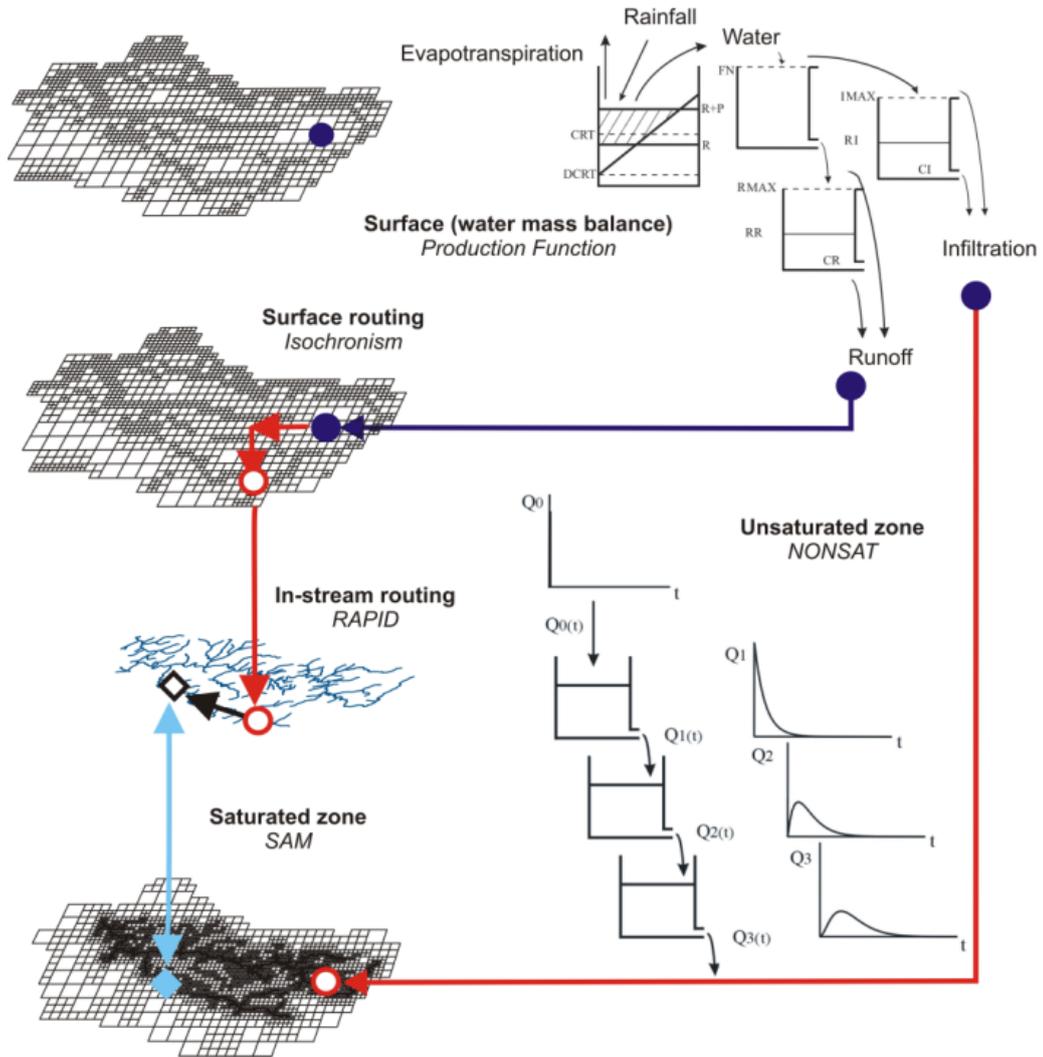


Figure 5. Eau-Dyssée platform. Color-Arrows display the successive steps of computation during one time step. Modified symbols from the start to the end of an arrow displays the fact that the input is modified by the simulated process.

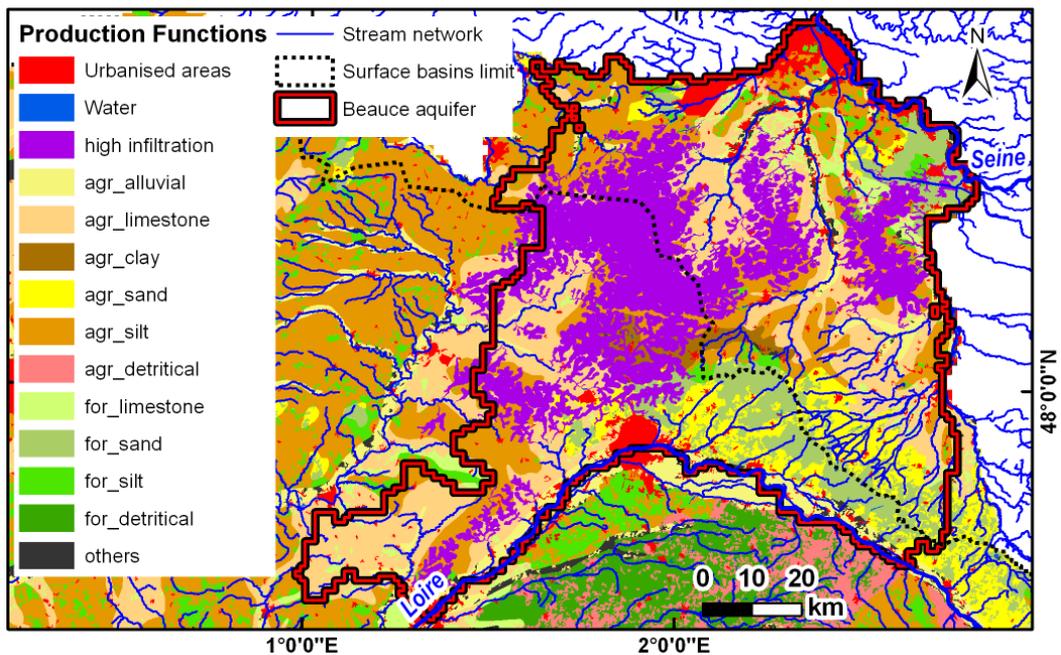


Figure 6. Production function distribution: ‘agr.’: agricultural areas; ‘for.’: forest and semi-natural areas; ‘high infiltration’: IDPR < 100.

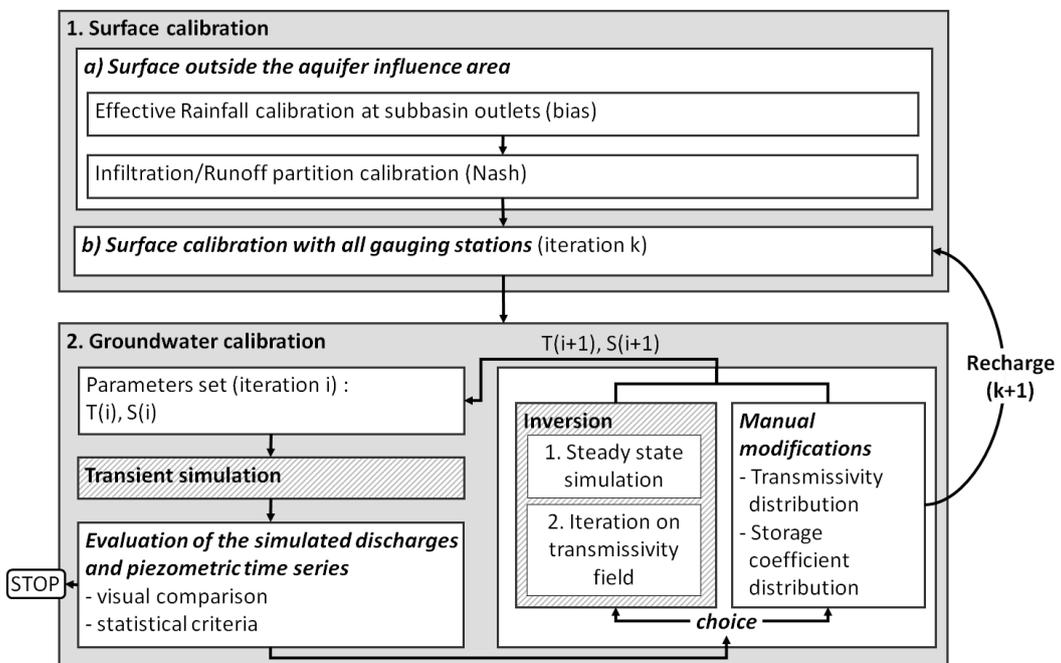


Figure 7. Hybrid calibration methodology. Dashed boxes: automated steps.

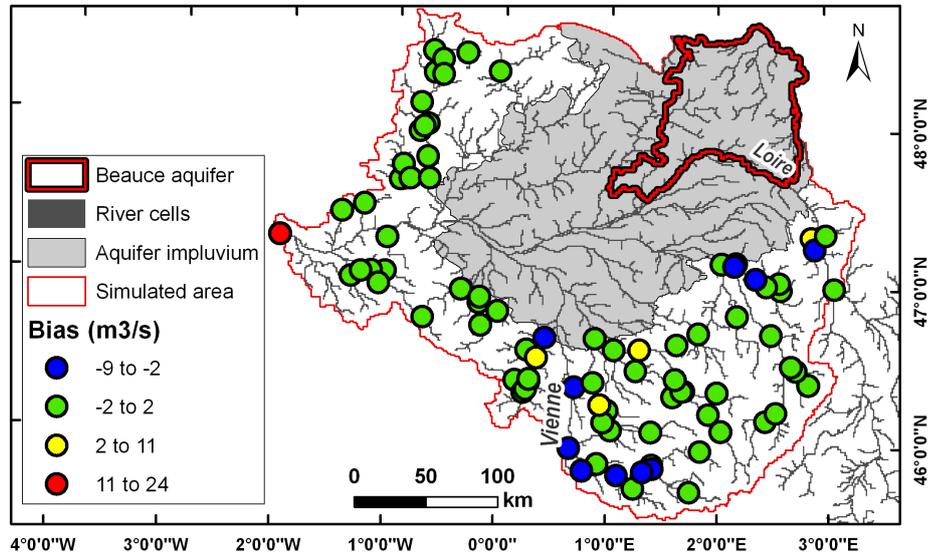


Figure 8. Distribution of the absolute discharge bias at gauging stations out of the aquifer system. Results of the surface component pre-calibration.

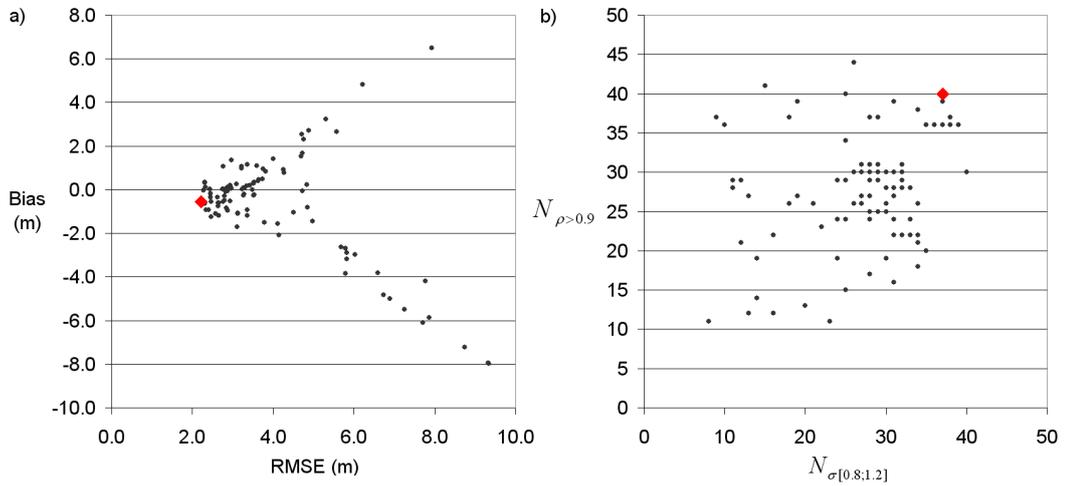


Figure 9. Multicriteria analysis of the calibration process, red diamond represents the Pareto optimum (*Sim.04*): a) Bias versus RMSE, b) Number of piezometers where correlation coefficient between observations and simulations is higher than 0.9 versus number of piezometers where the ratio between standard deviation of the observations over the one of the simulation results is between 0.8 and 1.2.

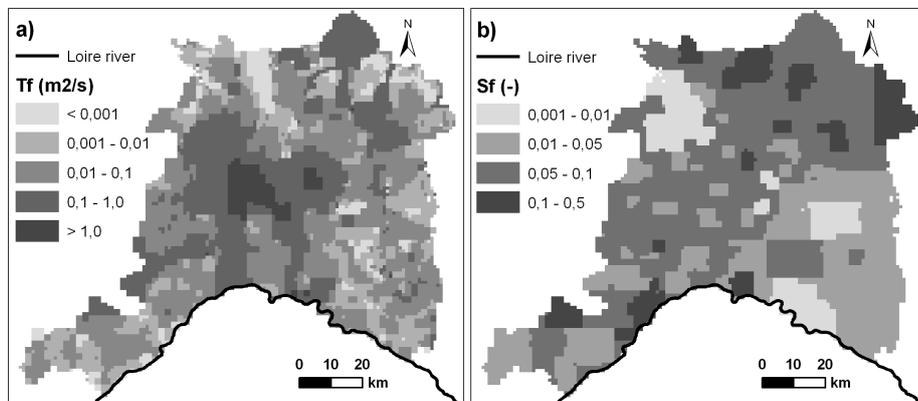


Figure 10. Calibrated parameter distributions (*Sim.04*): a) Transmissivity field, b) Storage coefficient field.

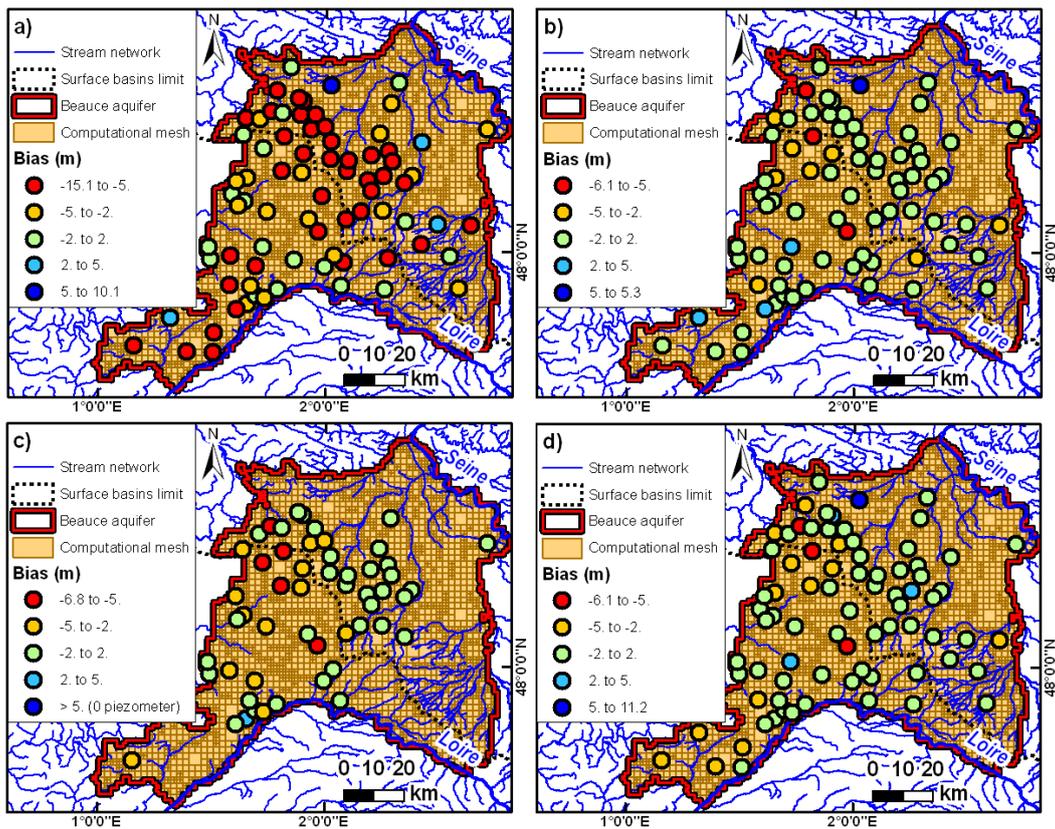


Figure 11. Bias distribution of hydraulic head at piezometer locations for: a) Initial bias distribution (*Sim.00*), b) reference simulation (*Sim.04*), c) Validation 1974-1984 with estimated pumping, d) Test 1974-2009 with estimated pumping.

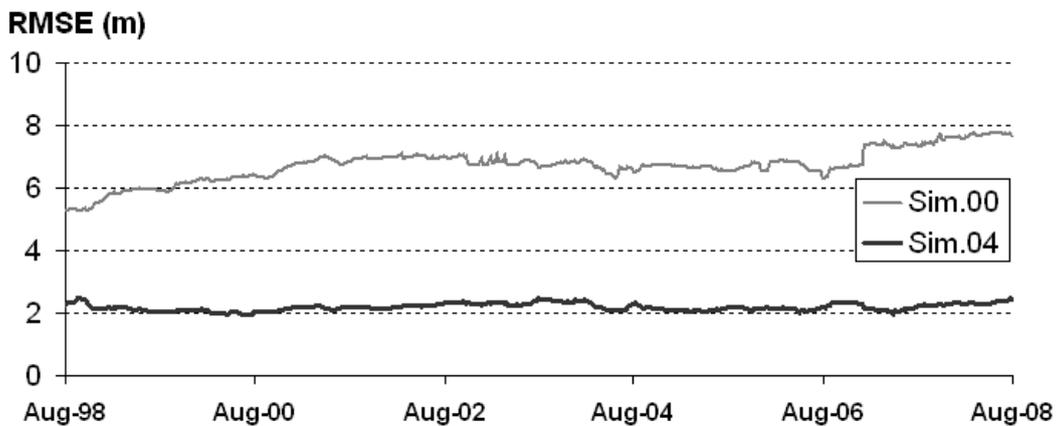


Figure 12. Global piezometric head RMSE (N=74) over the calibration period (weekly time step).

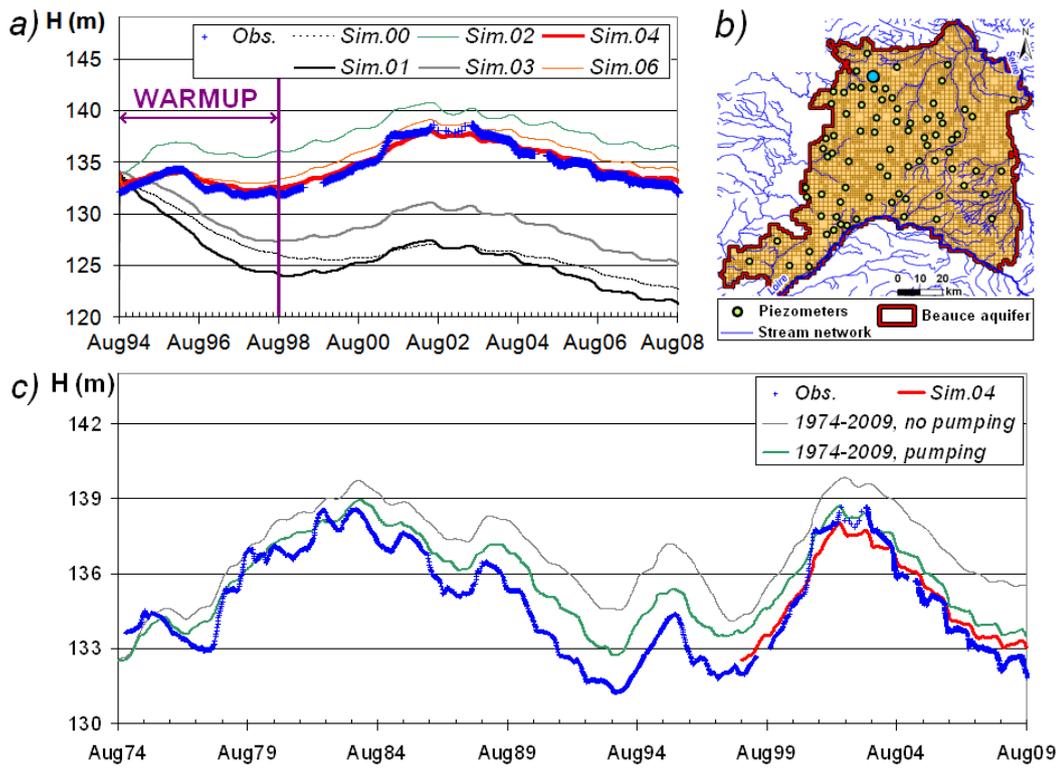


Figure 13. Observed and simulated time series at piezometer 02565X0019: a) Warmup and calibration (1998-2008), b) Piezometer location on the Beauce aquifer, c) Test simulations (1974 to 2009) and simulation *Sim.04* starting from 1998.

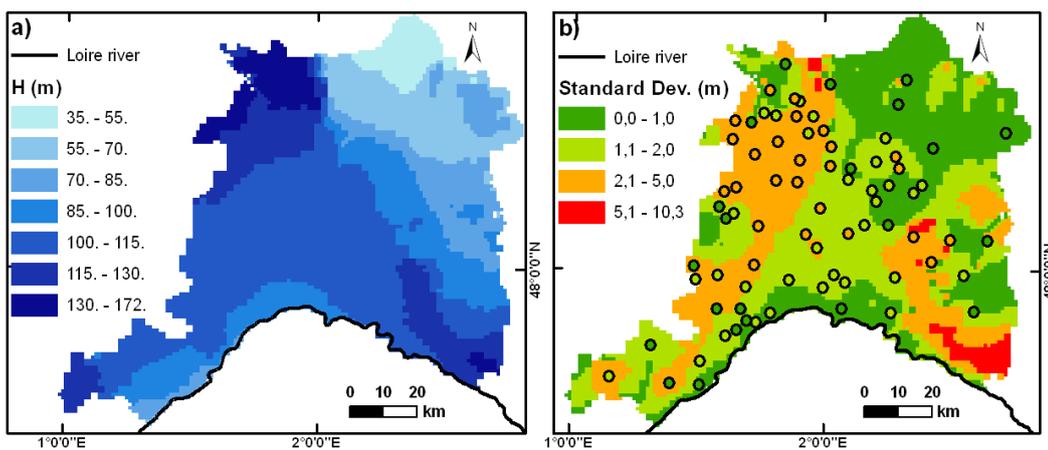


Figure 14. Results of test simulation: a) Temporal mean piezometric head distribution (1974-2009), b) Associated standard deviation distribution.

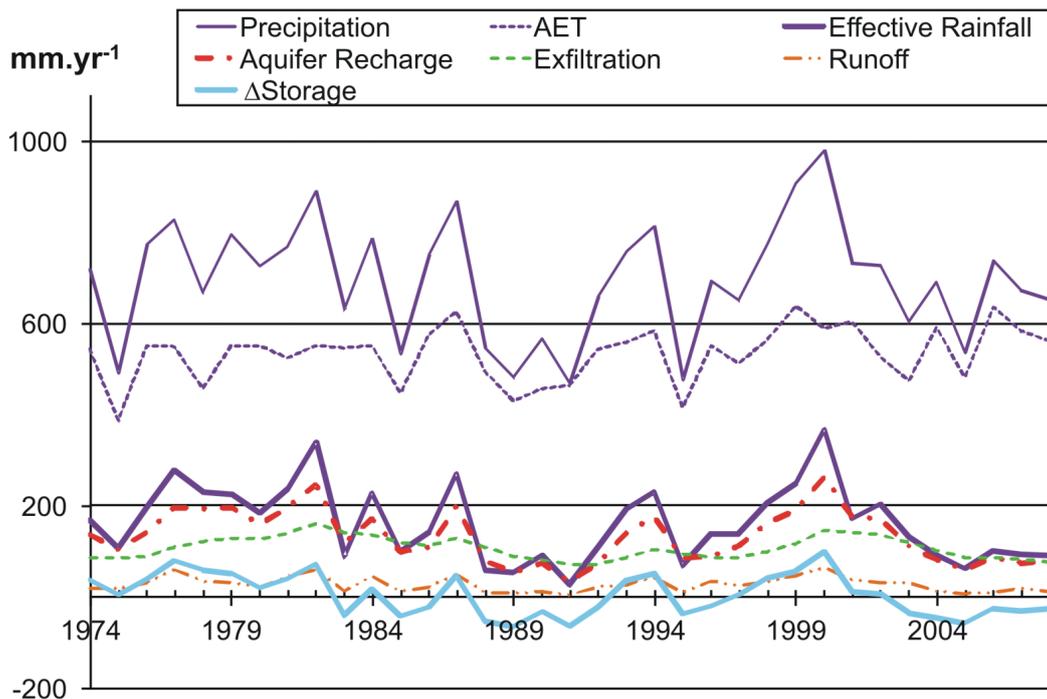


Figure 15. Beauce aquifer annual water balance. AET: Actual Evapotranspiration, Δ Storage: water storage variation.

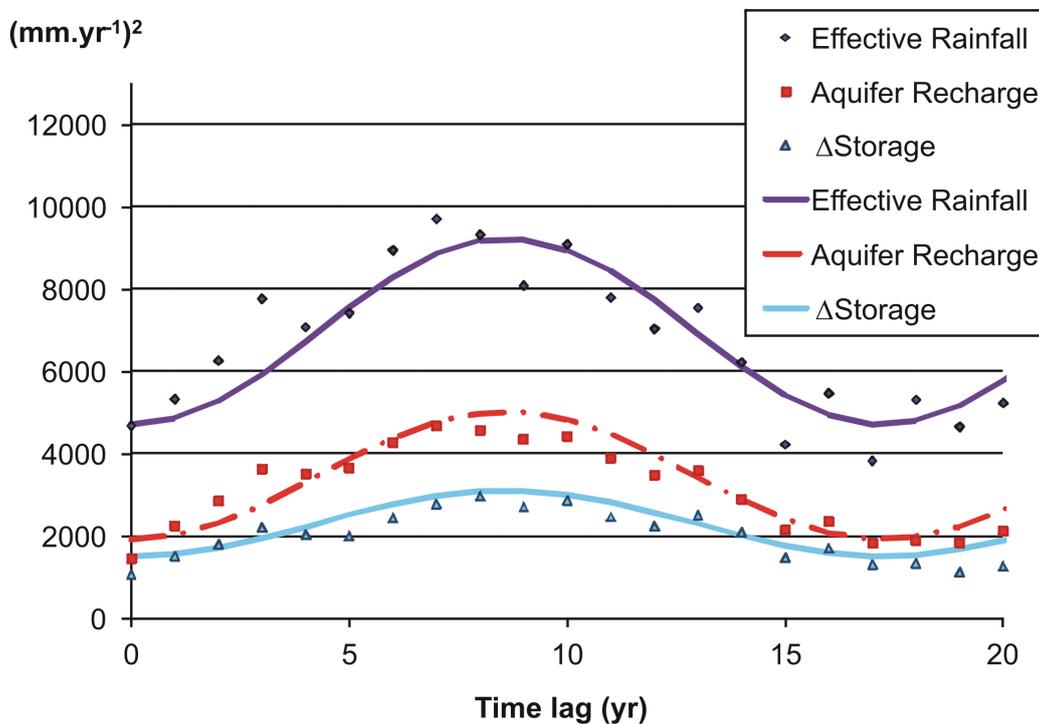


Figure 16. Experimental (points) and adjusted (lines) variograms on the mean annual effective rainfall, aquifer recharge and aquifer water storage variation.

Table 1. Inversion Techniques in Hydrogeology^a

Method	Geo	ML	Target	Temporal Framework	Data	Case study	Ref
Adjoint			T,S	trans	punctual HH	485 km ²	<i>Vemuri and Karplus [1969]</i>
M			T	stea	HH map	10 km ²	<i>Emsellem and de Marsily [1971]</i>
M			T	stea	HH map	hypo	<i>Yeh and Tauze [1971]</i>
LA			T	stea	HH map, T at boundaries	hypo	<i>Frind and Pinder [1973]</i>
M			T	trans	HH map, S	hypo	<i>Sagar et al. [1975]</i>
M			T,S	stea, trans	punctual HH	210 km ²	<i>Nutbrown [1975]</i>
M			T	trans	punctual HH, S	hypo	<i>Distefano and Rath [1975]</i>
M			T,S	trans	punctual HH	800 km ²	<i>Navarro [1977]</i>
PPM	×		T	stea	punctual HH and T	310 km ²	<i>de Marsily [1978]</i>
ML + M	×	×	T	stea	HH map	hypo	<i>Neuman and Yakowitz [1979]</i>
ML + M		×	T	stea	HH map	400 km ²	<i>Neuman et al. [1980]</i>
LCM	×	×	T	none	punctual HH and T	hypo	<i>Kitanidis and Vomvoris [1983]</i>
M	×		T	stea	HH map	hypo	<i>Yeh and Yoon [1981], Sadeghipour and Yeh [1984]</i>
LSM	×	×	T	none	HH map and punctual T	hypo	<i>Dagan [1985]</i>
M			T	trans	HH time series	hypo	<i>Sun and Yeh [1985]</i>
ML + M		×	T	stea, trans	punctual HH and T	100 km ²	<i>Carrera and Neuman [1986]</i>
M			K	stea	punctual HH and T	200 000 km ²	<i>Cooley et al. [1986]</i>
Simplex			T	stea	punctual HH and T	16 km ²	<i>Woodbury and Smith [1987]</i>
LSM	×	×	T	none	punctual HH and T	real	<i>Rubin and Dagan [1987]</i>
Adjoint	×		T	trans	HH time series, punctual K	hypo	<i>Sun and Yeh [1992]</i>
Geostat	×		T	stea	punctual HH and T	hypo	<i>Ahmed and de Marsily [1993]</i>
PPM	×		T	stea	HH map, punctual T	720 km ²	<i>RamaRao et al. [1995], LaVenue et al. [1995], Cooley and Hill [2000], RamaRao et al. [2000]</i>
SSC	×		T	stea	HH map, punctual T	hypo	<i>Gomez-Hernandez et al. [1997], Capilla et al. [1997]</i>
Geostat	×		T	stea	HH map, punctual T	4 km ²	<i>Roth et al. [1998]</i>
SSC	×		T	stea, trans	pumping test, punctual pressure	hypo	<i>Wen et al. [1999, 2002]</i>
Geostat	×		T	stea, trans	punctual T, pumping test	100 m ²	<i>Meier et al. [2001]</i>
PPM	×		T	stea	HH map, punctual T	6 km ²	<i>Doherty [2003]</i>
Geostat	×		T	stea	HH map, punctual K	hypo	<i>Hernandez et al. [2003]</i>
Adjoint			T	stea, trans	HH map, pumping test	hypo	<i>Medina and Carrera [2003]</i>
PPM	×	×	T	trans	punctual HH, pumping test	hypo	<i>Alcolea et al. [2006]</i>
PPM	×		T	stea	HH map	160 km ²	<i>Renard and Jeannée [2008]</i>
Adjoint			T,S	trans	HH map	hypo	<i>Liu et al. [2009]</i>
AMT			T,S	trans	HH time series	4 400 km ²	<i>Majdalani and Ackerer [2011]</i>
AMT			T,S	trans	HH time series	6.25 ha	<i>Ackerer and Delay [2010]</i>
CMM			T	stea	HH map	hypo	<i>Ponzini and Lozej [1982]</i>
DSM			T	stea	2 HH map, 1 T value	hypo	<i>Giudici et al. [1995], Gonzalez et al. [1997], Giudici et al. [1998], Giudici and Vassena [2006]</i>
SFE			T,S	stea, trans	HH map	hypo	<i>Pasquier and Marcotte [2006]</i>
CMM			T	stea	HH map	2 500 km ²	<i>Vassena et al. [2008]</i>
GA			K	none	HH map, punctual K	hypo	<i>Heidari and Ranjithan [1998]</i>
SC			T	none	TDS	19 000 km ²	<i>Mukhopadhyay [1999]</i>
SC			T	none	HH map or punctual HH	hypo	<i>Garcia and Shigidib [2006]</i>
SC	×		T	none	punctual T	3 850 km ²	<i>Kholghi and Hosseini [2006]</i>
SC			T	none	pumping test	hypo	<i>Lin and Chen [2006], Samani et al. [2007]</i>
GA			T	none	HH map	hypo	<i>Ayvaz et al. [2007]</i>
SC			T,S	trans	punctual HH	hypo	<i>Karahan and Ayvaz [2008]</i>

^a **Method names:** M: Minimization; LA: Linear Algebra; ML: Maximum Likelihood; LCM: Linearized Cokriging Method; LSA: Least Square Approach; LSM: Linearized Semi analytical Method; Geostat: Geostatistics; PPM: Pilot Point Method; SSC: Sequential Self Calibration; CMM: Comparison Model Method; SFE: Successive Flux Estimation; DSM: Differential System Method; AMT: Adaptative Multiscale Triangulation; SC: Soft Computing; GA: Genetic Algorithm; **Geo:** Method using geostatistics; **ML:** Method using Maximum likelihood; **Target:** T: Transmissivity; K: Hydraulic conductivity; S: Storage coefficient ; **Temporal Framework:** stea: steady state; trans: transient state; **Data:** HH: Hydraulic Head; TDS: Total Dissolved Solids Content; **Case study:** hypo: hypothetical case study

Table 2. Model Parameters and Statistical Criteria of Simulations Illustrating the Calibration Process^a

	T	S	Seed T	Recharge	α	β	γ	Bias	RMSE	$N_{\rho>0.9}$	$N_{\sigma[0.8;1.2]}$
<i>Sim.00</i>	T_0	S_0	-	-	×			-4.8 m	6.7 m	22	16
<i>Sim.01</i>	T_0	S_f	-	-	×	×		-5.0 m	6.9 m	19	30
<i>Sim.02</i>	inversed	S_f	$10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	May-Sept.			×	3.2 m	5.3 m	25	29
<i>Sim.03</i>	inversed	S_f	T_0	May-Sept.			×	2.7 m	5.8 m	28	30
<i>Sim.04</i>	T_f	S_f	-	-	×	×		-0.6 m	2.2 m	40	37
<i>Sim.05</i>	T_f	S_0	-	-	×			-0.6 m	2.5 m	37	9
<i>Sim.06</i>	inversed	S_f	T_f	May-Sept.		×	×	0.0 m	3.2 m	36	37
<i>Sim.07</i>	inversed	S_f	T_f	Year*			×	-0.2 m	3.3 m	36	37
<i>Sim.08</i>	inversed	S_f	T_f	Year			×	-0.3 m	3.3 m	36	37
<i>Sim.09</i>	inversed	S_f	T_f	May-Sept.*			×	0.8 m	3.8 m	38	37

^a T: transmissivity field; S: the storage coefficient; Seed T: seed field for inversion; Recharge: the period for which the mean recharge has been computed, either infiltration to the saturated component or infiltration to the top of the unsaturated component (with *). α : simulations illustrating the sensitivity to storage coefficient manual calibration; β : simulations illustrating the sensitivity to transmissivity hybrid calibration; γ : simulations illustrating the effect of recharge estimate on inversion.

Table 3. Statistical Criteria for Reference Simulation (*Sim.04*) Validation (1974-1984) and Test (1974-2009)^a

	Pumping	Bias	RMSE	$N_{\rho>0.9}$	$N_{\sigma[0.8;1.2]}$	N_{tot}
<i>Sim.04</i>	measured	-0.6 m	2.2 m	40	37	78
Validation	estimated	-1.5 m	2.8 m	12	35	53
Test	no	0.5 m	2.5 m	22	9	78
	estimated*	-0.7 m	2.6 m	25	40	78

^a $N_{\rho>0.9}$: number of piezometers where the correlation coefficient is higher than 0.9; $N_{\sigma[0.8;1.2]}$: number of stations where the ratio of standard deviation of the simulated time series over standard deviation of the observed ones ranges between 0.8 and 1.2; N_{tot} : number of piezometric times series. *The water withdrawals for the test simulation are estimated for the period 1974-1997 and measured for 1998-2009.

Table 4. Statistical analysis of Water Cycle components over 35 years. Mean values and Standard deviations are in $\text{mm} \cdot \text{yr}^{-1}$

	Mean value	Global Std	Nugget effect Std	Periodic Std
Effective rainfall	162	96	83	48
Aquifer Recharge	132	71	59	39
ΔStorage	4	56	48	28

Std: Standard deviation. Warning: Standard deviations are non additive, only the variance is.

Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage

RESUME : La connaissance de l'évolution des débits d'étiage de la Loire intéresse différents usagers : agglomérations, agriculteurs et industriels. La production d'électricité est une activité industrielle majeure du bassin : quatre sites nucléaires utilisent l'eau de la Loire comme source froide. Les débits d'étiage de la Loire sont dépendants des apports des principaux aquifères de son bassin versant. Trois aquifères superposés sont considérés couvrant une surface de 38 000 km² : calcaires de Beauce, craie séno-turonienne et sables cénomaniens.

Un modèle hydrogéologique distribué est mis en œuvre (code Eau-Dyssée). Cinq modules couplés simulent respectivement le bilan hydrique en surface, le routage de l'eau sur les versants, le routage en rivière, le transfert en zone non-saturée et les écoulements souterrains.

Le modèle est calé sur une période de 10 ans, validé sur une autre période de 10 ans, puis testé sur 35 ans. Une méthode hybride de calage, couplant inversion automatique et calage manuel, a été développée pour caler le champ de transmissivités de l'aquifère de Beauce. Les autres couches sont calées par essais et erreurs. Le modèle ajusté permet de bien simuler les débits et piézométries observés sur l'ensemble du domaine sur les 35 années avec une RMSE globale des écarts piézométriques de 2,86 m sur 197 piézomètres et des critères de Nash aux stations en Loire tous supérieurs à 0,9.

Ce modèle est utilisé pour analyser le fonctionnement hydrologique du bassin à différentes échelles de temps. Les apports des nappes cumulés sur le linéaire de la Loire à l'étiage sont estimés à 15 m³.s⁻¹ en moyenne entre 1975 et 2008. Les premières estimations de l'impact du changement climatique indiquent une baisse des apports moyens de 8 à 50% à horizon 2100 pour les quatre projections climatiques traitées.

Mots clés : Hydrogéologie, Hydrosystème, Modélisation distribuée, Calage-Ajustement, Etiage, Loire

Assessing the contribution of the main aquifer units of Loire basin to the river discharge during low flow

ABSTRACT : The evolution of the Loire river low flows is a key issue for various uses such as water supply, irrigation or industrial needs. Power production is a major activity in the Loire basin with four nuclear power plants using the river water for the cooling system. To estimate the evolution of long term in-stream low flow distribution, it is necessary to have a good estimate of the contribution of a complex aquifer system to the river discharge. Three main overlaying aquifer units covering an area of 38000 km² are considered: Beauce Limestones (Oligocene), Chalks (Seno-Turonian) and Sands (Cenomanian).

A distributed hydrogeological model (Eau-Dyssée) is implemented with the coupling of five modules: surface water budget, watershed routing, river routing, unsaturated zone transfer, and groundwater flow. The model is calibrated over a 10-yr period, validated over another 10-yr period, and then a test simulation is run over 35 years. A hybrid fitting methodology, based on an automated inverse method and a trial-error one, has been developed for the fitting of the Beauce aquifer unit. The other units are calibrated by trial and error. The fitted model simulates properly both discharges and piezometric heads over the whole domain, with a global RMSE between simulated and observed piezometric heads of 2.86 m, and all Nash efficiency at the Loire discharge gauging stations over 0.9.

The fitted model has then been used to quantify the hydrosystem mass balance at different time scales. Mean aquifer contribution to Loire river discharge during low flow between 1975 and 2008 is estimated at 15 m³.s⁻¹. First results of simulations under four different climate change projections indicate an averaged decrease of these contributions reaching 8 to 50% in 2100.

Keywords : Hydrogeology, Hydrosystem, Distributed Modelling, Calibration Fitting, Low Flow period, Loire