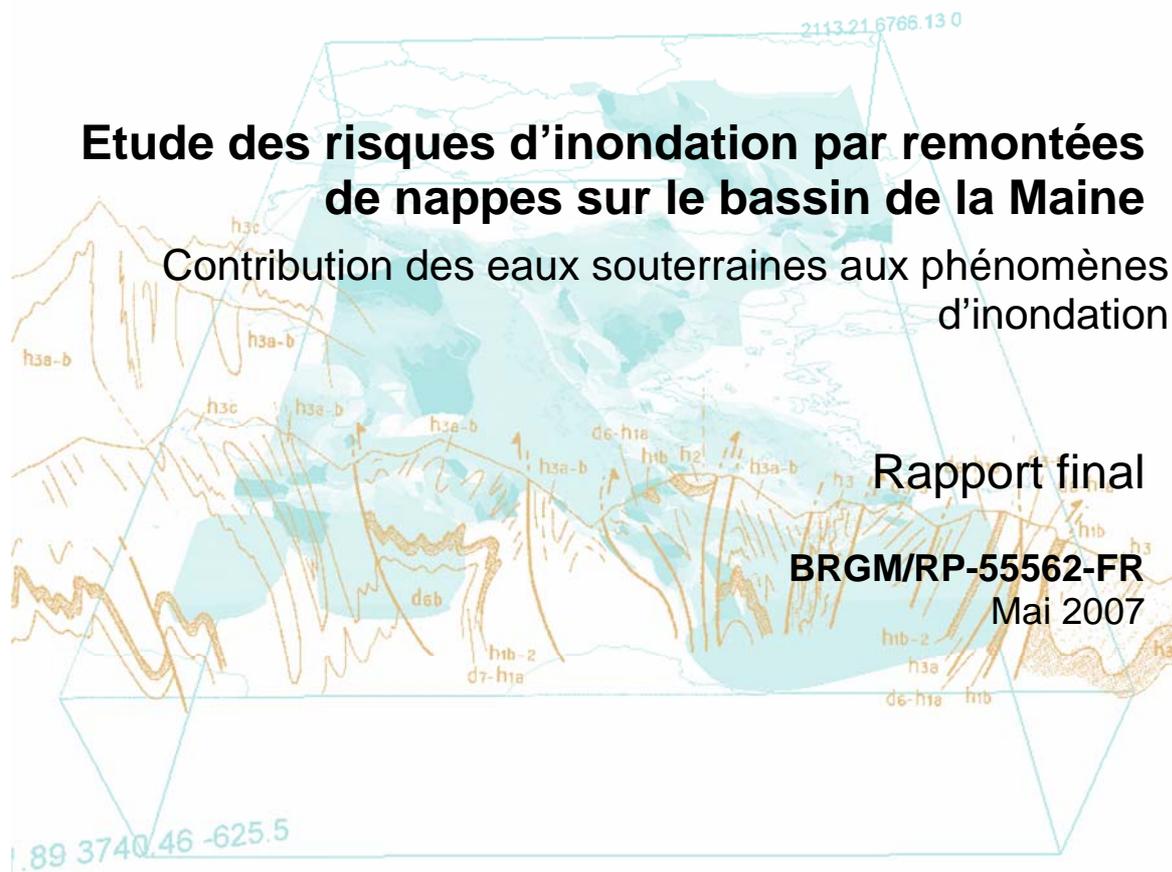




Etude des risques d'inondation par remontées de nappes sur le bassin de la Maine

Contribution des eaux souterraines aux phénomènes d'inondation



Rapport final

BRGM/RP-55562-FR

Mai 2007



Etude des risques d'inondation par remontées de nappes sur le bassin de la Maine

Rapport final

BRGM/RP-55562-FR

Mai 2007

V. Mardhel, JL Pinault, P. Stollsteiner, D. Allier

Vérificateur :

Nom : Jean-Pierre Lepretre

Date : 22 Mai 2007

Signature :

(Ou Original signé par)

Approbateur :

Nom : Thierry Pointet

Date : 22 Mai 2007

Signature :

(Ou Original signé par)

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.



Mots clés : Contribution, eaux souterraines, eau de surface, modélisation, crues, bassin de la Maine,

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

Mardhel V., Pinault J.L., Stollsteiner P., Allier D. (2007) - Etude des risques d'inondation par remontées de nappes sur le bassin de la Maine. Rapport final. Rapport BRGM RP-55562-FR, 156 p, 92 illustrations, 2 annexes, 1 CD-ROM, 1 plaquette.

© BRGM, 2007, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Les eaux désignées comme souterraines ou comme superficielles ne sont que deux aspects successifs du parcours de l'eau depuis la pluie au sol jusqu'à l'exutoire d'un bassin versant. Depuis leur parcours souterrain, les eaux contribuent de manière importante sinon exclusive au soutien des étiages des cours d'eau. On réalise depuis peu qu'elles participent aussi, à des degrés plus ou moins forts, au déclenchement et à l'entretien des crues. Le parcours souterrain de l'eau doit désormais être pris en compte dans les projets orientés vers la prévision et la gestion du risque inondation.

Les inondations catastrophiques de la Somme en 2001 sont un exemple du rôle, dans ce cas majeur, que peuvent jouer les aquifères souterrains, selon une conjonction défavorable entre les écoulements souterrains et les écoulements de surface. Cette conjonction est en partie due à des conditions géologiques, morphologiques et climatiques particulières et générales sur tout un bassin versant. Dans d'autres circonstances, les aquifères peuvent apporter un effet régulateur des écoulements à l'exutoire d'un bassin versant par leur capacité à absorber et à retarder les eaux. Eaux de surface et eaux souterraines ont des horloges hydrodynamiques parfois extrêmement différentes et il convient de connaître cette horloge complexe au sein d'un bassin avant d'engager des mesures qui accélèrent ou le plus souvent qui retardent les écoulements. Le facteur temps est un des paramètres clé de l'analyse des phénomènes extrêmes.

L'étude du bassin de la Maine applique, à l'échelle de plusieurs sous-bassins hydrographiques une approche opérationnelle de la compréhension des inondations sous contribution moyenne à forte des eaux souterraines. Elle comporte les étapes suivantes :

- Une approche quantitative de la contribution des eaux souterraines aux débits de crue de plusieurs sous bassins (modélisation Gardenia et Tempo),
- Une approche qualitative adaptée au contexte spécifique de chacun des sous-bassins versant modélisés,
- Une valorisation à l'échelle du bassin entier des résultats obtenus.

L'étude s'appuie sur des méthodes innovantes relatives à la compréhension des mécanismes qui sont à l'origine des crues et s'inscrit dans les actions visant à l'amélioration de la prévention et de la prévision du Plan de Prévention des Inondations du Bassin de la Maine.

Elle montre le rôle d'abord positif des eaux souterraines sur le bassin de la Maine vis-à-vis des phénomènes d'inondations. Celles-ci permettent de modérer et de réguler les écoulements, lorsque les conditions météorologiques et relatives à l'état du sol permettent l'infiltration et il importe de préserver cette aptitude des aquifères à décomposer en écoulements lents une partie des flux qui traversent les bassins versants.

L'étude montre également que les eaux souterraines du bassin de la Maine amplifient pour une faible part les phénomènes de crues (20% au mieux dans le bassin de l'Huisne). Ces contributions varient d'un sous-bassin à l'autre.

Les formations du socle (situées sur les bassins de la Mayenne et de la Sarthe) ne possèdent pas d'aquifères de grande capacité. Leur contribution aux phénomènes d'inondation est très faible, excepté sur le synclinal de Laval (Calcaire noir très karstifié).

Sur le bassin du Loir, deux aquifères se distinguent : la craie cénomaniennne et le calcaire de Beauce. La contribution de ce dernier (Beauce) aux écoulements du Loir est faible car une part importante des écoulements souterrains s'échappent vers la Loire (ce qui a été confirmé lors de l'élaboration des masses d'eau souterraines). Sa forte inertie pouvait au départ de l'étude, laisser présager que ce serait une zone fortement contributive sur le bassin de la Maine, mais ce n'est pas le cas.

La craie cénomaniennne qui compose le second grand aquifère du Loir possède elle-aussi un effet mémoire. Mais sa faible capacité en limite son influence sur le Loir.

Pour chacun des bassins, l'étude menée fournit un tableau récapitulatif qui permet de mettre en évidence les sous-bassins les plus contributifs. A ceux là, des préconisations sont données vis-à-vis des projets d'aménagement, de manière à cibler les zones où le rôle des eaux souterraines peut être favorable par leur capacité à retarder le transfert des eaux.

Un contexte tel que celui de la Somme (où en 2001, 80% des écoulements de la crue provenaient des eaux souterraines) aurait supposé trois facteurs

- un aquifère de grande extension, poreux et faiblement drainé
- un effet mémoire de cet aquifère, une forte inertie (cycle pluri-annuel)
- une migration favorisée de l'eau, une concomitance de phénomènes lents et rapides (par exemple avec un phénomène de double porosité).

Il importe ainsi de regarder à la fois la part des écoulements liés aux eaux souterraines, mais aussi la variation dans le temps de cette contribution. Sur le bassin de la Maine, ces variations ne sont pas significatives. Le bassin de la Loire cependant peut présenter la réunion de ces trois facteurs, notamment à l'exutoire de l'aquifère de la Beauce, de grande extension et a fort effet mémoire

Enfin le phénomène local des remontées de nappe peut être observé sur le bassin de la Maine, sur les formations sableuses du Perche des débordements de nappes se produisent. Mais les chroniques piézométriques n'ont pas mis en évidence d'effet mémoire de ces aquifères et lorsque de tels débordements se produisent, ils n'apparaissent pas comme des phénomènes catastrophiques et peuvent être considérés comme des phénomènes d'occurrence saisonnière et non exceptionnels.

Sommaire

1. Le bassin de la Maine	15
1.1. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE LA MAINE.....	15
1.2. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN DE LA MAINE.....	17
1.2.1. Le domaine du socle	18
1.2.2. Le domaine sédimentaire du bassin de la Maine	21
1.2.3. Evolutions piézométriques tous aquifères confondus	32
2. Analyse du territoire et des fonctions de transferts des eaux – Différentes méthodologies utilisées	33
2.1. APPROCHE QUALITATIVE	33
2.1.1. Le réseau hydrographique.....	33
2.1.2. Définition de l'IDPR (Indice de Développement et Persistance des Réseaux), morphologie vs morphogenèse,.....	34
2.1.3. Couches d'informations nécessaires.....	34
2.1.4. Calcul de l'IDPR.....	37
2.1.5. Analyse de la réponse IDPR à l'échelle des premiers aquifères rencontrés dans le bassin.....	38
2.1.6. Ecoulement des eaux souterraines et contribution potentielle des aquifères.....	39
2.2. ANALYSE DE LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AUX DEBITS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE – APPROCHE GARDENIA	40
2.2.1. Principe et intérêt de la modélisation pluie – débit et pluie – niveau GARDENIA.....	40
2.2.2. Données d'entrées des modélisations.....	41
2.2.3. Calage des modèles.....	41
2.3. ANALYSE DE LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AUX DEBITS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE – APPROCHE TEMPO	43
2.3.1. La structure des modèles de transfert	43
2.3.2. Phase de calage sur les observations.....	43
2.3.3. Les données météorologiques	45
2.3.4. Estimation selon Tempo de la contribution des eaux souterraines aux débits du réseau hydrographique	46

3. La contribution des eaux souterraines, résultats des différentes approches	49
3.1. ANALYSE DU COMPORTEMENT DES BASSINS VERSANTS	49
3.1.1. Contribution des eaux souterraines – conclusion de l'approche qualitative	55
3.1.2. Résultats des modélisations	55
3.1.3. Comparaison de l'approche qualitative (IDPR) et quantitative (TEMPO)	59
3.2. LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AUX CRUES	64
3.2.1. Approche de la contribution des eaux souterraines aux crues via Gardenia	64
3.2.2. Approche de la contribution des eaux souterraines aux crues via TEMPO	70
3.3. BILAN EN PERIODE CRUE	75
4. Conclusion sur le rôle des ES	83
4.1. BASSIN DU LOIR	83
4.1.1. Bassin de l'Ozanne	83
4.1.2. Bassin de la Braye	83
4.1.3. Approche qualitative	85
4.1.4. Crue et étiages du Loir	87
4.1.5. Estimation des valeurs relatives de contribution des eaux souterraines au débit maximal des crues par sous-bassin versant du Loir	88
4.2. BASSIN DE LA SARTHE	90
4.2.1. Sous bassin de St Ceneri, les Alpes mancelles	90
4.2.2. Sous-Bassin de Souille, La Champagne du Maine	91
4.2.3. Sous-Bassin de Spay	91
4.2.4. Le bassin de l'Huisne	92
4.2.5. Approche qualitative du bassin de la Sarthe	95
4.2.6. Estimation des valeurs relatives de contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin versant de la Sarthe	97
4.3. BASSIN DE LA MAYENNE	100
4.3.1. La Mayenne (hors Oudon)	100
4.3.2. Le bassin de l'Oudon	100
4.3.3. Approche qualitative Mayenne	101

4.3.4. Estimation des valeurs relatives de contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin versant de la Mayenne	102
4.4. LA MAINE AVAL : L'AGGLOMERATION D'ANGERS	105
5. Conclusion	106

Liste des illustrations

Figure 1 – Le bassin hydrographique de la Maine.....	15
Figure 2 : Les domaines de socle et sédimentaire localisés sur le bassin de la Maine	18
Figure 3: Evolutions piézométriques et variogrammes (03201X6016/PZ2, 03207X0603/PZ7 et 02846X6018/PZ3).....	20
Figure 4: Evolutions piézométriques et variogrammes (03955X0006/FAEP, 03922X001/P)	21
Figure 5: Evolutions piézométriques et variogrammes (03263X0004/FAEP, 03631X0099/F, 03614X0001/PAEP et 3965X0029/P,03963X0083/F)	24
Figure 6 : Carte de l'amplitude des variations piézométriques	24
Figure 7: Evolutions piézométriques et variogrammes (03252X0009/F, 03953X0028/P et 02903X0029/P)	25
Figure 8 : Extrait de l'atlas des remontées de nappe (http://www.inondationsnappes.fr/), bassin du Loir.....	26
Figure 9: Evolutions piézométriques et variogrammes (03273X0001/F, 02896X0013/F2 et 02894X0019/FAEP)	28
Figure 10: Evolutions piézométriques et variogrammes (03248X0015/S,03252X0011/S,03927X0055/PZ).....	29
Figure 11 : Extrait de l'atlas des remontées de nappe (http://www.inondationsnappes.fr/) bassin de la Sarthe	30
Figure 12: Evolutions piézométriques et variogrammes (02873X0005/PZ6, 03577X0012/PZ13 et 03234X0535/PZ21).....	31
Figure 13 : Ecart piézométriques moyens annuels.....	32
Figure 14 : Epaisseur moyenne de la zone non saturée par ouvrage (en mètres).....	32
Figure 15 : Réseau hydrologique extrait de BD Carthage IGN.....	35
Figure 16 : Réseau de talwegs	36
Figure 17 : Schéma de principe le plus simple : un seul réservoir souterrain	40
Figure 18 – Organigramme des modèles de transfert – Les boîtes bordées de rouge indiquent les données mesurées (F.T.=Fonction de Transfert).....	44
Figure 19 - Représentation de la contribution moyenne des eaux souterraines au débit des rivières à l'échelle des bassins versants des stations étudiés.....	48

Figure 20: Répartition des principaux cours d'eau du bassin selon l'IDPR moyen et l'importance relative du ruissellement en période de crue (en médaillon, les positions de la Mayenne et de l'Huisne sur un fond IDPR).....	52
Figure 21 Localisation des stations sur la carte de l'IDPR	53
Figure 22: répartition des stations présentées selon l'IDPR moyen et le débit décennal (la taille des points dépend de la surface du BV)	54
Fig. 23 – Le débit du Loir à Durtal - Modèle et observations - $R^2= 0.971$ Nash=0.9452	57
Fig. 24 – Les différentes composantes du débit du Loir	57
Fig. 25 – Les différentes réponses impulsionnelles.....	57
Figure 26 : Représentation de l'indice IDPR.....	59
Figure 28 – Le débit de la Sarthe à Neuville sur Sarthe : les eaux souterraines contribuent pour 8% au pic de crue généré sur le sous bassin. Le débit ruisselé est celui généré entre St Cénéri et Neuville.	70
Figure 29 – Le débit de la Sarthe à Spay : les eaux souterraines contribuent pour 11% au pic de crue généré sur le sous bassin	71
Figure 30 - Le débit de la Sarthe à St Denis d'Anjou : les eaux souterraines contribuent pour 8% au pic de crue généré sur le sous bassin.....	71
Figure 31 – Le Loir à Flée : les eaux souterraines contribuent pour 11% au pic de crue généré sur le sous bassin	72
Figure 32 – Le Loir à Durtal : les eaux souterraines contribuent pour 4% au pic de crue généré sur le sous bassin	72
Figure 33 – L'Huisne à Nogent le Rotrou : les eaux souterraines contribuent pour 8% au pic de crue du 6/1/2001, et pour 12% au pic du 22/3/2001.	73
Figure 34 - L'Huisne à Montfort : les eaux souterraines contribuent pour 23% au pic de crue du 7/1/2001 et 20% au pic du 23/3/2001.	73
Figure 35 – La Braye à Sargé : les eaux souterraines contribuent pour 6% au pic de crue du 7/1/2001.	74
Figure 36 : Comparaison des résultats TEMPO et Gardenia relatifs à la contribution des eaux souterraines aux crues	75
Figure 37 : Comparaison des résultats de l'estimation de la contribution des eaux souterraines aux crues par stations hydro modélisées.....	76
Figure 38 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines par unités fonctionnelles.....	79
Figure 39 : Carte de la contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin.....	81
Figure 40 : Carte de l'indice IDPR pour le bassin du Loir	85
Figure 41 : Classification des stations hydrométriques du Loir selon l'IDPR.....	85
Figure 42 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin du Loir	89
Figure 43 : Indice IDPR du sous bassin de la Sarthe à Saint-Ceneri et de l'Huisne à Montfort	90
Figure 44 : Indice IDPR des sous bassin de la Sarthe avant la confluence de l'Huisne	91

Figure 45 : Relief du sous-bassin de l'Huisne.....	92
Figure 46 : Epaisseur des terrains non saturés dans le sous-bassin de l'Huisne	93
Figure 47 : Indice IDPR du sous bassin de l'Huisne.....	93
Figure 48 : Localisation schématique des levées prévues sur l'Huisne	94
Figure 49 : Atlas des remontées de nappe pour le sous-bassin de l'Huisne.....	94
Figure 50 : Indice IDPR du bassin de la Sarthe.....	95
Figure 51 : Classification des stations hydrométriques de la Sarthe selon l'IDPR	95
Figure 52 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Sarthe.....	99
Figure 53 : Indice IDPR du sous bassin de la Mayenne	101
Figure 54:Classification des stations hydrométriques de la Mayenne selon l'IDPR.....	101
Figure 55 :	104
Figure 57 : Evolution générale du débit de la Conie et évolution du niveau de la nappe de Beauce	109
Figure 58 - La Mayenne à Madre – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	123
Figure 59 - La Mayenne à Ambrières – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement, la composante Po_Ambrieres représente la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Madré se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	125
Figure 60 - La Mayenne à St Fraimbault de Prières – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement, la composante Po_StFraimbault représente la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Ambrières se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.....	126
Figure 61 - La Mayenne à Huisserie – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (faible) ainsi que la composante Po_Huisserie se rapportent au ruissellement. La composante St Fraimbault de Prières représente la contribution du débit amont au débit de la Mayenne à Huisserie, qui met en évidence des relations nappe-rivière dans le sous bassin limité par les stations St Fraimbault et Huisserie (durée de la réponse impulsionnelle) – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	127
Figure 62 - La Mayenne à Château-Gontier – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (faible) ainsi que la composante Po_Chateau se rapportent au ruissellement. La composante Huisserie représente la contribution du débit amont au débit de la Mayenne à Château-Gontier – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	128

Figure 63 - La Mayenne à Chambellay – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (faible) ainsi que la composante Po_Chambellay se rapportent au ruissellement. La composante Château Gontiers représente la contribution du débit amont au débit de la Mayenne à Chambellay – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	129
Figure 64 - La Sarthe à St Céneri – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	130
Figure 65 - La Sarthe à Souillé – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide est négligeable, seule la composante Po_Souillé se rapporte au ruissellement. La composante 02873X0005/PZ6 représente l'alimentation de la Sarthe par les eaux souterraines. La composante St Céneri représente la contribution du débit amont au débit de la Sarthe à Souillé – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	131
Figure 66 – Le piézomètre 02873X0005/PZ6 a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques: la contribution de la composante rapide est peu significative – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange très lente durant de l'ordre de 600 jours (nappe captive ?) – d) la fonction de transfert rapide.	132
Figure 67 - La Sarthe à Spay – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide se rapporte au ruissellement ; elle n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols. La composante Po_Spay est négligeable. La composante 03586X0145/P2 représente l'alimentation de la Sarthe par les eaux souterraines. Les composantes Neuville et Montfort représentent les contributions du débit amont de la Sarthe à Neuville et de l'Huisne à Montfort au débit de la sarthe à Spay – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	133
Figure 68 – Piézomètre 03586X0145 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge ainsi qu'une vidange très lente (retour à l'équilibre au bout de 3 ans) – d) la fonction de transfert rapide	134
Figure 69 - La Sarthe à St Denis d'Anjou – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide ainsi que la composante Po_StDenis se rapportent au ruissellement. La composante rapide n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols alors que la composante Po_StDenis apparaît dès que la pluie est efficace. La composante 03577X0012/PZ1 représente l'alimentation de la sarthe par les eaux souterraines (la contribution de la composante 03932X0046/PZ est négligeable). La composante Spay représente la contribution du débit amont au débit de la Sarthe à St Denis d'Anjou – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	134
Figure 70 – Piézomètre 03577X0012 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Un phénomène de débordement de la nappe est mis en évidence en 2001 (cote 57.5m) – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange durant une année – d) la fonction de transfert rapide	135

Figure 71 - Le Loir à St Maur – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l’absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	136
Figure 72 - Le Loir à Villavard – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide, très importante, représente le ruissellement, les 3 composantes lentes reflétant l’alimentation du Loir par les eaux souterraines. En effet, 2 piézomètres sont utilisés, 03953X0028/P et 03957X0052/FAE, chacun d’eux ayant une contribution significative, et la composante Po_Villavard qui représente la contribution des eaux souterraines non prises en compte par les piézomètres – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	137
Figure 73 – Piézomètre 03957X0052 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide (peu significative) – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange très lente durant de l’ordre de 3 ans – d) la fonction de transfert rapide	138
Figure 74 - Piézomètre 03953X0028 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide (peu significative) – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange très lente durant de l’ordre de 4 ans – d) la fonction de transfert rapide	138
Figure 75 – Le Loir à Flée – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide et la composante Po_Flee représentent le ruissellement (la composante rapide dépend étroitement de l’état de saturation des sols). Seule la composante 04271X0042/P est représentative des eaux souterraines. La contribution du débit amont est matérialisée par la composante Villavard – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	139
Figure 76 – Piézomètre 04271X0042 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide	140
Figure 77 – Piézomètre 03955X0006 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Un phénomène de débordement de la nappe est mis en évidence en 2001 (cote 68.8m) – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, la vidange durant une année – d) la fonction de transfert rapide.....	140
Figure 78 - Le Loir à Durtal – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (sensible à l’état de saturation des sols) et la composante Po_Durtal sont représentatives du ruissellement. Parmi les 2 piézomètres utilisés en entrée du modèle, seul 03927X0055/PZ est représentatif de l’alimentation du Loir par les eaux souterraines. La composante Flée représente la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	141
Figure 79 – Piézomètre 03936X0056 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Il s’agit probablement d’un piézomètre influencé par des pompages – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide	142

Figure 80 – Piézomètre 03927X0055 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide	142
Figure 81 - L'Oudon à Cossé le Vivien – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	143
Figure 82 - L'Oudon à Chatelais – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante Po_Chatelais la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Cossé le Vivien se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	144
Figure 83 - L'Oudon à Segré – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante Po_Segré la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Chatelais se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	145
Figure 84 – L'Huisne à reveillon – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	146
Figure 85 - L'Huisne à Nogent le Rotrou – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente la ruissellement et la composante 02894X0019/FAE la contribution des eaux souterraines au débit de l'Huisne. La composante Po_Nogent est négligeable – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	147
Figure 86 – Piézomètre 02894X0019 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Un phénomène de débordement de la nappe est mis en évidence en 2001 (cote 201m) – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange s'étalant sur une année – d) la fonction de transfert rapide	148
Figure 87 –L'Huisne à Montfort – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide ainsi que la composante Po_Montfort se rapportent au ruissellement. La composante rapide n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols alors que la composante Po_Montfort apparaît dès que la pluie est efficace. Les composantes 03237X0043/PZ3 et 03234X0535/PZ2 se réfèrent aux piézomètres du même nom et représentent l'alimentation de l'Huisne par les différentes nappes. La composante Nogent le Rotrou représente la contribution du débit amont au débit de l'Huisne à Montfort – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	149
Figure 88 – Piézomètre 03234X0535 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide	150

Figure 89 - La Brayé à Valennes – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	151
Figure 90 - La Brayé à Sargé – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide ainsi que la composante Po_sarge se rapportent au ruissellement. La composante rapide n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols alors que la composante Po_sarge apparaît dès que la pluie est efficace. La composante 03603X0013/FAE représente l'alimentation de la Brayé par les eaux souterraines. La composante Valennes représente la contribution du débit amont au débit de la Brayé à Sargé – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.	152
Figure 91 – Piézomètre 03603X0013 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Une nette tendance à la hausse est mise en évidence (probablement en raison de l'arrêt de pompages) – b) la fonction de transfert lente	152
Figure 92 - La Maine à Angers – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide et la composante Po_Durtal représentent le ruissellement (la première étant étroitement liée à l'état de saturation des sols). Les composantes se référant aux débits amont mettent nettement en évidence des relations nappe-rivière en raison du caractère différé des réponses impulsionnelles du Loir et de la Sarthe – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.....	153

Liste des annexes

Annexe 1 Résultats des modélisations Gardénia	113
Annexe 2 Résultats des modélisations Tempo.....	121

Liste des tableaux

Tableau 1 – Quelques caractéristiques des sous bassins étudiés : la surface topologique du bassin amont à la station hydrométrique (km ²), le temps de concentration (jours) qui est le temps écoulé entre un événement de pluie efficace et le maximum du débit qui en résulte. La capacité du sous bassin est le produit de sa surface (km ²) par le temps de concentration de la lame d'eau (jours). La capacité est un indicateur important dans la modélisation des crues (lorsqu'elle est faible, les crues sont plus difficiles à modéliser car elles se produisent localement, sur de petites surfaces et sur des temps très courts).....	16
Tableau 2 : Les combinaisons optimales des pluies (représentation des contributions des différents pluviomètres aux pluies optimisées sur chacun des sous bassins).....	45
Tableau 3 : Quelques caractéristiques des sous bassins modélisés : Surface topologique du bassin amont et du sous bassin, composantes de la pluie (dont la signification est donnée en légende des figures), du débit amont, des eaux souterraines représentées par le(s) piézomètre(s), composante rapide reliée au ruissellement (cette	

composante qui ne dépend pas linéairement de la pluie efficace se manifeste lors d'épisodes de pluie importants)	46
Tableau 4 : La contribution moyenne, au débit des rivières, des eaux souterraines, du ruissellement et éventuellement du débit mesuré à la station amont.....	47
Tableau 6 Lame ruisselée moyenne interannuelle et contribution moyenne en % au débit des rivières, des eaux souterraines d'après modélisation GARDENIA avec calage sur la période 1993-2004.	55
Figure 8 –Part relative de la contribution moyenne des écoulements différés au débit des rivières en fonction de l'indice IDPR moyen obtenu par le bassin versant analysé.	60
Tableau 9 – contribution maximale % au débit des rivières lors de la crue maximale observée, des eaux souterraines d'après modélisation GARDENIA avec calage sur la période 1993-2004.	69
Tableau 10 : Estimation de la contribution des eaux souterraines au débit maximal de crue par stations hydro modélisées	77
Tableau 11 : Estimation de la contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin.....	80
Tableau 12: Estimation de la contribution au débit maximal de la crue des eaux souterraines des sous bassins du Loir.....	88
Tableau 13: Estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Sarthe	98
Tableau 14: Estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Mayenne	103

1. Le bassin de la Maine

1.1. CONTEXTE HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE LA MAINE

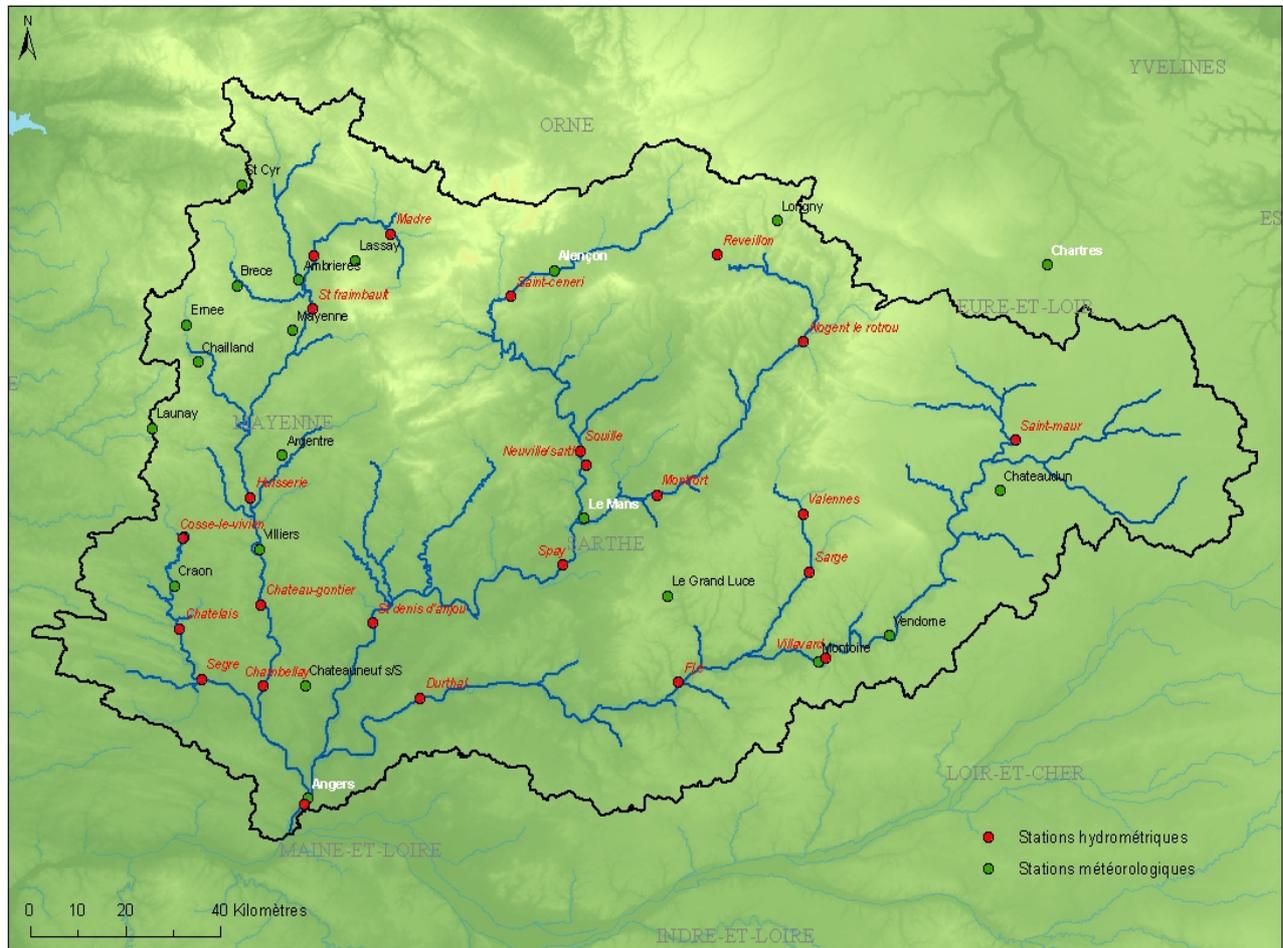


Figure 1 – Le bassin hydrographique de la Maine

Le bassin de la Maine (Figure 1) qui s'étend sur une surface de plus de 22000 km² est constitué de 3 sous bassins, la Mayenne, la Sarthe et le Loir. Les crues sont générées sur ce bassin par les phénomènes de circulation océanique depuis l'Océan Atlantique. Ainsi, la crue de 1995 dont la période de retour a été évaluée à 100 ans à Angers, fut le résultat d'une succession de passages de fronts froids suite à une persistance de la circulation océanique. Cette situation est fréquente pendant la période hivernale, de novembre à mars. Les mois les plus humides sont novembre et décembre avec 21% des précipitations annuelles. La moyenne des précipitations annuelles varie entre 934 mm (Saint Cyr) et 605 mm (Chateaudun). Elle décroît d'Ouest en Est, le gradient le plus important se situant suivant la direction Nord-ouest à Sud-est. La neige est rare sur ce bassin et ne contribue pas de façon significative aux précipitations.

La Mayenne ainsi que le sous bassin de l'Oudon drainent la partie orientale du massif armoricain principalement constitué de granite (550 Millions d'années). La contribution moyenne des eaux souterraines au débit de l'Oudon est d'environ 20% alors qu'elle est proche de zéro pour la

Mayenne à Chambellay. La Mayenne, en raison de l'étroitesse de sa vallée et de sa pente moyenne, est caractérisée par des phénomènes de propagation de crues rapides. La Sarthe draine les calcaires du Jurassique Moyen de la partie occidentale du bassin parisien. La contribution moyenne des eaux souterraines atteint 40% à St Denis d'Anjou. Le Loir, l'Huisne et la Braye, traversent les formations sédimentaires du bassin parisien, argiles à silex et calcaires de l'Eocène supérieur et du Miocène (calcaire de Beauce).

Près de 50% du débit de l'Huisne provient des eaux souterraines du Cénomaniens, ce qui est proche de la contribution moyenne des eaux souterraines au débit du Loir à Durtal. Cette contribution est seulement de 30% pour la Braye qui draine principalement les argiles à silex. Exceptionnellement, le débit spécifique peut atteindre localement $0.3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. La crue centennale à l'exutoire du bassin de la Maine correspond à un débit spécifique de $0.086 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ à Angers (pic de la crue de janvier 1995).

Affluent	Station hydrométrique	Surface (km ²)	Altitude (m)	Temps de Concentration (j)	capacité (km ² .j)
Mayenne	Madre	335	129	1.1	369
	Ambrières	828	100	1.8	1490
	St Fraimbault	1851	85	1.9	3517
	Huisserie	2890	41	1.9	5491
	Chateau-Gontier	3910	26	2.0	7625
	Chambellay	4160	20	2.1	8528
Sarthe	St Ceneri	908	121	2.1	1907
	Souillé	2700	49	2.2	5940
	Neuville sur Sarthe	2716	47	2.3	6247
	Spay	5285	38	2.3	12156
	St Denis d'Anjou	7380	22	2.3	16974
Loir	Villavard	4545	65	2.9	13181
	Flée	5940	46	3.0	17820
	Durtal	7920	21	4.1	32472
Oudon	Cosse le Vivien	133	55	1.2	160
	Chatelais	734	35	1.6	1174
	Segré	1310	21	1.8	2358
Huisne	Reveillon	78.3		1.1	82
	Nogent le Rotrou	827	102	1.9	1571
	Montfort	1890	56	2.2	4064
Braye	Valennes	270	101	1.1	297
	Sarge	497	82	1.2	572
Maine	Angers	22020	13	2.8	61656

Tableau 1 – Quelques caractéristiques des sous bassins étudiés : la surface topologique du bassin amont à la station hydrométrique (km²), le temps de concentration (jours) qui est le temps écoulé entre un événement de pluie efficace et le maximum du débit qui en résulte. La capacité du sous bassin est le produit de sa surface (km²) par le temps de concentration de la lame d'eau (jours). La capacité est un indicateur important dans la modélisation des crues (lorsqu'elle est faible, les crues sont plus difficiles à modéliser car elles se produisent localement, sur de petites surfaces et sur des temps très courts).

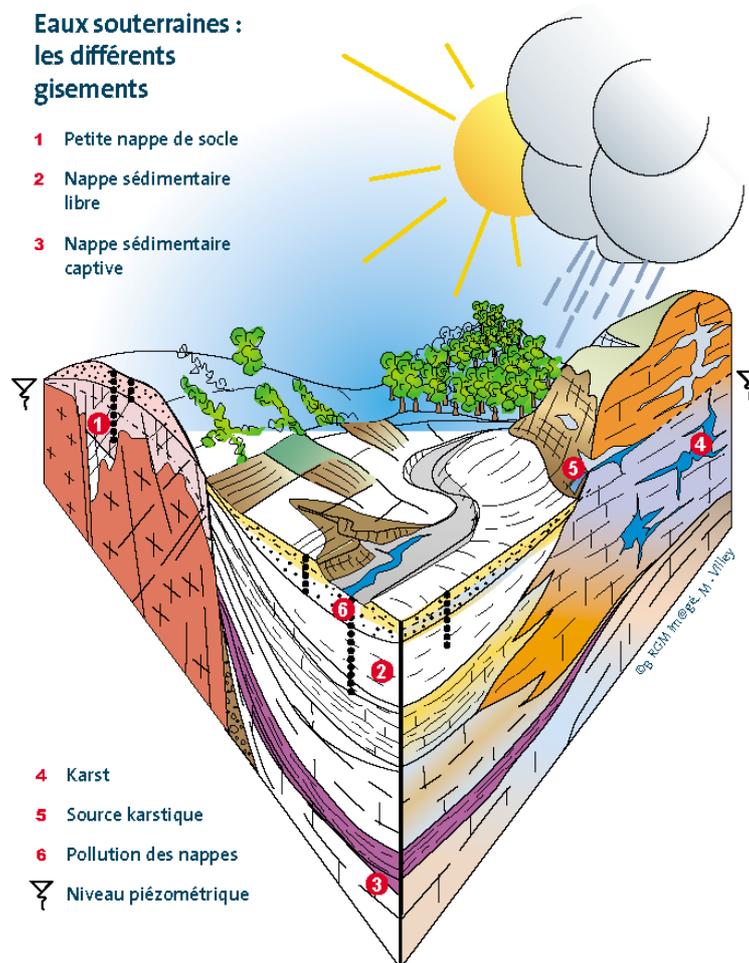
1.2. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN DE LA MAINE

Le bassin de la Maine contient les trois grands types de gisements d'eau souterraine que l'on rencontre sur le territoire national :

- des nappes de socles, en général de petite extension,
- des nappes sédimentaires libres, d'extension variable
- des nappes sédimentaires captives

Des circulations karstiques peuvent être aussi localement envisagées (bassin du Loir ou de la Sarthe).

Les nappes alluviales constituent un type particulier de nappes, formées par les grands épandages de sables et graviers des rivières. Elles sont par nature le lieu privilégié des échanges entre les cours d'eau et les autres grandes nappes libres plus profondes.¹



¹ L'estimation de la contribution des eaux souterraines s'appuyant sur des modèles hydrogéologiques globaux et non maillés, nous ne distinguerons pas toujours les nappes alluviales des nappes libres lorsqu'il y a continuité hydraulique. Nous nous intéresserons au système aquifère dans sa globalité.

1.2.1. Le domaine du socle

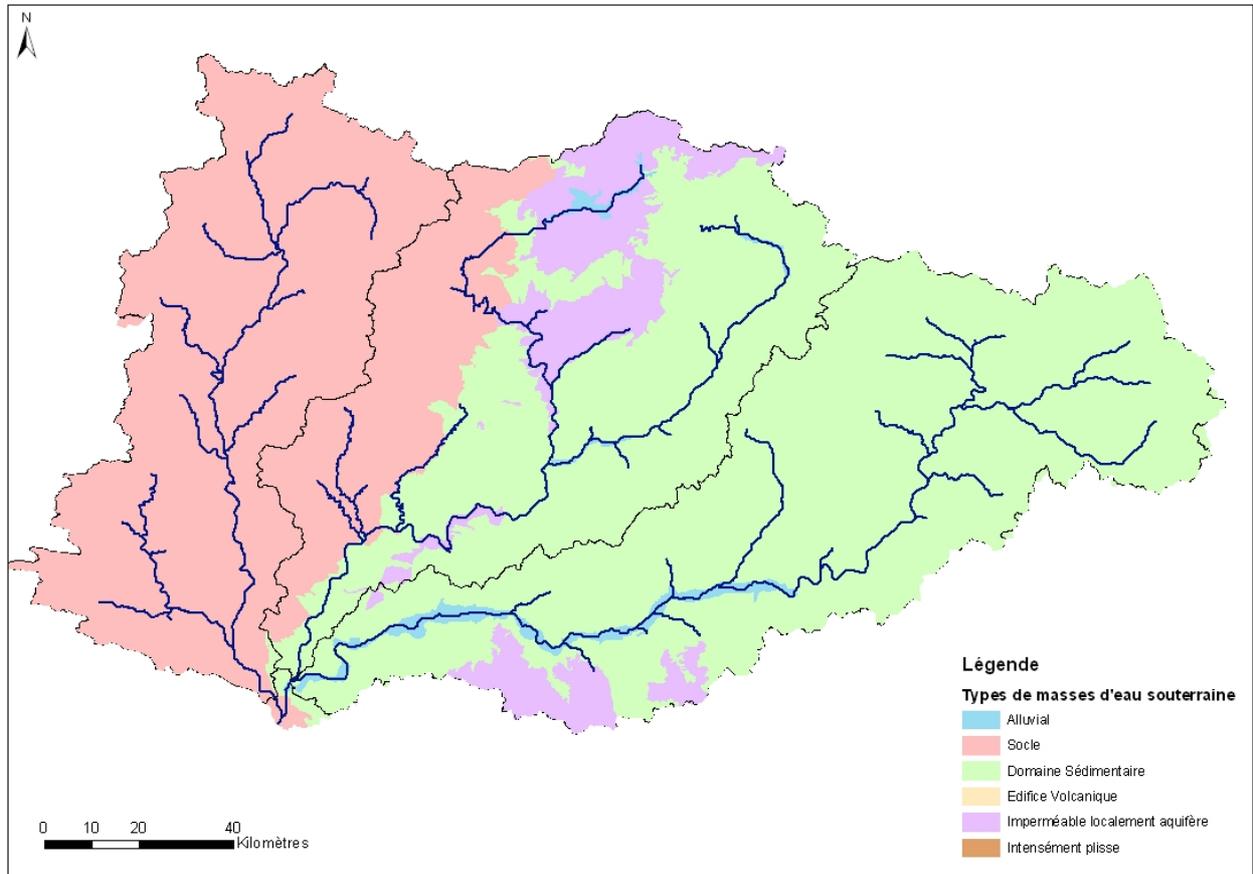


Figure 2 : Les domaines de socle et sédimentaire localisés sur le bassin de la Maine

Principales caractéristiques des eaux souterraines en contexte de socle

Le Massif Armoricaïn est l'un des deux grands massifs anciens français. Il est principalement constitué de terrains cristallins (granites, gneiss, micaschistes...) et accessoirement de terrains sédimentaires (calcaires, grès...). Tronçon affleurant de la chaîne varisque qui a été érigée au cours du Paléozoïque, il y a 300 millions d'années, le Massif Armoricaïn est organisé en deux blocs structuraux majeurs : les blocs nord et sud-armoricains. Ces derniers sont séparés par le cisaillement sud-armoricain qui prend en écharpe la région d'ouest en est, depuis la Roche-Bernard jusqu'au sud de Cholet en passant par Nantes.

Depuis son évolution ancienne, le massif est resté à l'écart des grandes zones de tectonique active telles la collision alpine ou l'ouverture de l'Atlantique et n'a donc subi que des influences mineures. De ce fait et suite à une intense érosion, une couverture sédimentaire constituée de carbonates de plate-forme, de marnes et de sables d'âge secondaire et tertiaire s'est déposée sur ses marges, en liaison avec le développement des grands bassins marins (le bassin de Paris à l'est et le bassin d'Aquitaine au sud). Enfin, les ajustements tectoniques, associés à la mise en

place des Alpes, ont initié au sein même du massif, de nombreux petits bassins tertiaires. Les roches magmatiques et métamorphiques qui constituent l'essentiel du Massif Armoricaïn sont globalement peu favorables aux circulations aquifères importantes. Une étude réalisée en 1999 sur les formations de socle de Vendée a en effet montré que le pourcentage de forages dont le débit était supérieur ou égal à 10 m³/h variait de 3 à 33 % en fonction de la lithologie. Le débit moyen de 25 % des meilleurs forages situés dans les formations les plus productives ne dépasse pas quant à lui 40 m³/h.

Dans les terrains de socle, la productivité des aquifères est en fait étroitement liée à la présence d'altérites et au degré de fracturation des niveaux sous-jacents. Les altérites qui se caractérisent par une forte porosité et une faible perméabilité constituent un réservoir qui alimente l'horizon fissuré par drainance. Ce dernier est généralement beaucoup plus perméable en raison de l'interconnexion des fissures qui favorise la circulation des eaux souterraines. C'est dans la partie supérieure de cet horizon que les venues d'eau sont les plus importantes. Enfin les réservoirs d'eau souterraine en domaine de socle sont étroitement liés aux limites des bassins versants de surface dont ils partagent les limites et héritent en grande partie de leurs caractéristiques.

Capacité d'infiltration

Le Bassin versant constitue la principale unité de surface sur laquelle les investigations en matière d'hydrogéologie ont été menées. En effet, l'approche de la sensibilité du sous-sol au ruissellement et à l'infiltration peut être menée sur un bassin versant en caractérisant la capacité du sous-sol à infiltrer. Cette capacité est obtenue en croisant la perméabilité des roches et la profondeur de la nappe.

Cette capacité du sous-sol à infiltrer est d'autant plus forte que l'épaisseur de la zone non saturée est importante (la nappe étant profonde la possibilité d'emmagasinement est importante) et la perméabilité des formations géologiques est notable (les débits souterrains permettant de reconstituer la capacité d'accueil de l'aquifère entre deux périodes de recharge).

Volumes d'eau contenus

Le calcul des volumes d'eau souterraine est une méthode complexe basée sur la modélisation de la géométrie des aquifères (altérites et milieu fissuré, cf chapitre suivant) et la caractérisation de leurs teneurs en eau.

Relations des eaux souterraines avec les eaux de surface

La participation des eaux souterraines à l'écoulement total d'un cours d'eau peut être estimée à l'aide d'une modélisation hydrologique réalisée au droit d'une station hydrométrique. Cette modélisation permet de décomposer le débit journalier mesuré en une composante rapide (ruissellement) et une composante lente (vidange des aquifères). Ceci permet de connaître la quantité d'eau souterraine drainée par le cours d'eau. En été la participation des eaux souterraines au débit de la rivière peut atteindre 100 % (étiage). A titre d'illustration, la connaissance du fonctionnement des écoulements souterrains a permis d'apporter des explications à des variations d'analyses chimiques mesurées dans un cours d'eau. Concernant les teneurs en nitrates par exemple, le cycle le plus fréquemment rencontré sur les bassins versants bretons est le suivant : teneurs élevées en hiver et teneurs plus faibles en été. Ceci peut s'expliquer de la façon suivante : le bassin versant est très sensible au ruissellement et à l'écoulement du réservoir souterrain supérieur (altérites) qui entraînent une augmentation des teneurs en nitrates, tandis que le réservoir souterrain inférieur (milieu fissuré) moins chargé en nitrates apporte à chaque étiage une diminution de la valeur mesurée. Cette teneur plus faible s'explique parfois par l'existence d'une dénitrification dans les aquifères du sous-sol.

En l'état actuel des connaissances, un système aquifère en domaine de socle est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières. En domaine de socle (breton) ces deux fonctions sont le plus souvent séparées :

- le rôle de réservoir (fonction « capacitive ») est assuré principalement grâce à l'altération de la roche en place, développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur,
- L'eau souterraine circule surtout (en terme de volume relatif à l'échelle du bassin) par le réseau de fissures et fractures existant plus bas, dans la roche « saine » ou moins atteinte par l'altération.

Les eaux souterraines sont donc situées au sein de deux aquifères superposés et en contact permanent : celui des altérites et celui du milieu fissuré.

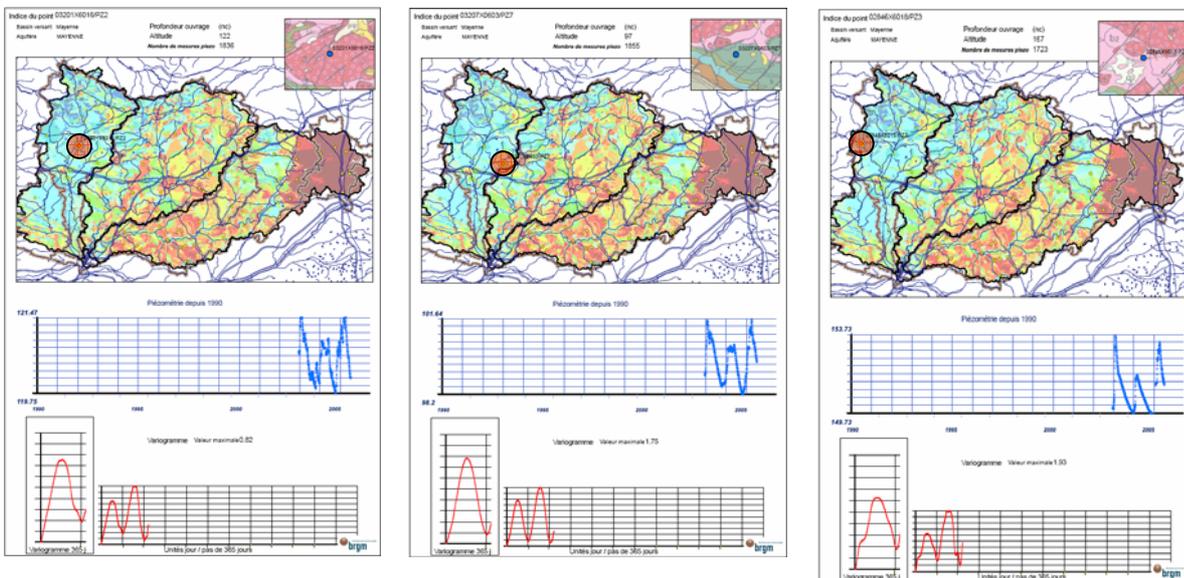
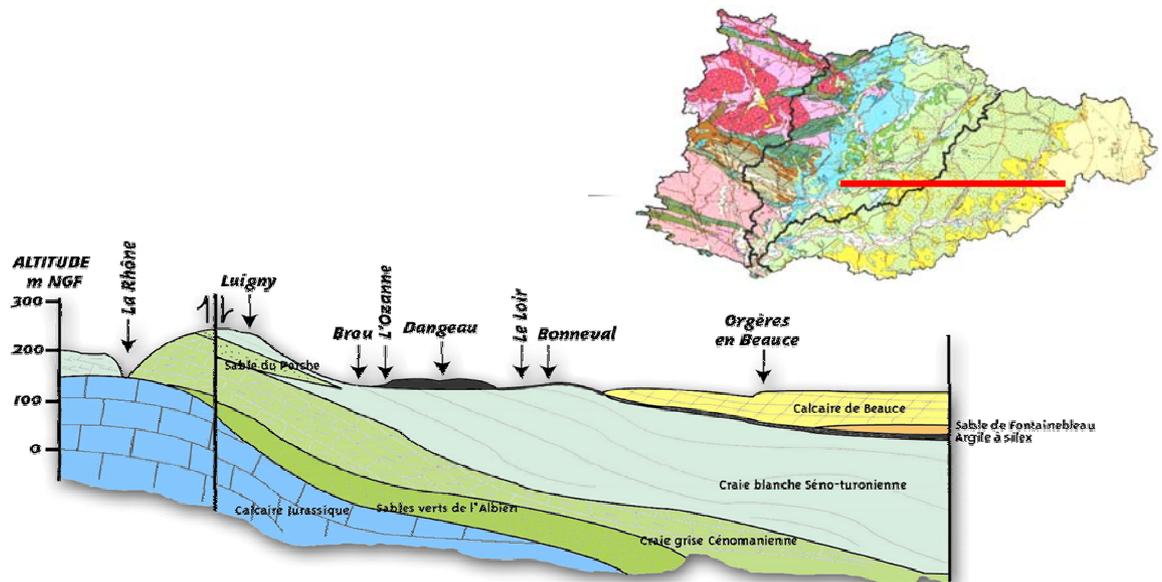


Figure 3: Evolutions piézométriques et variogrammes (03201X6016/PZ2, 03207X0603/PZ7 et 02846X6018/PZ3)

1.2.2. Le domaine sédimentaire du bassin de la Maine



Les alluvions

L'aquifère des nappes alluviales est représenté par des sables et graviers occupant le lit majeur des grande vallées.

L'amplitude des battements piézométriques est de l'ordre de 2 à 3 mètres sans variation pluriannuelle notable. En règle générale, le niveau de la nappe est étroitement contrôlé par le cours d'eau dans le cas des formations alluviales.

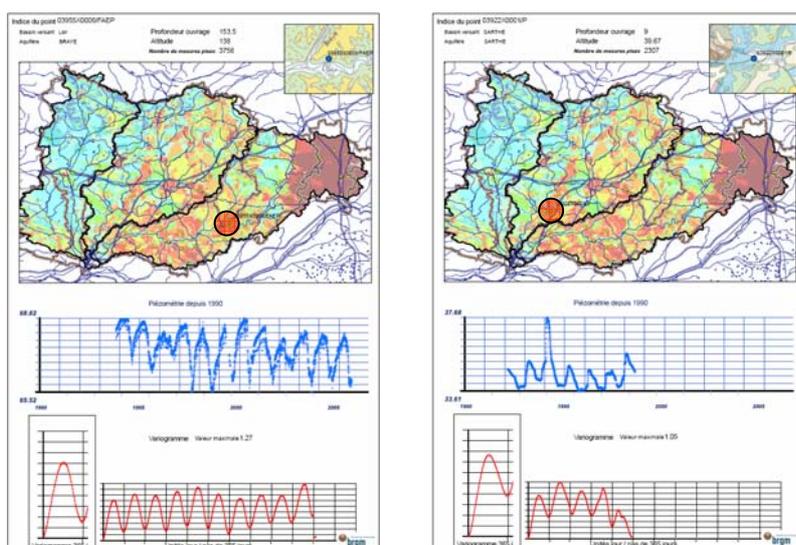
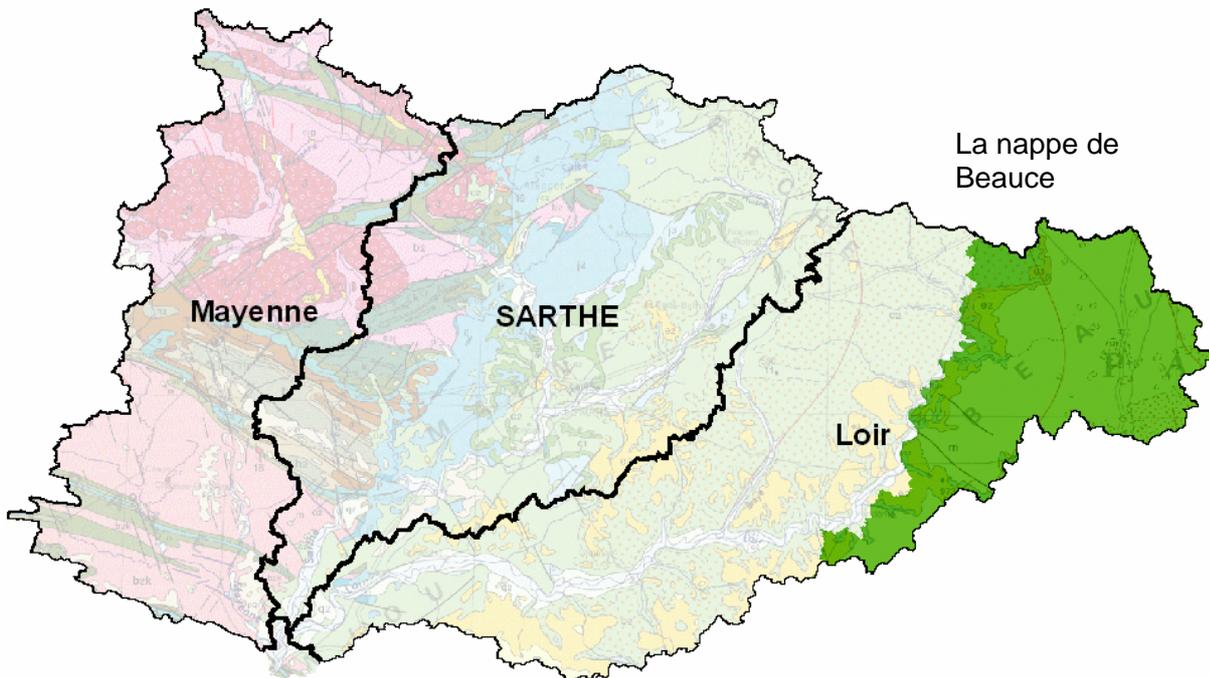


Figure 4: Evolutions piézométriques et variogrammes (03955X0006/FAEP, 03922X001/P)

La nappe de Beauce



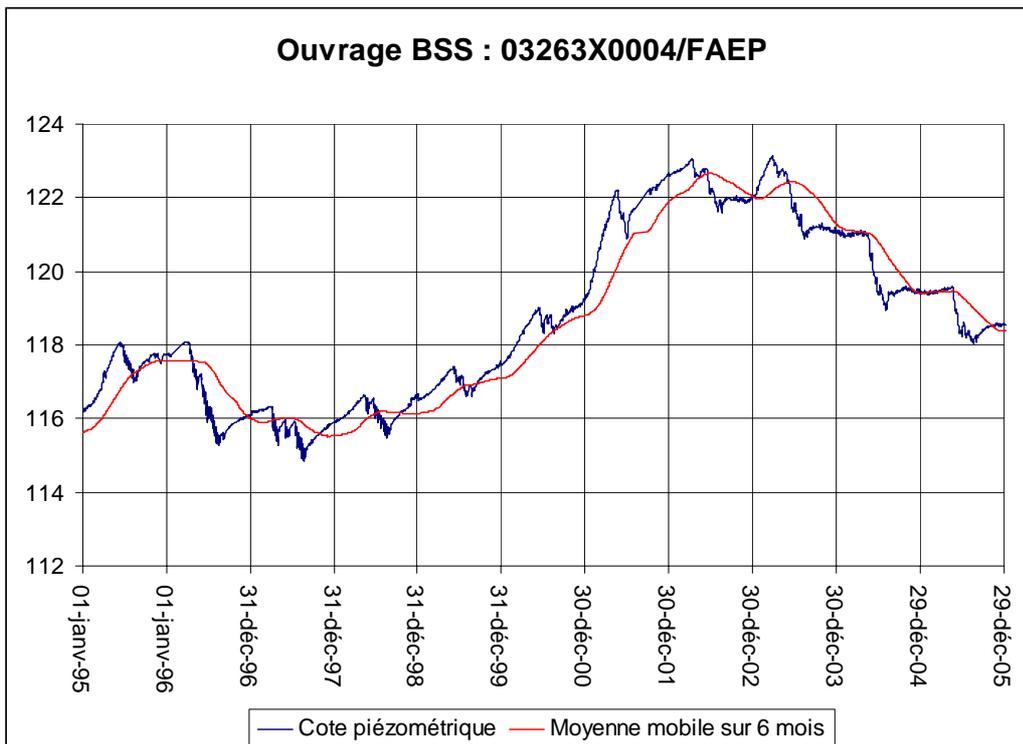
Les Calcaires de Beauce constituent l'un des plus importants aquifères de France. Dans le bassin du Loir, ils occupent le quart nord-est. Ils surmontent la craie à l'est du Loir et se développent vers l'est et la région de la Beauce jusqu'à atteindre 190 à 200 mètres d'épaisseur au centre du plateau. Ce calcaire est intensément fracturé, parfois karstique. Il constitue un aquifère continu très transmissif, où les circulations restent rapides. La nappe de Beauce, située dans un système multicouche reposant pour partie sur la craie et surmonté d'une zone non saturée importante (jusqu'à 60m), **s'écoule vers le sud** avec une faible composante vers le Loir en limite d'affleurement.

Les fluctuations saisonnières et interannuelles sont importantes et la nappe réagit avec retard aux précipitations montrant des cycles pluriannuels. Cette nappe est largement exploitée et a connu des conflits d'usage au début des années 90, période où la nappe sensible aux déficits pluviométriques répétés, avait du mal à se reconstituer. La baisse de son niveau s'était alors répercutée sur les eaux superficielles provoquant des assecs sur l'amont des cours d'eau. La baisse naturelle de la nappe est accentuée par les prélèvements qui croissent avec l'intensité de la sécheresse (irrigation). Les années pluvieuses successives de 1999 à 2003 ont contribué à une forte remontée de la nappe.

La productivité de la nappe de Beauce est liée à l'épaisseur mouillée du réservoir. Elle est faible en bordure des affleurements et augmente considérablement vers l'est où les forages peuvent donner jusqu'à plus de 200 m³/h avec des rabattements de l'ordre du mètre. Les transmissivités calculées varient de $5 \cdot 10^{-2}$ à $3 \cdot 10^{-2}$ m²/s. La Beauce est un plateau ayant peu de vallées pour drainer les eaux. Les eaux résiduelles et les divers rejets s'infiltrent donc naturellement ou artificiellement. La nappe de Beauce est très vulnérable, principalement en Eure-et-Loir où le ruissellement est très faible et où le calcaire presque à nu absorbe rapidement toutes les eaux de surface.

L'analyse des chroniques piézométriques de la nappe de Beauce montre un fonctionnement typique de nappe libre de grande extension, à la fois puissante et peu drainée par les cours d'eau, elle est sensible à des sécheresses pluriannuelles et ses fluctuations suivent des cycles pluriannuels.

Le piézomètre n° 03263X0004/FAEP est caractéristique de ces variations, sur le graphique suivant on observe nettement la montée progressive du niveau moyen de l'aquifère à partir de 1998 avec un maxima atteint en 2002/2003



La totalité des piézomètres de la nappe de Beauce appartenant au bassin du Loir présentent un cycle pluriannuel marqué où la nappe suit un étiage ou une recharge qui peuvent se poursuivre sur 5 à 7 années. L'amplitude des battements observés depuis le début de l'acquisition des mesures piézométriques sur ces ouvrages montre des écarts pluriannuels de 7 à 20 mètres qui s'établissent donc sur des périodes d'au moins 5 ans. Les variations annuelles moyennes sont de l'ordre de 1.5 à 2 mètres, elles peuvent atteindre 4.15 mètres au maximum (piézomètre : 02918X0061/CN).

Ainsi, les variations piézométriques de l'aquifère de Beauce sont d'amplitude faible (2 à 4 mètres), avec une tendance pluriannuelle nettement marquée. (figures suivantes). Dans la partie centrale du domaine, il n'existe aucun cours d'eau exutoire, ce qui permet au réservoir d'emmagasiner l'eau excédentaire pendant plusieurs années ; la nappe présente ainsi un cycle pluriannuel de remplissage et de vidange très marqué, influencé par les grands cycles climatiques.

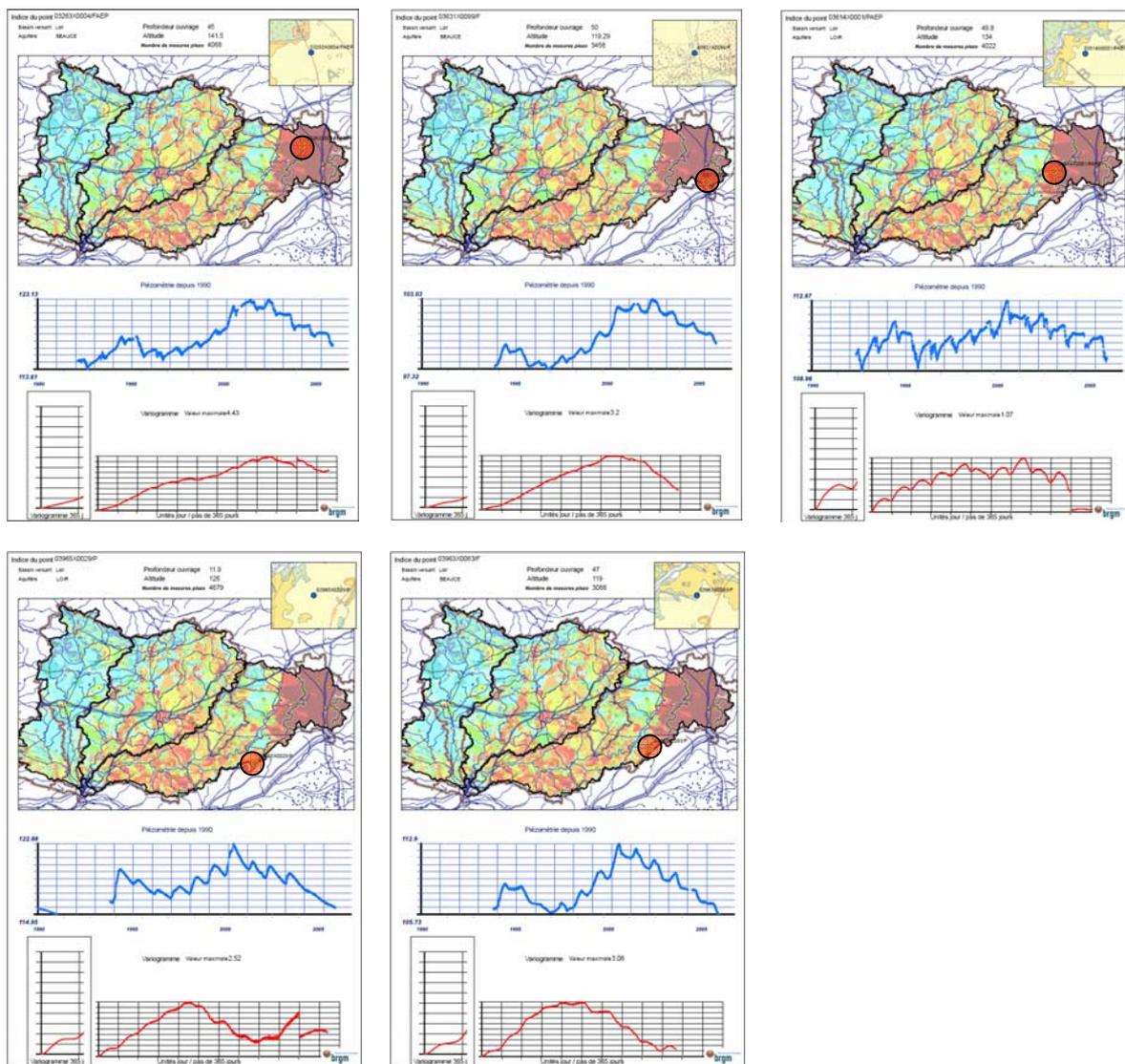


Figure 5: Evolutions piézométriques et variogrammes (03263X0004/FAEP, 03631X0099/F, 03614X0001/PAEP et 3965X0029/P, 03963X0083/F)

La carte suivante montre la distribution des points d'eau selon un rapport (f) de proportionnalité entre la variation piézométrique pluriannuelle et la variation annuelle moyenne mesurée. Les points décrits par un rapport $f=1$ montrent une variation annuelle d'égale amplitude à la variation pluriannuelle. Les points décrits par un rapport $f=2$, montrent une variation sur 3 années double de la variation annuelle. Plus f est grand, plus le réservoir aquifère montre un effet mémoire d'une année à l'autre avec la présence d'un cycle hydrologique de durée supérieure à une année.

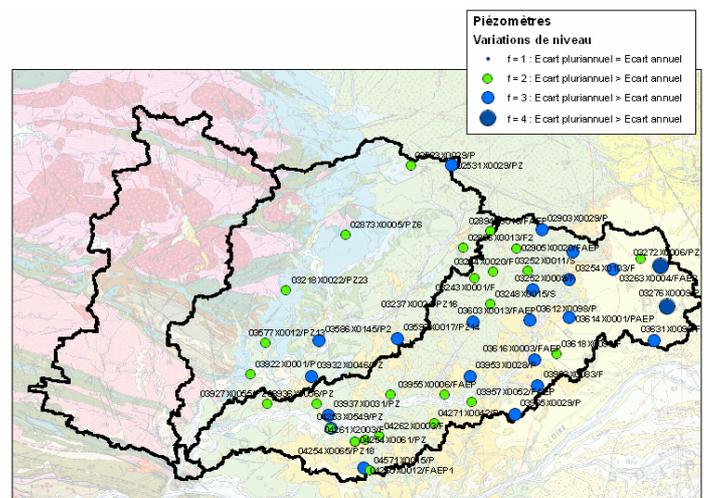


Figure 6 : Carte de l'amplitude des variations piézométriques

Nappe de la craie

Le Crétacé supérieur, du Sénonien au Cénomanién, est constitué de craie franche dans sa partie supérieure, de plus en plus marneuse à partir du Turonien, vers le bas. Poreuse mais non -ou faiblement- perméable, la craie franche ne constitue un réservoir aquifère que lorsqu'elle est fissurée le long d'accidents tectoniques et/ou altérée, sous les principales vallées, les deux conditions étant souvent liées. Les couches sédimentaires s'enfonçant vers le centre du Bassin parisien, vers le NNW, c'est donc dans la partie orientale du domaine crayeux que l'on peut trouver des ressources en eau. La nappe de la craie est drainée par les cours d'eau et est en continuité avec les nappes alluviales du Loir. Sous les plateaux, la nappe est profonde de 20 m à parfois plus de 40 m. Les fluctuations saisonnières et interannuelles sont **importantes**. Des phénomènes karstiques peuvent se développer (pertes et résurgences dans la région de Senonches, par exemple au nord de la zone d'étude). La nappe de la craie est vulnérable du fait de sa perméabilité (milieu discontinu) et de sa couverture d'argile à silex irrégulière.

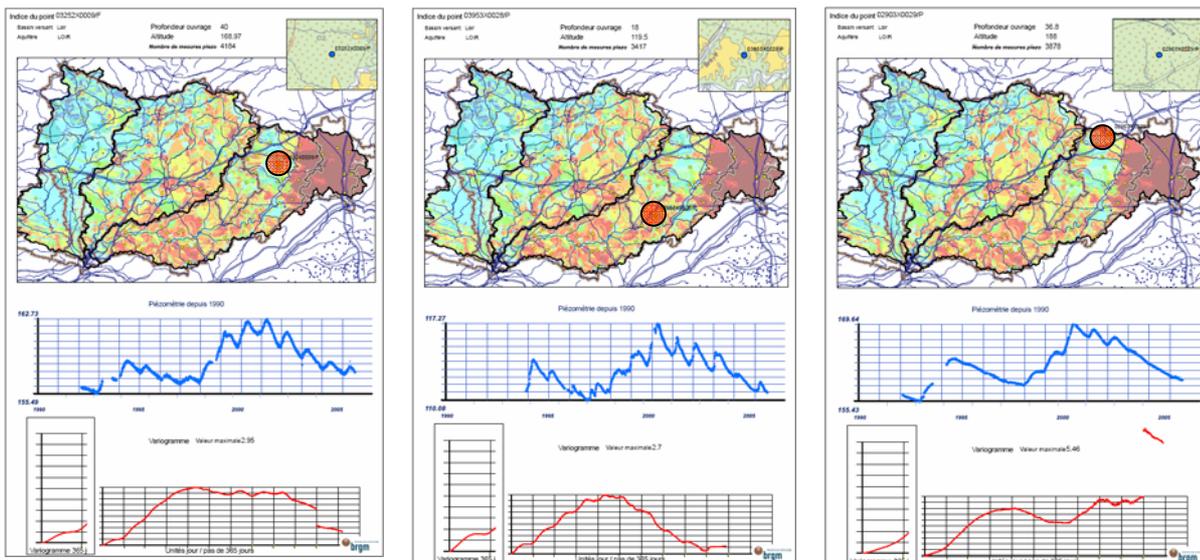
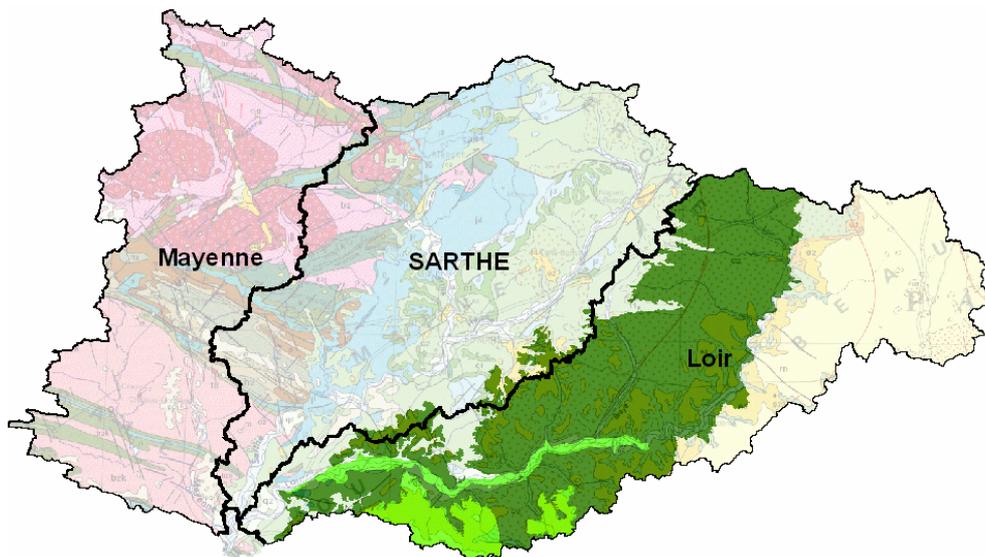


Figure 7: Evolutions piézométriques et variogrammes (03252X0009/F, 03953X0028/P et 02903X0029/P)

Les variations piézométriques de la nappe de la craie sont remarquables, elles sont caractérisées par une amplitude pluriannuelle importante (une dizaine de mètres ou plus) et une variation annuelle faible (d'ordre métrique). La similitude des évolutions piézométriques entre nappe de la craie et nappe de Beauce montre que ces réservoirs présentent un cycle pluriannuel de remplissage et de vidange très marqué, influencé par les grands cycles climatiques.

Cette configuration particulière amène à appréhender, comme dans le cas de la nappe de Beauce, le rôle des eaux souterraines lors des phénomènes de crue en fonction du contexte général de la nappe. En période de forte recharge de la nappe, des désordres liés aux remontées des eaux souterraines peuvent avoir lieu pour des battements d'amplitude moyenne. Une année de forte réalimentation de la nappe, avec une variation piézométrique annuelle forte, peut n'avoir aucun impact potentiel si elle intervient au terme d'un étiage de plusieurs années de la nappe. On observe ainsi en 2001, que les niveaux piézométriques ont approché la cote des terrains naturels, des phénomènes de remontées de nappes ont alors pu se produire localement. La figure suivante, extraite de l'étude des phénomènes de remontées de nappe menée en 2003 montre ce phénomène dans la partie nord-ouest du bassin du Loir, en rive droite de la rivière.

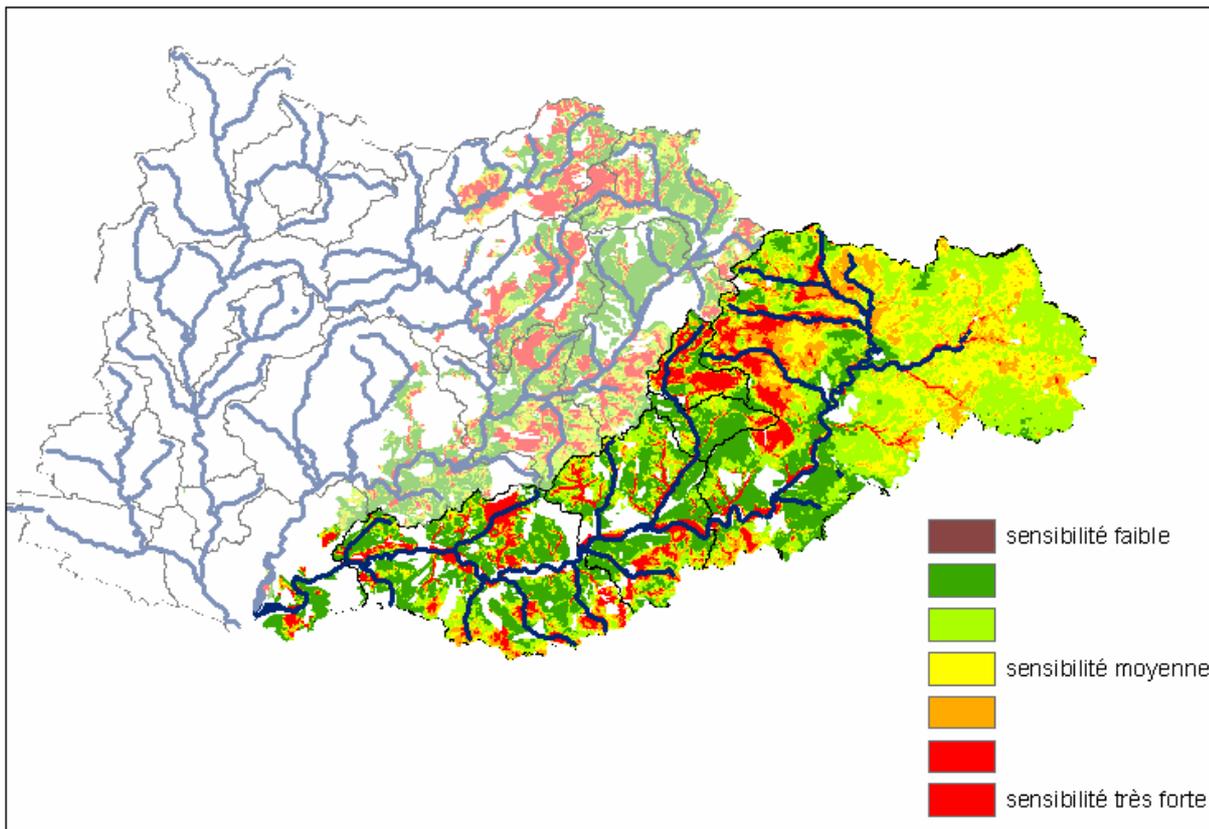


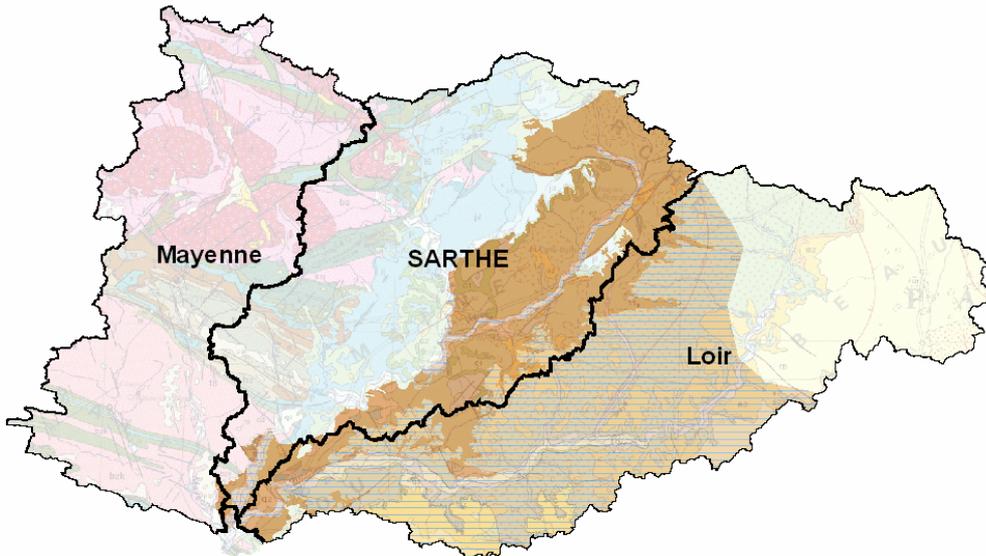
Figure 8 : Extrait de l'atlas² des remontées de nappe (<http://www.inondationsnappes.fr/>), bassin du Loir

² Machard de Gramont H., Mardhel V., Pointet T., Schomburgk S., en collaboration avec Caous J-Y., Caudron M., Corbier P., David-Rouxel E., Equibey E., Ghyselinck M., Jauffret D., Maget Ph., Marchais E., 2003 - Etude de sensibilité aux remontées de nappes – Méthodologie et application à 20 secteurs tests de France métropolitaine. Rapport BRGM/RP-52340-FR

Cette carte ne traduit cependant pas le rôle qu'ont pu jouer ces phénomènes au regard des crues de rivières car elle ne traduit que la présence d'eaux souterraines au niveau de la cote des terrains naturels dans le contexte des formations sédimentaires et non les débits engendrés vers le réseau de surface.

La nappe des Sables du Perche

Les Sables du Cénomanien supérieur, dits du Perche, affleurent dans les vallées et s'enfoncent sous les formations crayeuses et marneuses du Turonien inférieur vers l'est. Ils forment les meilleurs aquifères de la partie centrale et méridionale de la région tant en terme de productivité qu'en terme de qualité actuelle des eaux. L'épaisseur de ces sables est de plus de 30 m aux affleurements, la lithologie de ces formations alterne sables grossiers et sables fins argileux répartis horizontalement et verticalement. Elle se réduit rapidement en profondeur et les sables disparaissent approximativement au niveau d'une ligne passant par Courville-sur-Eure/Bonneval. La nappe s'écoule vers l'est où elle devient rapidement captive.



Les variations piézométriques de l'aquifère des sables et grès du Perche dans sa partie libre sont d'amplitude faible (2 à 4 mètres), avec parfois une tendance pluriannuelle peu marquée.

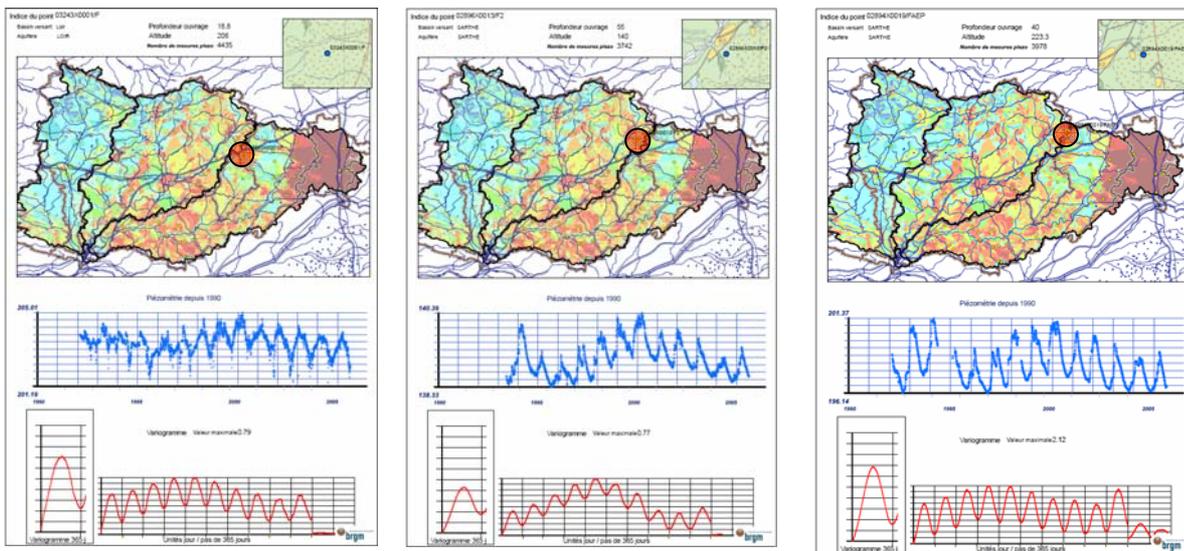


Figure 9: Evolutions piézométriques et variogrammes (03273X0001/F, 02896X0013/F2 et 02894X0019/FAEP)

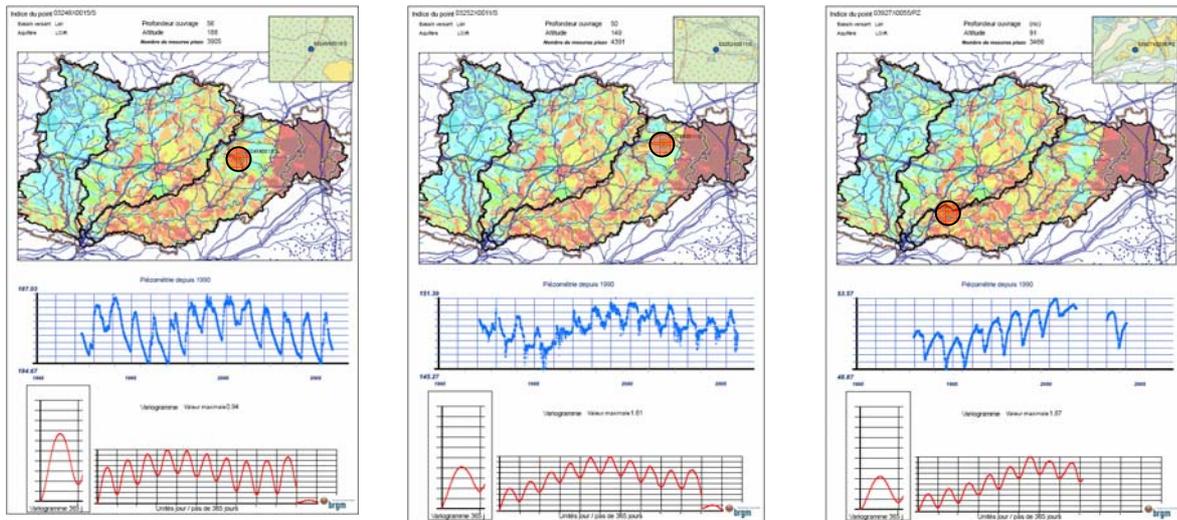


Figure 10: Evolutions piézométriques et variogrammes (03248X0015/S,03252X0011/S,03927X0055/PZ)

Ces trois derniers piézomètres sont remarquables (figure précédente) car s'ils sont situés sous la masse d'eau de la craie (03248X0015/S,03252X0011/S), ils sont en fait en relation avec celle des sables et grès du Perche. Cet aquifère est drainé par deux bassins versants, ceux de la Sarthe et du Loir. La nappe, s'écoulant vers l'est où elle devient rapidement captive, transfère ainsi une partie des eaux du bassin de la Sarthe vers le bassin du Loir.

Dans la partie ouest du bassin du Loir, la nappe du Cénomaniens sup. affleure dans le fond des vallées, donnant naissance à un grand nombre d'émergences. Des études locales³ ont montré un important réseau de failles distensives qui modifie localement la piézométrie régionale en créant des couloirs d'appel par un drainage fort. C'est une nappe, qui lorsqu'elle est libre, présente des écoulements rapides. Son recouvrement jusqu'à la surface n'est constitué que par la formation conglomératique de l'Éocène inférieur, qui est, à de rares exceptions près, perméable et poreuse du fait de sa nature et de sa texture.

Dans le bassin de la Sarthe, la figure suivante, extraite de l'étude des phénomènes de remontées de nappe menée en 2003, montre la proximité de la nappe et de la cote des terrains naturels dans la partie est du bassin (au contact de la craie). Ces phénomènes, en l'absence de grands cycles pluriannuels sont supposés être communs, associés au cycle annuel de l'aquifère. Les battements moyens amènent, en période de hautes eaux, la nappe à l'affleurement des terrains naturels.

³ VULNÉRABILITÉ DES AQUIFÈRES DU CÉNOMANIEN ET DU TURONIEN DANS LE BASSIN VERSANT DU GRATTELOUP (Perche Vendômois) par REIG (Recherches et Études Industrielles en Géosciences) Rapport N° 97.184. Pierre de Bretizel, Dominique Lemaire et Olivier Monténat

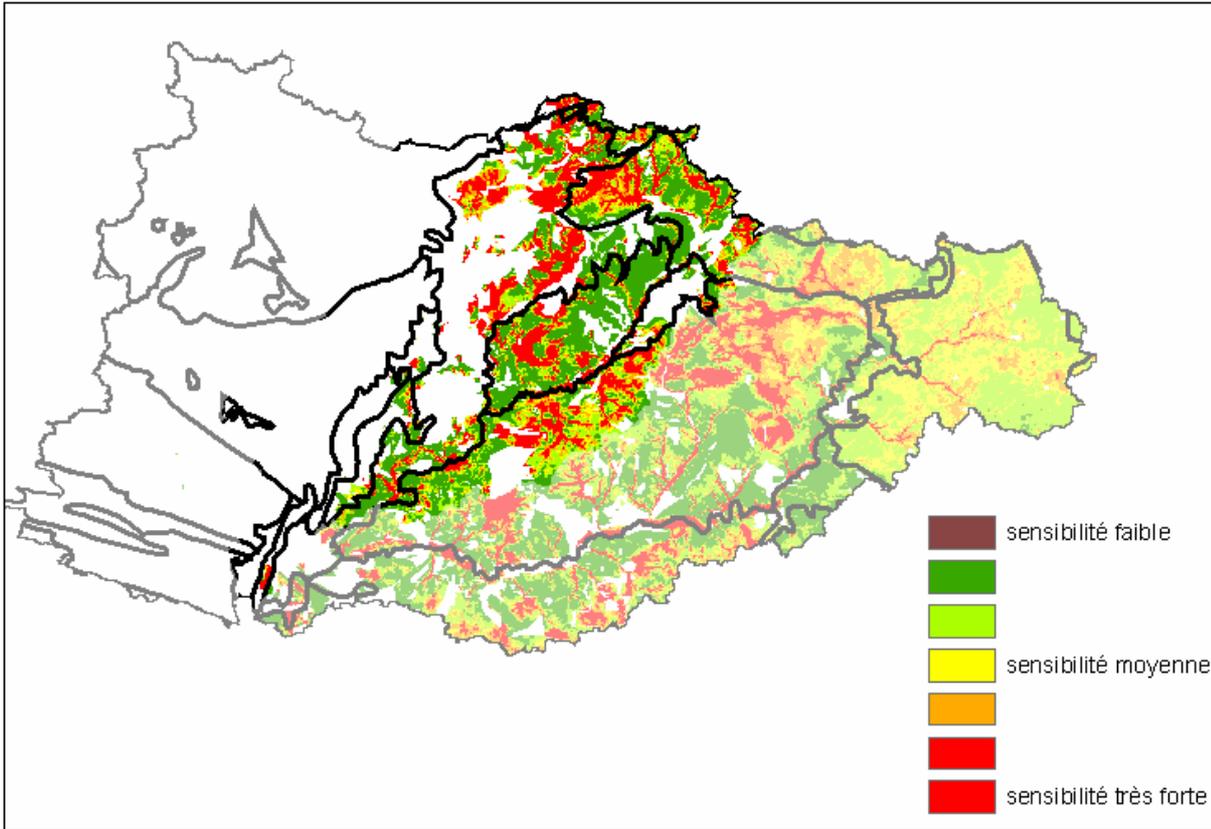
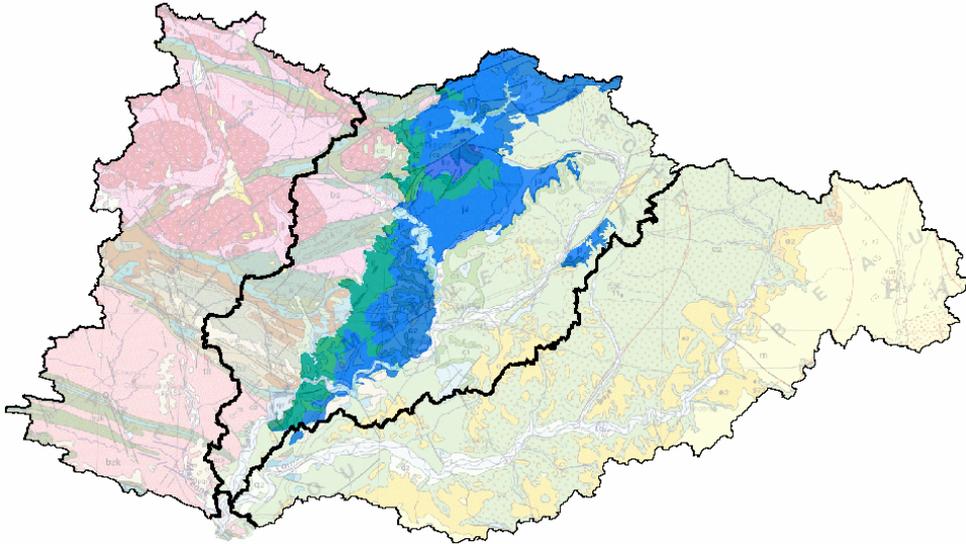


Figure 11 : Extrait de l'atlas des remontées de nappe (<http://www.inondationsnappes.fr/>) bassin de la Sarthe

Les calcaires du Jurassique

Près de Nogent-le-Rotrou, on exploite l'eau des calcaires du Jurassique supérieur sur les anticlinaux lorsque celui-ci est peu profond.. Le calcaire étant intrinsèquement compact, les forages ne sont productifs que lorsque celui-ci est fracturé, comme le long des grands accidents armoricains d'orientation NW-SE.



Ces formations jurassiques se composent :

- des calcaires Oxfordien (partie est). Ces formations disparaissent rapidement sous la craie, la couverture d'argile glauconieuse formant un toit peu perméable.
- des marnes du Callovien formant un imperméable au dessus des calcaires du Dogger
- des calcaires et marnes du jurassique moyen

L'amplitude des battements de ces nappes est faible, pluri-métrique sans variations interannuelles notables compte-tenu d'un important drainage par les cours d'eau qui les traversent.

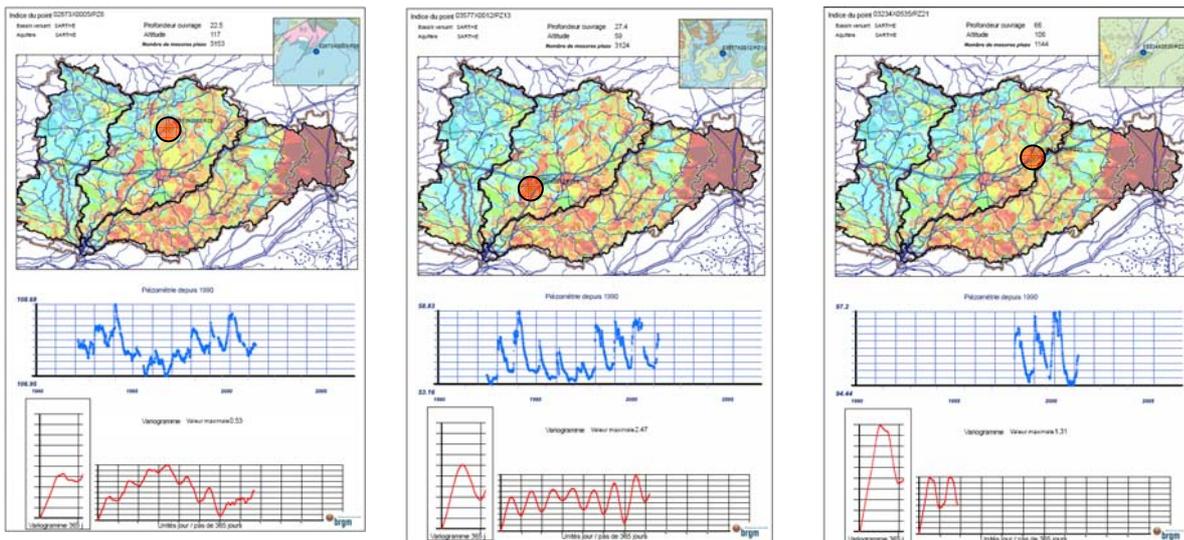


Figure 12: Evolutions piézométriques et variogrammes (02873X0005/PZ6, 03577X0012/PZ13 et 03234X0535/PZ21)

1.2.3. Evolutions piézométriques tous aquifères confondus

Les variations piézométriques constatées sur le bassin de la Maine, tous aquifères confondus montrent une distribution de l'amplitude moyenne des battements annuels de l'ordre de 1 à 4 mètres. Sur le bassin du Loir, le battement moyen dépasse souvent 4 mètres dans sa partie aval.

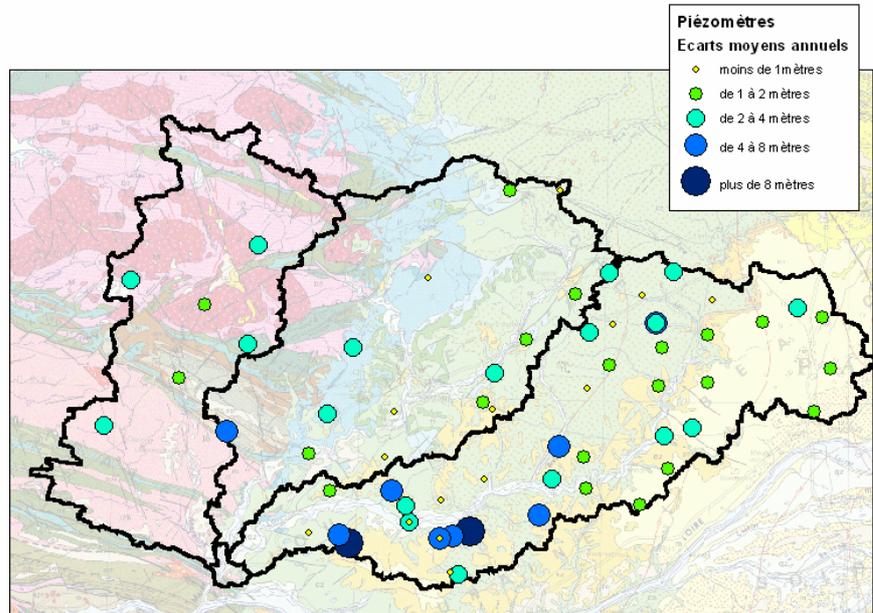


Figure 13 : Ecart piézométrique moyen annuel

Rapportés aux niveaux maximums enregistrés, ces écarts montrent les lieux de possible débordement des nappes lorsque la ZNS (zone des terrains non saturés) est d'épaisseur faible ou nulle.

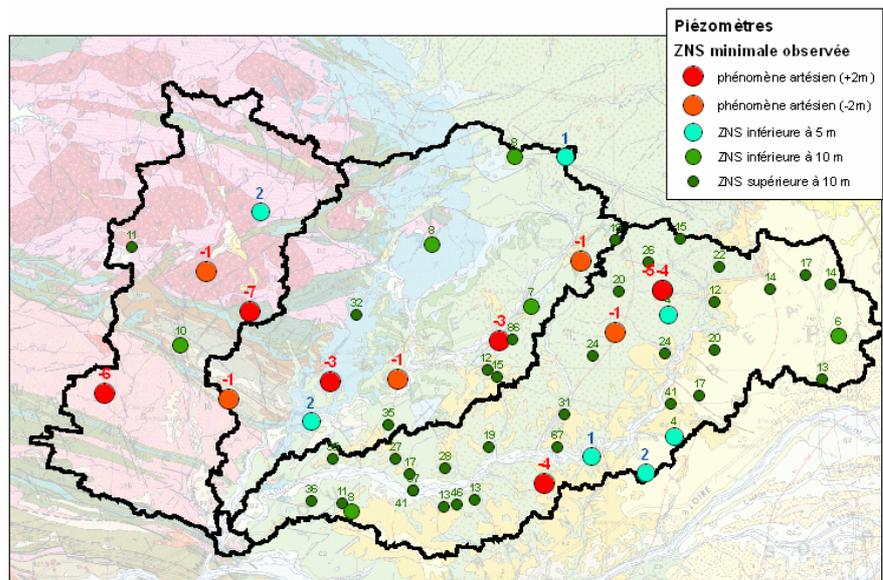


Figure 14 : Epaisseur moyenne de la zone non saturée par ouvrage (en mètres)

2. Analyse du territoire et des fonctions de transferts des eaux – Différentes méthodologies utilisées

2.1. APPROCHE QUALITATIVE

2.1.1. Le réseau hydrographique

"Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique qu'il transforme progressivement. Il représente un état du cycle de l'eau, celui de l'écoulement qui suit le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie »⁴.

En 1972, Robert Prud'homme, un des précurseurs français en matière d'analyse des réseaux hydrographiques, montre l'intérêt de ces types d'analyse pour les études géologiques, car : "les caractères du réseau hydrographique sont extrêmement dépendants au cours de leur évolution de l'état du bassin versant". Il ajoute : "les trois paramètres dont les variations nous semblent les plus importantes dans l'étude des réseaux hydrographiques sont la topographie, les structures géologiques et la composition lithologique du sous-sol". Prud'homme expérimente donc l'analyse cartographique des réseaux hydrographiques et donne un certain nombre de corrélations très pertinentes. Kim Woo-Gwan, poursuit ces travaux et approfondit l'analyse des réseaux hydrographiques. Dans les années 1990, Deffontaines insiste sur l'intérêt du réseau hydrographique pour une approche morphostructurale : "Le réseau hydrographique est principalement modifié par la lithologie et la fracturation". En parallèle, Riazanoff propose des méthodes automatiques d'extraction et d'analyse de réseaux hydrographiques, en faisant apparaître quelques corrélations qui ouvrent les portes à une analyse automatisée et informatique du réseau hydrographique. Les travaux de ces différents auteurs montrent que le tracé du réseau hydrographique résulte d'interactions complexes. Si l'eau par nature est incompressible et s'écoule par le chemin le plus court du point haut (sommet, crête,..) au point bas (mer, lac, fleuve...), durant son parcours, les conditions de son cheminement influent sur son tracé. Parmi ces facteurs, les causes d'origines uniquement géologiques sont nombreuses :

La lithologie : elle intervient par sa nature physique : épaisseur, perméabilité, etc., et sa nature chimique : sensibilité à la dissolution, phénomènes de cristallisation, etc.

La structure : les alternances géologiques, les discordances, les déformations affectent la lithosphère, modifient la topographie et façonnent le réseau hydrographique.

La pente régionale : définie par un sens, une direction puis une inclinaison, elle est un élément déterminant dans l'orientation et l'organisation des cours d'eau.

D'autres facteurs interviennent résultant d'une combinaison de contraintes de nature diverse, leur importance diffère selon l'échelle à laquelle on observe le réseau hydrographique, on ne mentionnera pour mémoire que le rajeunissement et l'eustatisme. Ainsi, au delà de sa morphologie, le réseau hydrologique par sa morphogenèse suppose la recherche d'éventuelles corrélations entre la forme du réseau hydrographique et la nature du sous-sol. Celle-ci a suscité un grand nombre de travaux et l'hypothèse principale qui les sous tend suppose que les réseaux hydrographiques conservent, dans leurs formes, la signature de phénomènes endogènes ou exogènes.

⁴Deffontaines (B.) (1990), *Développement d'une méthodologie morphonéotectonique – Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT*, Thèse, Université Paris VI, 225 pages, 1990.

2.1.2. Définition de l'IDPR (Indice de Développement et Persistance des Réseaux), morphologie vs morphogenèse,

Les travaux cités précédemment montrent qu'au-delà de l'objet géographique, le réseau hydrographique peut être appréhendé comme un objet morpho structural dont la genèse montre des corrélations entre causes et forme. L'IDPR s'intéresse à ces corrélations et met en exergue celles qui sont supposées d'ordre géologique. Arbitrairement, cette approche minimalise les autres facteurs et cela même si le climat (paléoclimat), la végétation, l'action de l'homme ont un rôle important dans l'évolution du tracé des cours d'eau. Ainsi dans l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène, de perméabilité nulle, seule la pente et la morphologie des reliefs guident la mise en place des cours d'eau. La recherche des talwegs⁵ ou lignes de plus grande pente qui par la gravité, rassemblent les eaux de ruissellement, doit donc conduire à la reproduction du réseau hydrographique. Dans la réalité, ce réseau hydrographique théorique diffère du réseau naturel et cette différence traduit la complexité du milieu naturel. L'idée qui sous tend l'IDPR découle donc du postulat suivant,

Si l'organisation du réseau de drainage, des talwegs, dépend du modelé des terrains naturels; si l'organisation du réseau hydrographique dépend du contexte géologique qui le supporte : alors l'écart entre le réseau des talwegs et le réseau hydrographique traduit l'influence du milieu souterrain. Ainsi, un bassin formé de matériaux très perméables aura en général un réseau hydrographique de densité faible comparativement à la densité des talwegs calculés. A l'inverse, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, des marnes par exemple, va souvent présenter un réseau hydrographique de densité plus élevée. L'IDPR devient ainsi un moyen de quantifier indirectement la fonction de transfert des eaux météoritiques depuis la surface vers le sous-sol. Il compare un réseau théorique établi selon l'hypothèse d'un milieu parfaitement homogène (indice de développement **ID**), au réseau naturel mis en place sous le contrôle d'un contexte géologique hétérogène (de persistance des réseaux **PR**). Il présente une métrologie de l'écart constaté entre les deux réseaux et rend compte du rôle du milieu souterrain dans l'établissement du réseau hydrologique et va alors être exploité pour approcher de manière indirecte, la capacité intrinsèque des terrains à laisser infiltrer ou ruisseler les eaux de surface.

2.1.3. Couches d'informations nécessaires

L'IDPR propose de réunir l'approche d'automatisation de l'analyse des réseaux hydrographique avec les travaux de digitalisation des réseaux naturels.

Le réseau naturel

Dans le cadre de l'étude présentée, le réseau hydrologique naturel, utilisé dans la démarche de calcul de l'IDPR provient des données de la BD CARTHAGE IGN©. Les attributs exploités pour l'analyse sont l'état et la nature des cours d'eau.

⁵ Talweg est un mot allemand signifiant : chemin de la vallée

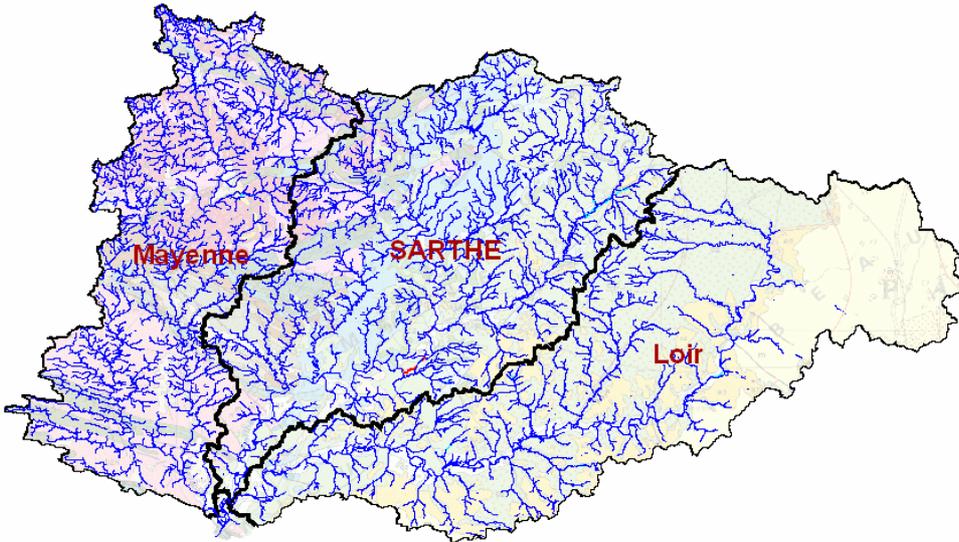


Figure 15 : Réseau hydrologique extrait de BD Carthage IGN

Le réseau théorique

Le réseau théorique des écoulements est fondé sur l'analyse des talwegs. Il s'établit à partir du modèle numérique de terrain (MNT) au pas de 50m. Si ce dernier est précis, il reste des dépressions pour lesquelles aucun exutoire n'est possible ou des zones planes pour lesquelles la détermination d'un talweg s'avère impossible et il est nécessaire de traiter ces zones afin de rétablir l'écoulement potentiel. Pour les zones en dépression, l'hypothèse suivante guide les corrections, *l'eau s'écoule en surface et s'il y a une dépression naturelle, l'eau remplit préalablement celle-ci avant de continuer sa route vers l'aval*. Une première technique de traitement suppose que ces dépressions résultent d'artéfacts ne représentant aucune forme réelle⁶. De ce fait, il suffit de procéder à leur comblement après en avoir déterminé l'exutoire : c'est la technique dite du « bouche-trous ». Une seconde technique⁷ vise à déterminer l'exutoire de la dépression puis à inverser le chemin d'écoulement entre le fond de la dépression et celui-ci en rétablissant la continuité du réseau. Enfin, une dernière méthode consiste à identifier une zone d'altitude forte entre deux dépressions et à creuser cette zone de façon à ce que l'eau de la dépression s'écoule en aval.

A l'usage, ces techniques offrent toutes des résultats comparables. L'algorithme de traitement des dépressions n'influence pas de manière significative le réseau obtenu par extraction automatique, en revanche, c'est au niveau des modifications du MNT que se situent les différences essentielles, en effet, si la seconde technique indiquée est sans effet sur les altitudes, les deux autres vont

⁶ Jenson, S.K, et Domingue, J.O., 1998, Extracting topographic structures from digital elevation data for geographic information system analysis. Photogrammetric engineering and remote sensing, pp 1593-

1600.

⁷ Fairfield, J. et Leymarie, P., 1991, Drainage networks from grid Digital Elevation Models. Water resources Research, pp 709-717.

modifier le MNT et fournir une indication quant à la qualité des données initiales et/ou la nature des reliefs observés (dolines, zones endoréiques, etc...). Par souci de simplification des outils mis en œuvre, la première méthode est celle retenue pour le processus de calcul de l'IDPR.

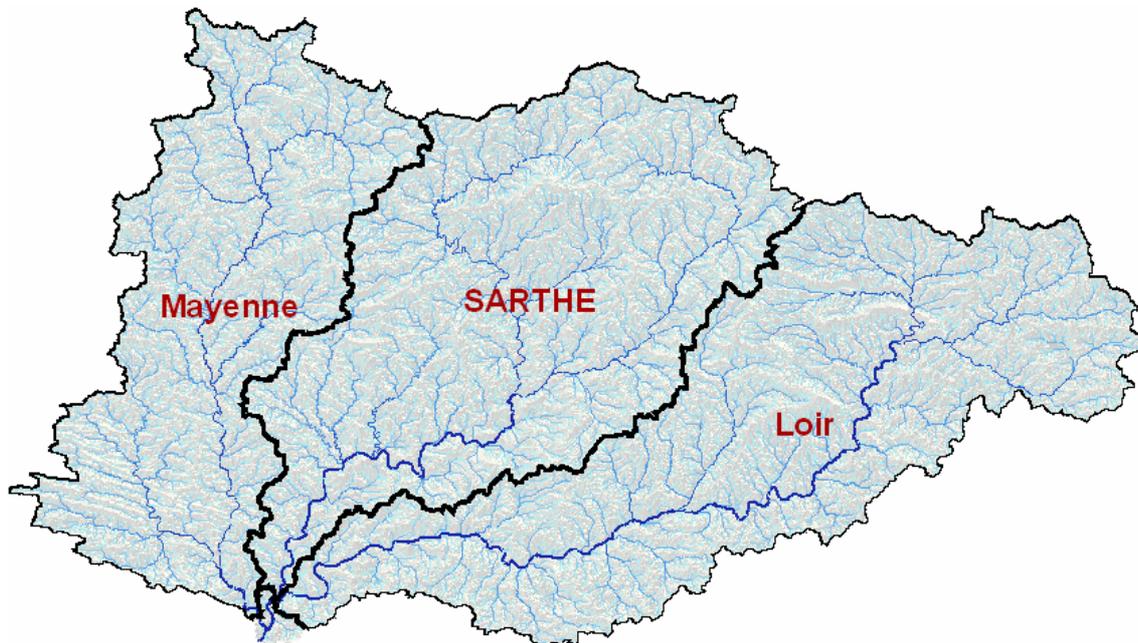


Figure 16 : Réseau de talwegs

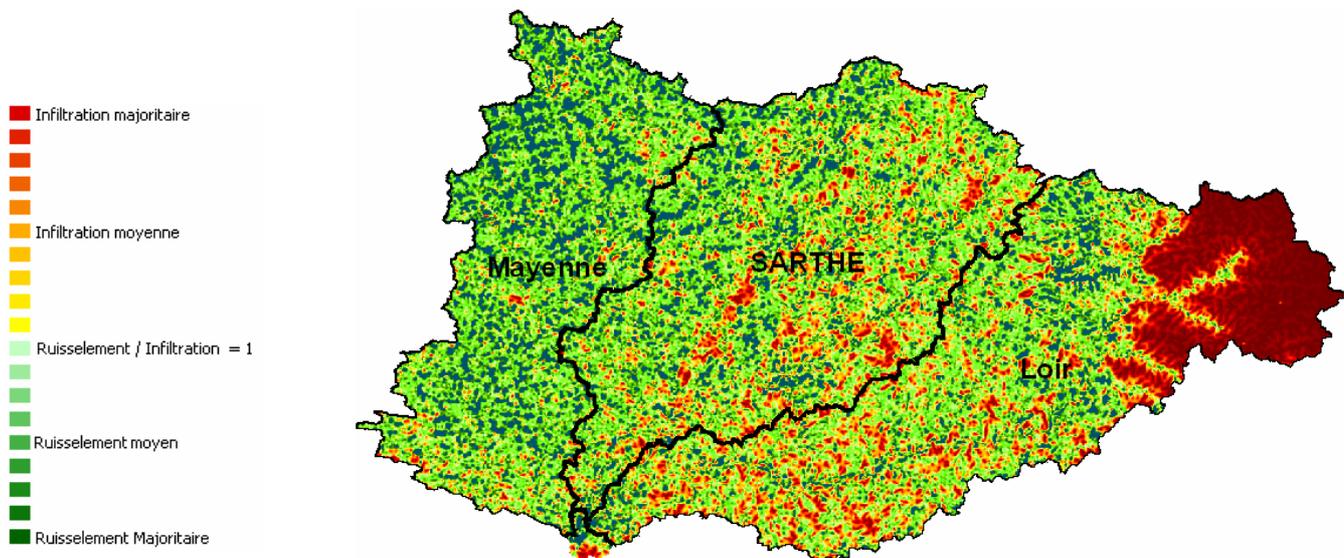
2.1.4. Calcul de l'IDPR

L'IDPR résulte du rapport entre la distance au plus proche cours d'eau réel et la distance au plus proche talweg calculé, il varie selon une échelle comprise entre 0 et n et est arbitrairement ramené à une gamme de 0 à 2000.

IDPR < 1000 : Infiltration majoritaire par rapport au ruissellement superficiel. L'eau ruisselant sur les terrains naturels rejoint un axe de drainage défini par l'analyse des talwegs sans que celui-ci ne se concrétise par l'apparition d'un axe hydrologique naturel.

IDPR = 1000 : Infiltration et ruissellement superficiel de même importance. Il y a conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés au talweg et les écoulements en place.

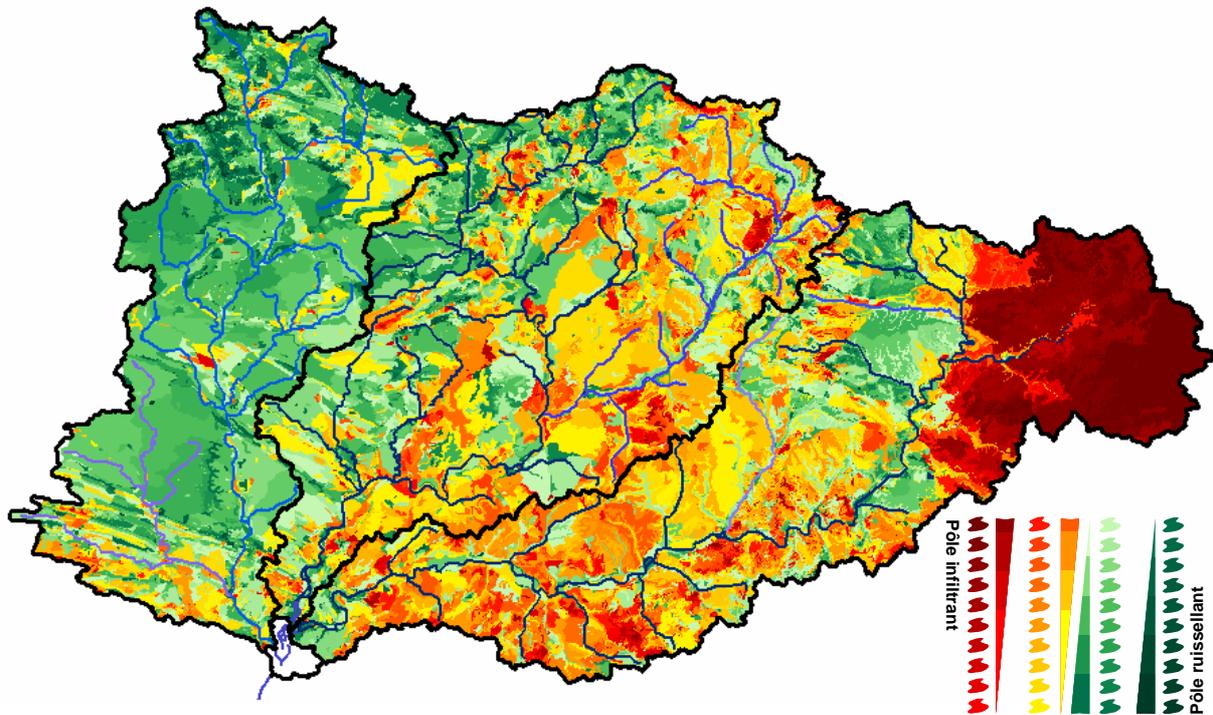
IDPR > 1000 : Ruissellement superficiel majoritaire par rapport à l'infiltration vers le milieu souterrain. L'eau ruisselant sur les terrains naturels rejoint très rapidement un axe hydrologique naturel sans que la présence de celui-ci soit directement justifiée par un talweg. Un IDPR voisin ou égal à 2000 traduit une stagnation transitoire ou permanente des eaux, menant à deux interprétations différentes. Si la nappe est proche de la surface des terrains naturels, (cours d'eau et zones humides), le terrain est saturé et l'eau ne s'infiltré pas. Si la nappe est profonde, le caractère ruisselant peut démontrer une imperméabilité des terrains naturels. On pose l'hypothèse que des valeurs d'IDPR supérieures à 2000 sont majoritairement assimilables à des milieux humides.



La figure précédente présente le résultat du calcul de l'indice IDPR sur la totalité du bassin de la Maine, le maillage est composé de cellules de 100m de coté. Il est établi sur la seule analyse des données géomorphologiques et hydrologiques et la comparaison avec la carte géologique présentée en médaillon montre des correspondances remarquables. Deux exemples ont vocation à illustrer ces correspondances entre les résultats de l'IDPR et formations géologiques.

2.1.5. Analyse de la réponse IDPR à l'échelle des premiers aquifères rencontrés dans le bassin

Pour simplifier l'analyse de la grille IDPR, les valeurs obtenues par le calcul matriciel ont été affectées aux unités de surfaces décrivant les aquifères sédimentaires décrits ci-dessus :

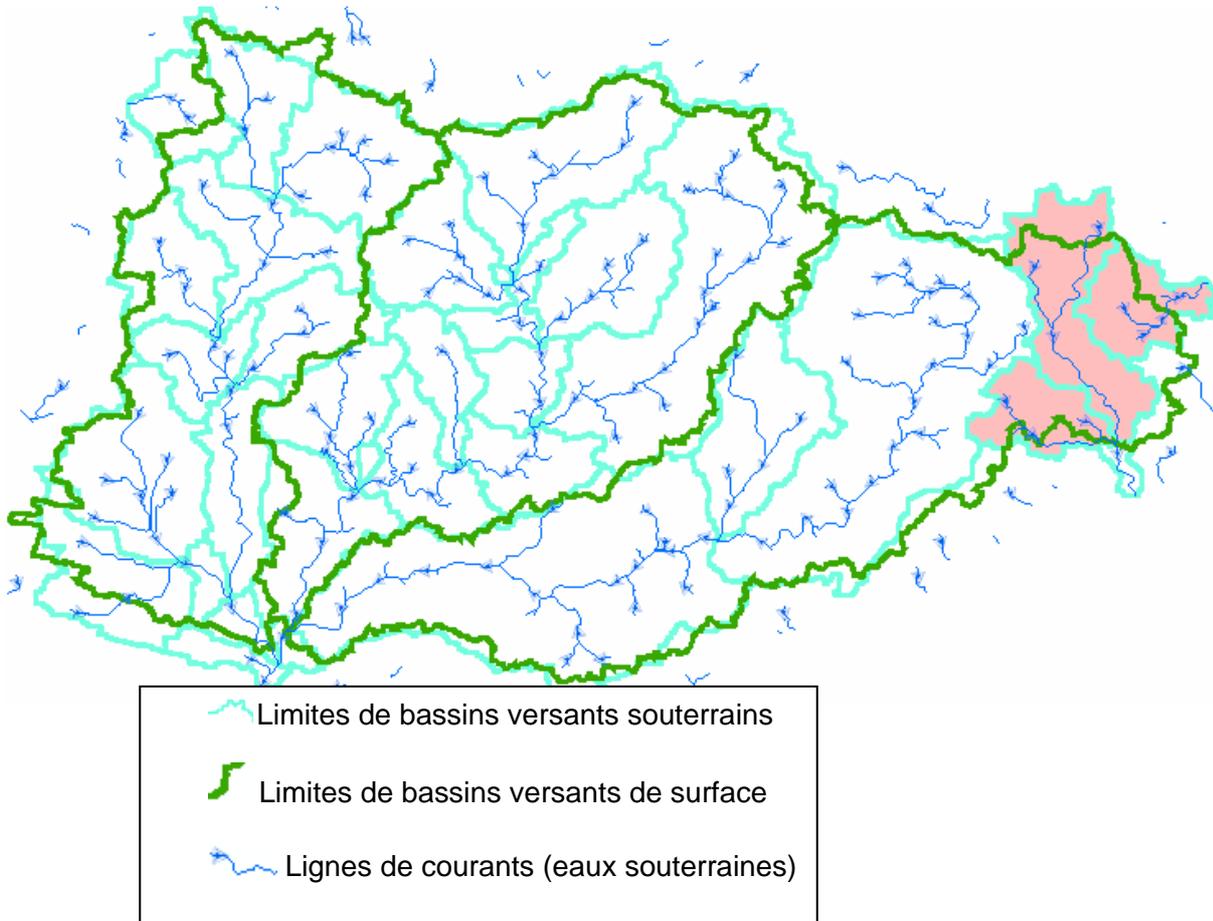


La fonction de transfert décrite par l'IDPR varie de manière importante de l'est vers l'ouest avec un pôle infiltrant nettement marqué dans les faciès calcaire de la Beauce jusqu'au pôle ruisselant des formations du socle armoricain à l'ouest. Les formations de la craie sénonienne et cénomaniennes présentent une variation importante de l'IDPR avec un caractère infiltrant plus marqué dans la partie sud de l'aquifère (traduction de l'irrégularité de la couverture d'argile à silex qui se développe sur cet aquifère). Comparativement à cette craie, les Sables du Perche présentent une réponse plus homogène au regard de l'IDPR. Enfin, les formations du jurassique sont hétérogènes, les calcaires et marnes du callovien apparaissant peu perméables au contraire des formations plus perméables du Lias et jurassique moyen qui frangent le massif armoricain

En conclusion, l'approche indirecte qualifiant les formations du sous-sol suivant leur aptitude à laisser infiltrer ou ruisseler les eaux météoritiques met en exergue les formations sédimentaires des calcaires de Beauce pour leur très forte perméabilité. A l'opposé, les formations du socle favorisent le ruissellement des eaux.

2.1.6. Ecoulement des eaux souterraines et contribution potentielle des aquifères

La majeure partie des eaux souterraines des aquifères reconnus dans la zone d'étude rejoint les eaux du bassin versant de la Maine et peut être comptabilisée aux exutoires du domaine. Il en existe une partie qui échappe à ce bilan car les bassins versants de surface ne sont pas, en règle générale, superposables aux bassins versants souterrains. C'est le cas des eaux de l'aquifère de Beauce dont est composée une partie importante du bassin versant du Loir.



La partie nord-est du bassin du Loir (représentée en rouge sur la figure précédente) ainsi qu'une part de sa frange Est recoupe ainsi le bassin versant souterrain de l'aquifère de la Beauce dont l'exutoire est hors de la zone d'étude. Les eaux souterraines de cet aquifère échappent donc au bilan hydrologique du bassin.

Le bassin versant du Loir est de l'ordre de 830 000 ha, son bassin versant souterrain (estimé au même exutoire, le 'bec du Loir' à l'aval de Briollay) est de 675 000 ha, soit environ 80 % de la surface du premier.

Pour les bassins de la Sarthe et de la Mayenne, les surfaces des bassins versants hydrologiques et hydrogéologiques sont sensiblement égales.

2.2. ANALYSE DE LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AUX DEBITS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE – APPROCHE GARDENIA

2.2.1. Principe et intérêt de la modélisation pluie – débit et pluie – niveau GARDENIA

Le logiciel GARDENIA est un modèle analogique à réservoirs qui permet de simuler les relations existantes entre les chroniques de :

- débit d'une source, ou d'un cours d'eau
- niveau piézométrique dans une nappe

et les épisodes pluviométriques concomitants sur le bassin versant associé.

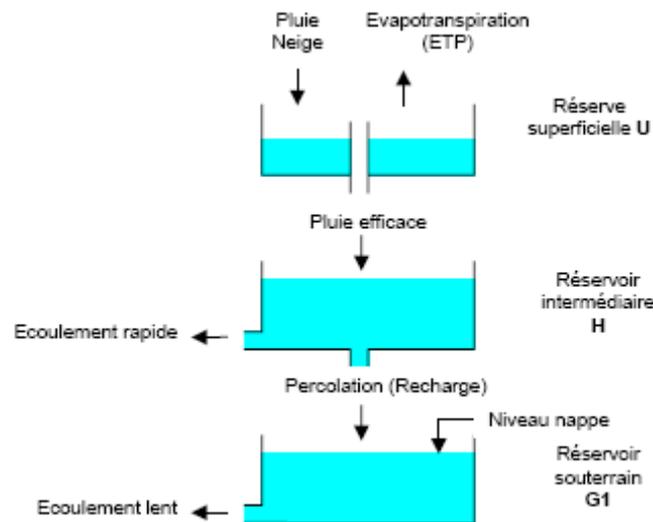


Figure 17 : Schéma de principe le plus simple : un seul réservoir souterrain

La modélisation des relations pluie débit ou pluie niveau fait intervenir une dizaine de paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement, etc.) définis pour un bassin versant ou une entité homogène au sein d'un bassin versant. Ces paramètres doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou des niveaux). Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur.

A l'issue du calage, GARDENIA permet de :

- établir un bilan hydrologique sur le bassin : évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration, recharge (dont certains termes peuvent être utilisés dans un modèle hydrodynamique); ce bilan contribue à l'évaluation de la recharge naturelle des aquifères ;
- réaliser une extension des chroniques de débits, de niveaux piézométriques ou de recharges pendant une longue période durant laquelle les précipitations et l'évapotranspiration potentielle sont connues.

Ces longues séries de débits ou de niveaux peuvent ensuite être utilisées pour :

- effectuer des prévisions de niveaux ou de débits pour le dimensionnement d'ouvrages,
- l'étude de phénomènes particuliers, tels que remontées de nappe, occurrence d'inondations ou de sécheresses.

2.2.2. Données d'entrées des modélisations

Afin de mieux cerner les apports potentiels tout en effectuant un contrôle de cohérence des données hydrologiques nous avons effectué une modélisation au pas de temps journalier pour chaque station hydrométrique.

Le tableau suivant présente les données d'entrée de ces modélisations.

Elles sont constituées par :

- les données pluviométriques identiques à celles utilisées pour des modélisations TEMPO,
- les données mensuelles d'évapotranspiration potentielle PENMAN MONTEITH à Alençon fournies par Météo France
- les données de débits observés ou les données de niveaux piézométriques au droit des différentes stations.

2.2.3. Calage des modèles

Calages pluie- débit

Les paramètres de calage ont été optimisés afin de simuler au mieux les débits d'étiage sur la période commune de calage (1993 – 2004) et obtenir un coefficient d'ajustement maximal, ceci sans volonté d'expliquer physiquement les paramètres.

Calage pluie- niveau piézométrique

Pour un certain nombre de cours d'eau, un calage GARDENIA a également été réalisé en utilisant un piézomètre jugé représentatif du bassin versant. Ces calages ont été réalisés en considérant que le bilan obtenu par la modélisation pluie débit fournissait des résultats plus fiables qu'en modélisation pluie -niveau.

Calage configuration GR4

Le logiciel GARDENIA comprend un module permettant de faire des simulations avec un schéma de principe et des paramètres différents. Ce schéma ne cherche pas à identifier les composantes eau-surface et eau-souterraine, comme le fonctionnement normal de GARDENIA. Il permet de séparer l'écoulement rapide de l'écoulement lent mais induit de ce fait de fortes incertitudes quant à la provenance des écoulements. D'après les résultats des modélisations, il apparaît que la différence obtenue avec les deux types de modélisations augmente de manière inversement proportionnelle au débit d'étiage. Il ressort de ces calages que le schéma de fonctionnement GR4 permet, en moyenne, l'obtention d'un meilleur calage global que le schéma GARDENIA mais ne permet pas de décomposer les débits eau de surface- eau souterraine. Il n'apparaît donc pas exploitable dans cette étude.

Calages obtenus

Le tableau ci-dessous récapitule les valeurs des coefficients d'ajustement obtenus pour les différentes modélisations sur la période 1993-2004.

La deuxième colonne de ce tableau indique à quelle modélisation le coefficient d'ajustement se reporte (ligne 1 : modélisation pluie/débit avec le schéma GARDENIA classique, ligne 2 : modélisation pluie/débit avec le schéma GR4, ligne 3 : modélisation pluie/niveau).

Sont mentionnés aussi en 2^{ème} colonne :

- le numéro de la station hydrométrique dont les données ont été utilisées pour la modélisation pluie- débit GARDENIA (ligne 1), le recours au modèle GR4 (ligne 2),
- et l'indicatif du piézomètre dont les données ont été exploitées pour la modélisation pluie niveau (ligne 3).

Station	Indicatif de la station hydrométrique et du piézomètre utilisé	Coefficient d'ajustement
HUISNE A MONTFORT	M0421510	0,855
	GR4	0,912
	PZ03586X0145	0,935
LOIR A DURTAL	M1531610	0,859
	GR4	0,786
	PZ03936X0056	0,91
LOIR A VILLAVARD	M1151610	0,852
	GR4	0,907
	PZ03953X0028P	0,964
LOIR A FLEE	GR4	0,854
	PZ04271X0042	0,877
		0,873
LOIR A ST MAUR	M1041610	0,805
	GR4	0,892
LA BRAYE A VALENNE	M1213010	0,815
	GR4	0,92
OUDON A CHATELAIS	M3711810	0,846
	GR4	0,944
OZANNE A TRIZAY	M1034020	0,864
	GR4	0,893
SARTHE A ST DENIS	M0680610	0,897
	GR4	0,952

Les figures de calage permettent de comparer les valeurs observées et les valeurs simulées.

Les résultats de chaque modélisation sont présentés en Annexe 1.

2.3. ANALYSE DE LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AUX DEBITS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE – APPROCHE TEMPO

Modélisation pluie – débit et pluie – niveau TEMPO

Différents modèles de transfert sont calibrés à partir des données hydrographiques, météorologiques et piézométriques du bassin de la Maine divisé en 24 sous bassins.

Ces modèles élaborés à partir du logiciel TEMPO permettent la décomposition des hydrogrammes aux différentes stations hydrométriques en plusieurs composantes représentant l'écoulement rapide non linéaire (mode de ruissellement étroitement dépendant de l'état de saturation des sols), le transfert linéaire de la lame d'eau vers l'exutoire du sous bassin (la signification de cette composante varie en fonction des entrées des modèles : ruissellement proportionnel à la pluie efficace, contribution des eaux souterraines), la contribution des eaux souterraines en présence de piézomètres (dans ce cas, un ou deux piézomètres sont utilisés en entrée des modèles) et la contribution du débit mesuré à la station amont (si cette station existe et produit des données de bonne qualité).

De cette manière, le bassin de la Maine est décomposé en sous bassins disposés en mosaïque, contrairement à la représentation gigogne de la plupart des modèles globaux, ce qui permet de caractériser les différents sous bassins de manière indépendante des sous bassins amont.

2.3.1. La structure des modèles de transfert

Le traitement numérique des séries piézométriques est réalisé à l'aide du logiciel TEMPO du BRGM, logiciel dédié au "traitement du signal" (séries temporelles de mesures). En hydrologie/hydrogéologie, ce logiciel permet, entre autres possibilités (annexe 2):

- de décomposer des hydrogrammes
- de faire de la prévision de débits ou de niveaux piézométriques.

2.3.2. Phase de calage sur les observations

Dans le cadre de cette étude, les débits des cours d'eau sont reconstitués à partir d'un modèle de transfert pluie-niveau/débit au moyen de fonctions de transfert comme indiqué sur la Figure 18.

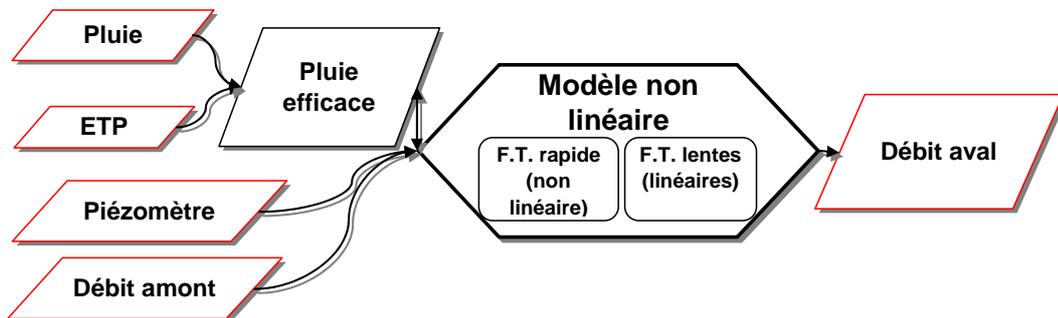


Figure 18 – Organigramme des modèles de transfert – Les boîtes bordées de rouge indiquent les données mesurées (F.T.=Fonction de Transfert).

Dans sa formulation la plus générale, ce modèle est non linéaire de manière à prendre en compte les phénomènes de ruissellement liés à l'état de saturation des sols. Dans ce cas, deux types de fonctions de transfert sont définis,

- l'un correspond aux réponses linéaires ('lentes') caractérisant le transfert de la lame d'eau vers l'exutoire du sous bassin : alimentation par les eaux souterraines, contribution du débit amont
- l'autre correspond à une réponse non linéaire (rapide).

2.3.3. Les données météorologiques

Parmi les stations météorologiques étudiées (représentées sur la figure 1), seules les stations figurant sur la 1^{ère} ligne du Tableau 2 sont considérées comme représentatives. A chaque station hydrométrique (1^{ère} colonne du tableau), une combinaison linéaire des données pluviométriques est optimisée en maximisant le corrélogramme croisé pluie-débit. Ainsi, des pluies optimales sont obtenues aux 22 stations étudiées grâce à une méthode de régionalisation des pluies.

L'ETP (évapotranspiration potentielle) utilisée est celle mesurée à Alençon (les modèles de transfert sont peu sensibles aux variations des ETP d'une station météorologique à une autre).

Tableau 2 : Les combinaisons optimales des pluies (représentation des contributions des différents pluviomètres aux pluies optimisées sur chacun des sous bassins).

	Chateaudun	Craon	Granville	Lassay	LeMans	Nantes	St_Cyr	Tours	Verneuil
Po_Madre	0.12		0.15	0.26	0.09	0.10	0.16		0.12
Po_Ambrieres	0.12		0.39	0.10	0.09	0.06	0.12		0.11
Po_StFrambault	0.16		0.22	0.16		0.10	0.18		0.17
Po_Huisserie	0.14	0.04	0.17	0.17	0.11	0.11	0.10		0.17
Po_Chateau	0.15	0.10	0.19	0.14	0.09	0.14	0.04		0.16
Po_Chambellay	0.13	0.09	0.20	0.18	0.09	0.10	0.11		0.10
Po_StCeneri	0.14	0.05	0.24	0.17	0.09	0.10	0.06		0.16
Po_Souillé	0.08		0.25	0.18	0.04	0.12	0.04		0.29
Po_Spay	0.12	0.06	0.23	0.15	0.15	0.08	0.08		0.13
Po_StDenis	0.21	0.07	0.14	0.16	0.08	0.13	0.04		0.17
Po_StMaur	0.22	0.06	0.20	0.12	0.15			0.10	0.15
Po_Villavard	0.21	0.09	0.21	0.15	0.14			0.12	0.08
Po_Flee	0.15	0.02	0.22	0.15	0.20		0.06	0.17	0.04
Po_Durtal	0.15	0.02	0.22	0.15	0.20		0.06	0.17	0.04
Po_Cosse	0.10	0.23	0.21	0.04	0.16	0.09	0.04		0.13
Po_Chatelais	0.13	0.24	0.23	0.07	0.13	0.07			0.12
Po_Segre		0.18	0.36	0.12	0.08				0.26
Po_Reveillon	0.12	0.01	0.21	0.04	0.19	0.02	0.13		0.29
Po_Nogent	0.23		0.22	0.14	0.15	0.04			0.22
Po_Montfort	0.16		0.29	0.09	0.18	0.08	0.06		0.14
Po_Valennes	0.27		0.15	0.13	0.24			0.11	0.10
Po_Sarge	0.31		0.10	0.13	0.26			0.07	0.13

La décomposition des différents hydrogrammes de ces 22 sous bassins du bassin de la Maine ainsi que les fonctions de transfert associées aux différents modèles sont présentées en Annexe 2.

2.3.4. Estimation selon Tempo de la contribution des eaux souterraines aux débits du réseau hydrographique

Les tableaux qui suivent synthétisent les informations déduites de la décomposition des hydrogrammes.

Bassin	Station	Surface bassin amont (km ²)	Surface sous bassin (km ²)	Composante Pluie	Débit amont	Piézomètre	Composante Rapide
MAYENNE	Madre	335	335	55.2%			44.8%
	Ambrières	828	493	60.8%	35.5%		3.7%
	St Fraimbault de Prières	1851	1023	59.4%	37.1%		3.6%
	Huisserie	2890	1039	32.7%	64.9%		2.4%
	Chateau-Gontiers	3910	1020	18.4%	75.3%		6.3%
SARTHE	Chambellay	4160	250	8.0%	84.9%		7.2%
	St Céneri	908	908	33.2%			66.8%
	Souillé	2700	1792	46.8%	28.4%	5.4%	19.4%
	Spay	5285	695	0.1%	88.2%	7.0%	4.8%
LOIR	St Denis d'Anjou	7380	2095	10.9%	63.7%	14.7%	10.7%
	St Maur sur le Loir	1160	1160	33.4%			66.6%
	Villavard	4545	4545	14.1%		45.2%	40.7%
	Flée	5940	1395	12.9%	52.7%	21.0%	13.4%
OUDON	Durtal	7920	1980	15.1%	63.0%	13.9%	8.0%
	Cossé le Vivien	133	133	53.6%			46.4%
	Chatelais	734	601	30.9%	16.0%		53.0%
HUISNE	Segré	1310	576	49.4%	42.9%		7.7%
	Reveillon	78.3	78.3	45.6%			54.4%
	Nogent le Rotrou	827	827	0.4%		47.6%	52.1%
BRAYE	Montfort	1890	1063	17.9%	43.9%	30.3%	7.8%
	Valennes	270	270	25.4%			74.6%
MAINE	Sarge	497	227	23.6%	51.0%	18.9%	6.5%
	Angers	22020	1250	2.6%	90.7%		6.7%

Tableau 3 : Quelques caractéristiques des sous bassins modélisés : Surface topologique du bassin amont et du sous bassin, composantes de la pluie (dont la signification est donnée en légende des figures), du débit amont, des eaux souterraines représentées par le(s) piézomètre(s), composante rapide liée au ruissellement (cette composante qui ne dépend pas linéairement de la pluie efficace se manifeste lors d'épisodes de pluie importants).

Bassin	Station	Eaux souterraines et écoulement différé (>10j)	Ruissellement	Débit amont	Eaux souterraines et écoulement différé (>10j)	Ruissellement
MAYENNE	Madre	55.20%	44.80%		55.20%	44.80%
	Ambrières	22.50%	42.00%	35.50%	34.90%	65.10%
	St Fraimbault de Prières	19.00%	43.90%	37.10%	30.20%	69.80%
	Huisserie	9.70%	35.10%	55.20%	21.70%	78.30%
	Chateau-Gontiers		24.70%	75.30%	0.00%	100.00%
	Chambellay		15.10%	84.90%	0.00%	100.00%
SARTHE	St Céneri	33.20%	66.80%		33.20%	66.80%
	Souillé	17.50%	54.00%	28.40%	24.50%	75.50%
	Spay	7.00%	4.80%	88.20%	59.20%	40.80%
	St Denis d'Anjou	14.70%	21.60%	63.70%	40.50%	59.50%
LOIR	St Maur sur le Loir	33.40%	66.60%		33.40%	66.60%
	Villavard	59.30%	40.70%		59.30%	40.70%
	Flée	21.00%	26.30%	52.70%	44.30%	55.70%
	Durtal	13.90%	23.10%	63.00%	37.50%	62.50%
OUDON	Cossé le Vivien	53.60%	46.40%		53.60%	46.40%
	Chatelais	11.10%	72.80%	16.00%	13.30%	86.70%
	Segré	4.20%	52.90%	42.90%	7.40%	92.60%
HUISNE	Reveillon	45.60%	54.40%		45.60%	54.40%
	Nogent le Rotrou	47.90%	52.10%		47.90%	52.10%
	Montfort	30.30%	25.80%	43.90%	54.10%	45.90%
BRAYE	Valennes	25.40%	74.60%		25.40%	74.60%
	Sarge	18.90%	30.10%	51.00%	38.60%	61.40%
MAINE	Angers	8.50%	6.70%	84.80%	55.80%	44.20%

Tableau 4 : La contribution moyenne, au débit des rivières, des eaux souterraines, du ruissellement et éventuellement du débit mesuré à la station amont

La contribution donnée par le tableau ci-dessus est une contribution moyenne au débit des rivières sur le bassin intermédiaire dont la station hydrométrique est l'exutoire (bassins versants organisés en grappe).

Les deux dernières colonnes du tableau précédent montrent les contributions moyennes, au débit des rivières, des eaux souterraines et du ruissellement rapportées aux différents sous bassins. La contribution des eaux souterraines est déduite de la composante reliée au piézomètre utilisé en entrée du modèle. Les contributions des eaux souterraines aux stations d'Huisserie et d'Angers sont données à titre indicatif car il s'agit principalement de relations nappe-rivière induisant un retard à l'écoulement du bassin amont.

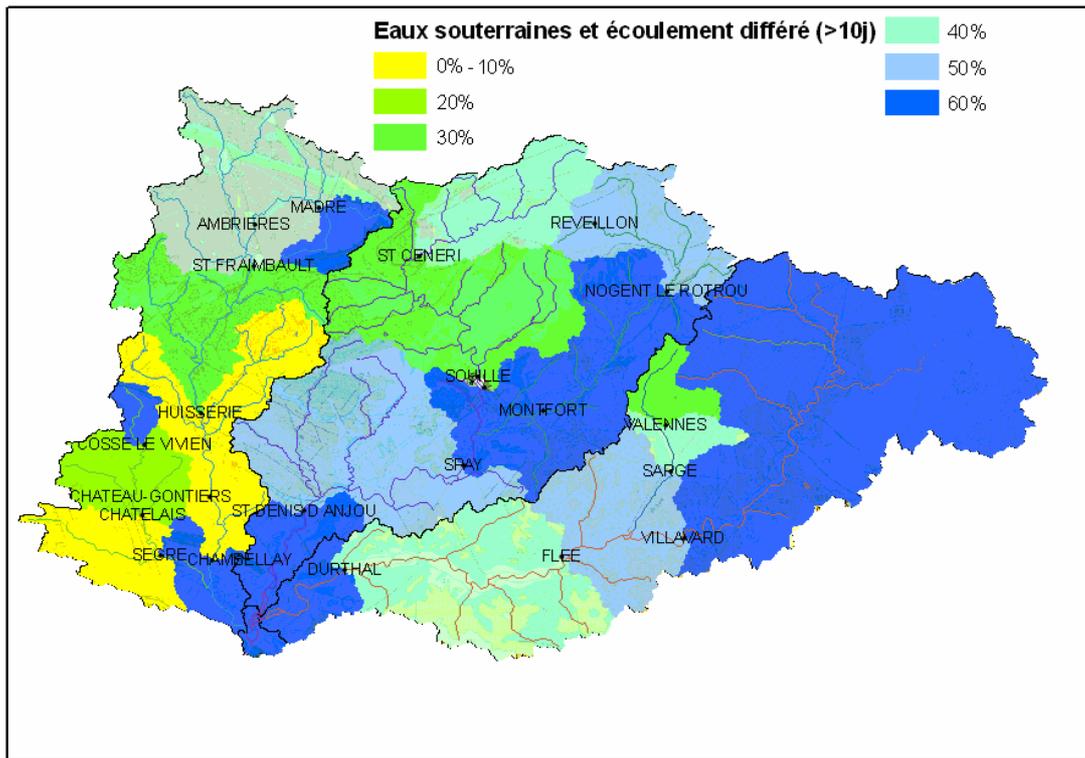


Figure 19 - Représentation de la contribution moyenne des eaux souterraines au débit des rivières à l'échelle des bassins versants des stations étudiés.

La contribution moyenne des eaux souterraines au débit des rivières varie considérablement au sein du bassin de la Maine. Cette contribution est négligeable sur les sous bassins aval de la Mayenne alors qu'elle peut dépasser 50% sur certains sous bassins de la Sarthe et du Loir. Cette contribution est conforme à l'image attendue de l'approche qualitative si l'on envisage l'hypothèse d'une contribution des eaux souterraines en fonction de la perméabilité des formations rencontrées.

3. La contribution des eaux souterraines, résultats des différentes approches

3.1. ANALYSE DU COMPORTEMENT DES BASSINS VERSANTS

Afin de s'assurer des résultats attendus, nous avons procédé à une analyse permettant de caractériser le comportement des différents bassins versants. Pour cela nous avons utilisé les données statistiques fournies par la banque Hydro du Ministère de l'Environnement pour la quasi-totalité des stations concernant le bassin versant de la Maine.

L'analyse du débit mensuel minimum de période de retour cinq ans (QMNA5⁸) permet de caractériser le débit d'étiage d'un cours d'eau et il donne une information sur la sévérité de l'étiage. Si on le rapporte à la superficie du bassin versant, on peut ainsi caractériser sa capacité de stockage.

De manière similaire, il est possible de caractériser l'importance relative du ruissellement en crue en utilisant une formule simplifiée d'estimation des débits des crues ($Q_n = A_n S^{0,75}$). Ces analyses, réalisées sur l'ensemble des bassins versants suivis depuis de longues années, permettent d'effectuer un classement relatif des bassins versants. Les données utilisées et les résultats obtenus figurent dans le tableau ci-dessous. Dans ce tableau, les périodes d'observations plus courtes et donc soumises à validation sont indiquées en italiques.

Ces analyses complémentaires ont tendance à confirmer les observations réalisées suite aux modélisations c'est-à-dire :

- l'importance des apports d'étiage de l'Huisne,
- le fort débit d'étiage de l'Huisne et de la Braye et à un degré moindre de l'Aigre, de l'Ernée et de la Sarthe à Spay et Saint-Denis,
- le faible support d'étiage par les nappes de la Jouane, de l'Erve, du Vicoin, de l'Ozanne et de la Conie, et surtout de l'Oudon,,
- le fort coefficient de ruissellement en crue de la Braye et la Mayenne,
- le faible coefficient en crue de l'Huisne, de l'Aigre et du Loir.

⁸ **QMNA5** : calculé sur plusieurs années comme le QMNA médian à partir d'un ajustement à une loi statistique, le QMNA5 est le débit mensuel minimal annuel de fréquence quinquennale sèche (ayant une probabilité 1/5 (chaque année) de ne pas être dépassé). Le QMNA5 est aussi appelé " débit mensuel d'étiage de fréquence quinquennale sèche " ou, de façon plus condensée, " débit mensuel d'étiage quinquennal " ou encore comme il est nommé dans la nomenclature de la loi sur l'eau " débit moyen mensuel sec de récurrence 5 ans ".

Etude des risques d'inondation par remontées de nappes sur le bassin de la Maine

Cours d'eau - Station	Numéro	Superficie du bassin versant (km ²)	Période d'observations	Lame ruisselée (mm)	QMNA5 * (m ³ /s)	Débit décennal** (m ³ /s)	débit spécifique*** QMNA5 (l/s/km ²)	A=Q/S ^{0,75}
La Sarthe à Saint Ceneri le Gerei	M0050620	908	1979-2006	245	0,74	94	0,81	0,57
l'Orne Saosnoise à Montbizot	M0243010	510	1967-2006	164	0,26	46	0,51	0,43
La Sarthe à Neuville	M0250610	2716	1973-2006	238	1,90	290	0,70	0,77
La Sarthe à Souillé	M0250620	2700	1993-2006	271	2,00	370	0,74	0,99
L'Huisne à Nogent le Rotrou	M0361510	827	1972-2006	241	3,10	71	3,75	0,46
L'Huisne à Montfort	M0421510	1890	1983-2006	222	5,10	130	2,70	0,45
La Sarthe à Spay	M0500610	5285	1953-2006	211	7,00	360	1,32	0,58
L'Erve à Auvers le Hamon	M0633010	380	1972-2006	228	0,18	80	0,47	0,93
La Sarthe à Saint Denis	M0680610	7380	1971-2006	203	8,4	550	1,14	0,69
L'Ozanne à Trizay	M1034020	268	1973-2006	180	0,098	63	0,37	0,95
Le Loir à Saint Maur	M1041610	1160	1967-2006	94	0,44	120	0,38	0,60
La Conie à Conie Molitard	M1073001	500	1969-2006	119	0,09		0,18	
l'Aigre à Romilly sur Aigre	M1124810	276	1969-2006	187	0,55	8	1,99	0,12
Le Loir à Villavard	M1151610	4545	1966-2006	103	4,20	190	0,92	0,34
La Braye à Valennes	M1213010	270	1968-2006	206	0,40	40	1,48	0,60
La Braye à Sargé	M1233040	497	1992-2006	204	0,86	140	1,73	1,33
Le Loir à Durtal	M1531610	7920	1961-2006	129	7,00	320	0,88	0,38
La Mayenne à Madre	M3020910	335	1994-2006	347	0,11	87	0,33	1,11
La Mayenne à Ambrières-les-Vallées	M3060910	828	1993-2006	334	0,41	160	0,50	1,04
La Mayenne à Saint Fraimbault	M3230920	1851	1970-2006	333	1,70	280	0,92	0,99
L'Aron à Moulay	M3253110	188	1974-2006	326	0,13	30	0,69	0,59
l'Ernée à Andouille	M3323010	375	1968-2006	335	0,46	57	1,23	0,67
La Mayenne à l'Huisserie	M3340910	2890	1971-2006	320	2,70	440	0,93	1,12
La Jouanne à Force	M3423010	410	1968-2006	231	0,09	73	0,22	0,80
Le Vicoin à Nuillé sur vicoin	M3504010	235	1973-2006	251	0,05	56	0,20	0,93
La Mayenne à Château Gontier	M3600910	3910	1970-2006	290	3,00	580	0,77	1,17
La Mayenne à Chambellay	M3630910	4160	1965-2006	296	3,10	630	0,75	1,22
l'Oudon à Chatelais	M3711810	734	1973-2006	167	0,015	94	0,02	0,67
L'Oudon à Cosse le Vivien	M3771810	133	1988-2006	212	0,00	27	0,03	0,69
l'Oudon à Segré	M3851810	1310	1995-2006	212	0,04		0,03	

- Station ayant un QMNA5 spécifique relativement faible
- Station ayant un QMNA5 spécifique relativement fort
- Station ayant un débit maximal en crue relativement fort
- Station ayant un débit maximal en crue relativement faible

* QMNA5 est le débit mensuel minimal annuel de fréquence quinquennale sèche (ayant une probabilité 1/5 (chaque année) de ne pas être dépassé). Le QMNA5 est aussi appelé " débit mensuel d'étiage de fréquence quinquennale sèche " ou, de façon plus condensée, " débit mensuel d'étiage quinquennal " ou encore comme il est nommé dans la nomenclature de la loi sur l'eau " débit moyen mensuel sec de récurrence 5 ans ". Source : Banque hydro.

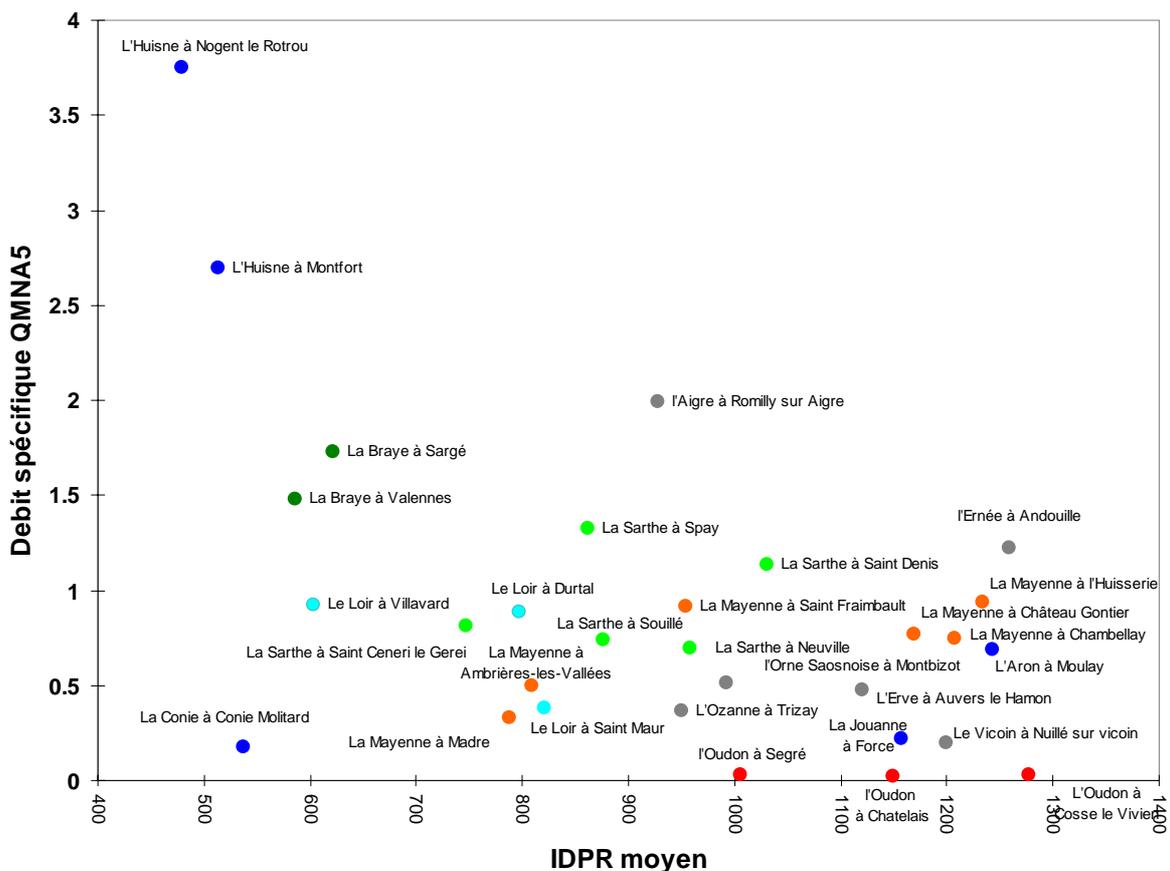
** débit caractéristique d'étiage de fréquence 1/10 (ou débit décennal) correspond à une valeur de débit pour laquelle le QMNA (Rendement en l/s/km² = (Débit en aval de la zone - débit en amont) / superficie de la zone) est inférieur une année sur dix. Source : Banque hydro.

*** débit apporté par 1 km² de bassin versant

Ces observations conduisent à considérer que :

- l'Huisne bénéficie de l'effet tampon d'un réservoir régulateur conséquent,
- l'Aigre bénéficie, contrairement à ce que sa situation d'alimentation laisserait supposer, d'une régulation de débit qui pourrait être due à une influence extérieure à son bassin versant. En fait, il semble qu'en période de hautes eaux de la Beauce, la nappe réalimente le réseau de surface mais les écoulements souterrains restent conformes et partent vers la Loire.
- la Braye bénéficie d'un débit d'étiage soutenu qui participe fortement à la compensation, pour le Loir, de la perte des débits d'apports directs à la nappe de Beauce,
- l'Oudon, la Jouanne, l'Erve, le Vicoin, l'Ozanne et la Conie ont des débits particulièrement peu soutenus par suite de leur contexte géologique ou des pertes occasionnées par la capture de la nappe de Beauce,
- la Mayenne a un comportement intermédiaire, ruissellement et pluviométrie importants sur une partie de ses affluents, tempéré par des apports d'étiage soutenus d'une partie de son bassin versant.

Rapprochée de l'indice IDPR, la relation entre perméabilité et débit spécifique⁹ montre comment des bassins versants à priori perméables (de faible IDPR), sont plus aptes à soutenir les étiages que des bassins où l'IDPR tend vers un pôle ruisselant.



⁹ Le débit spécifique permet de comparer des cours d'eau dont les BV sont de tailles très différentes

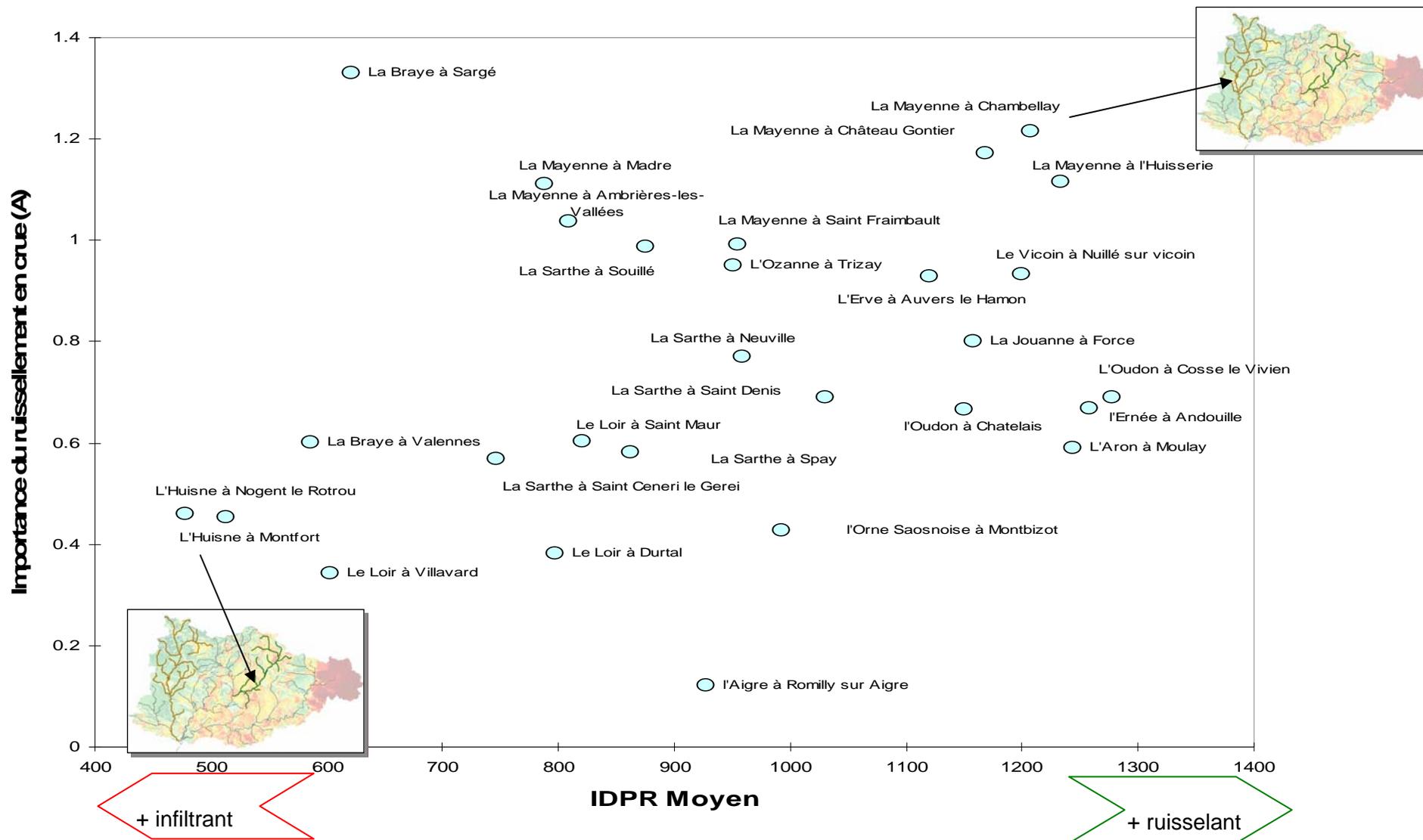


Figure 20: Répartition des principaux cours d'eau du bassin selon l'IDPR moyen et l'importance relative du ruissellement en période de crue (en médaillon, les positions de la Mayenne et de l'Huisne sur un fond IDPR)



Figure 21 Localisation des stations sur la carte de l'IDPR

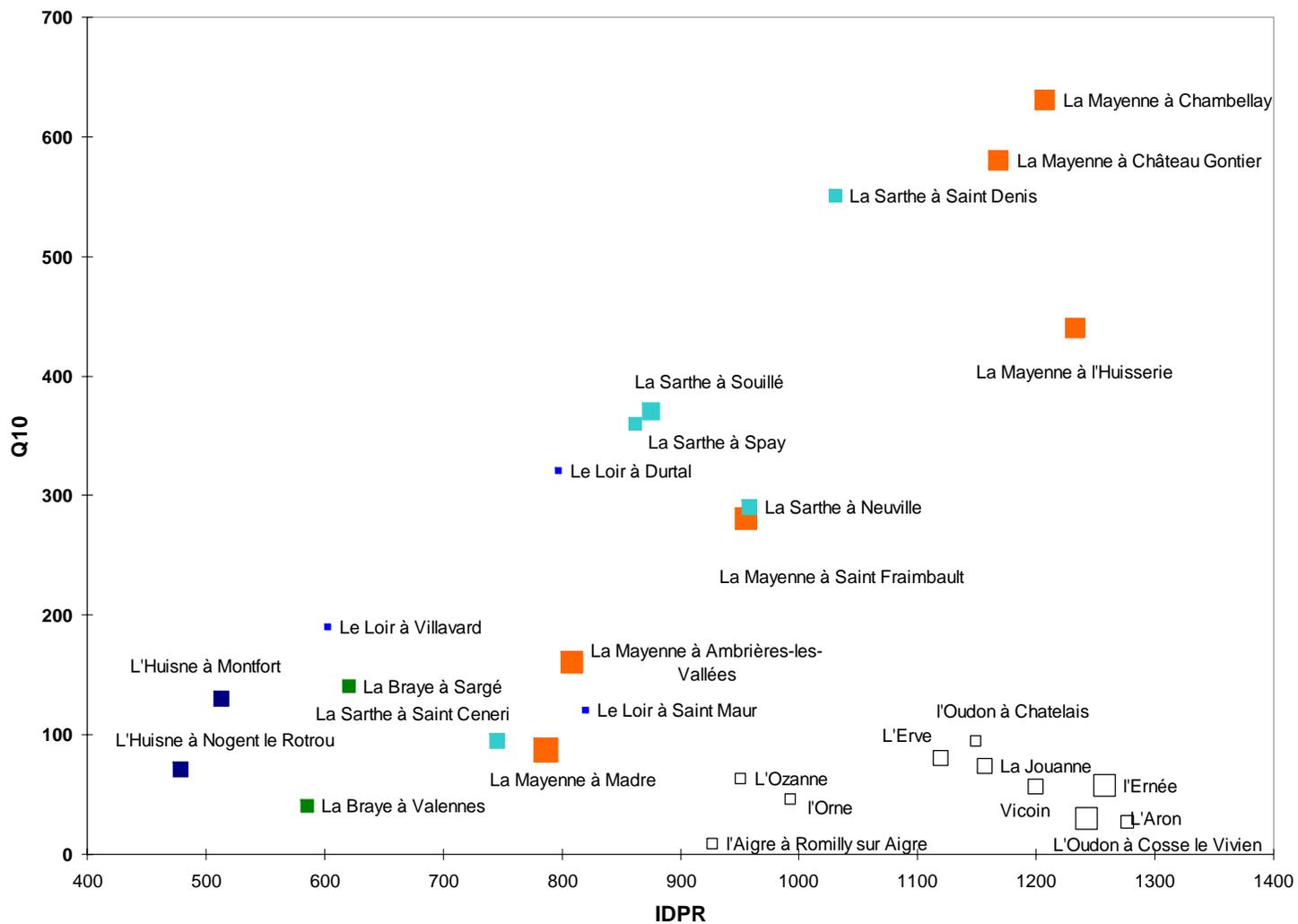


Figure 22: répartition des stations présentées selon l'IDPR moyen et le débit décennal (la taille des points dépend de la surface du BV)

Les graphiques précédents montrent le lien existant entre le débit décennal, l'importance du ruissellement et la valeur moyenne de l'IDPR. Le rôle des formations aquifères apparaît alors nettement.

Le débit décennal est plus faible lorsque l'indice IDPR est faible, c'est-à-dire lorsque le milieu est infiltrant et qu'il absorbe une partie des précipitations exceptionnelles.

A contrario, le ruissellement est plus fort pour des valeurs IDPR élevées en proportion de la surface des bassins drainés, le débit décennal est plus élevé.

3.1.1. Contribution des eaux souterraines – conclusion de l'approche qualitative

Comme décrite aux paragraphes précédents, l'analyse IDPR propose une qualification du territoire d'étude selon un caractère plus ou moins infiltrant/ruisselant. Cette approche, appliquée au volume d'eau reçu par les bassins versants étudiés doit en permettre la hiérarchisation.

3.1.2. Résultats des modélisations

Répartition des apports annuels entre eau-surface et eau-souterraine

Le tableau ci-dessous récapitule, sur la période 1993-2004, la pluviométrie, la pluie efficace et la répartition entre eau de surface et eau souterraine pour toutes les simulations réalisées.

Station	Numéro	Pluie (mm)	Pluie efficace (mm)	LR rapide Eau surface (mm)	LR lente Eau souterraine (mm)	Participation des E. S. (%)
HUISNE A MONTFORT	M0421510	683	241	77	169	70
LOIR A DURTAL	M1531610	711	149	67	81	54
LOIR A VILLAVARD	M1151610	685	112	45	66	59
LOIR A FLEE	M1341610	711	141	77	62	44
LOIR A ST MAUR	M1041610	678	114	68	47	41
LA BRAYE A VALENNE	M1213010	681	224	113	114	51
OUDON A CHATELAIS	M3711810	683	218	129	92	42
OZANNE A TRIZAY	M1034020	733	239	192	55	23
SARTHE A ST DENIS	M0680610	713	245	117	132	54

Tableau 5 *Lame ruisselée moyenne interannuelle et contribution moyenne en % au débit des rivières, des eaux souterraines d'après modélisation GARDENIA avec calage sur la période 1993-2004.*

Les valeurs de ce tableau montrent toute l'importance, en volume, des eaux souterraines. Hormis sur l'Ozanne et l'Oudon, les eaux souterraines représentent plus de la moitié des apports aux stations. En effet, pour le Loir, si ce taux est inférieur à 50% cela s'explique par le fait qu'une grande partie amont du bassin versant participe à la recharge de la nappe de Beauce. Ces écoulements ne sont donc pas comptabilisés au droit des stations hydrométriques du Loir.

Ce déficit serait équivalent, d'après les résultats des modélisations réalisées au droit des stations hydrométriques, à une perte moyenne comprise entre 100 et 120 mm de lame ruisselée, le maximum de perte étant enregistré à Villavard. Une perte d'apport supplémentaire paraît être décelable entre Villavard et Durtal mais celle-ci semble être du même ordre de grandeur que l'imprécision du calage, elle ne peut de ce fait être validée.

Une analyse du tronçon du Loir compris entre Flée et Durtal a été menée pour la crue de 2001.

La modélisation a été réalisée à l'aide d'un système à deux entrées, le débit amont à Flée et la pluie efficace (calculée à partir de la réserve utile des sols Ω), et à une sortie, le débit à Durtal. Les deux entrées ont été pondérées par les surfaces contributives des 2 bassins d'alimentation (bassin en amont de Flée et tronçon entre Flée et Durtal), ou, plus exactement, le débit moyen à Flée et la différence des débits moyens entre Durtal et Flée, soit 70% et 30%. Un tel modèle permet de calculer avec précision le temps de transit du Loir entre les stations Flée et Durtal (Fig. 12 à 14).

Les temps de transit sont respectivement de 15.4 j (composante lente du sous – bassin Flée – Durtal), 3.4 j (composante rapide du sous – bassin Flée – Durtal) et 4.0 j (transfert du débit de Flée à Durtal)

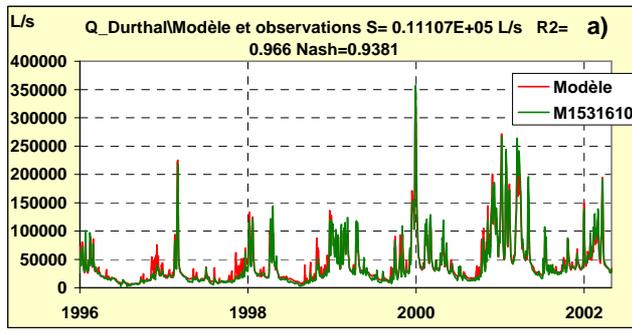


Fig. 23 – Le débit du Loir à Durtal - Modèle et observations - R2= 0.97 Nash=0.94

La composante rapide du sous bassin Flée – Durtal est très faible, ce qui suggère une forte interaction nappe/rivière sur ce sous bassin : cette assertion est confirmée par la forme de l'hydrogramme relatif au transfert du débit entre Flée et Durtal (M1341610) dont le débit d'étiage est relativement important (de 5 à 10 m³/s). Le Loir contribue à la recharge des nappes entre Flée et Durtal (une partie de ces aquifères s'écoule alors vers la Loire, la craie turonienne ou par ou drainance verticale vers l'aquifère des sables cénomaniens)

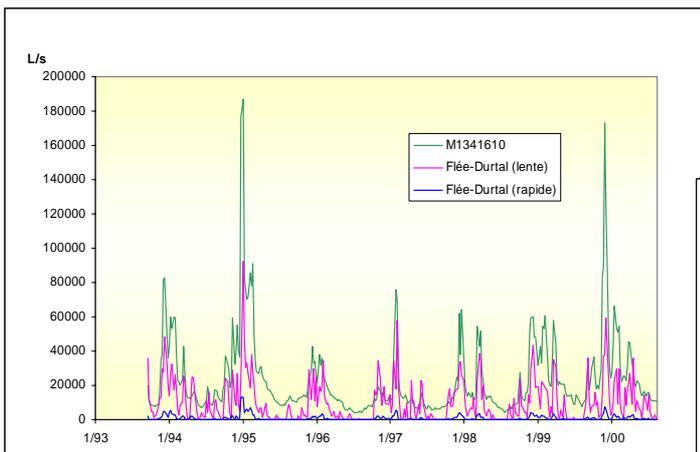
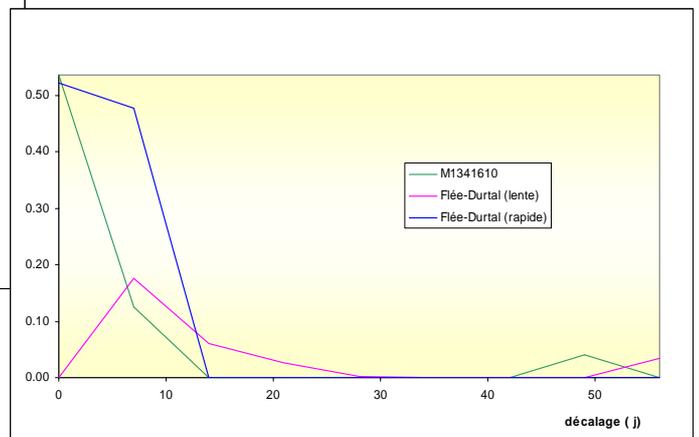


Fig. 25 – Les différentes réponses impulsionnelles

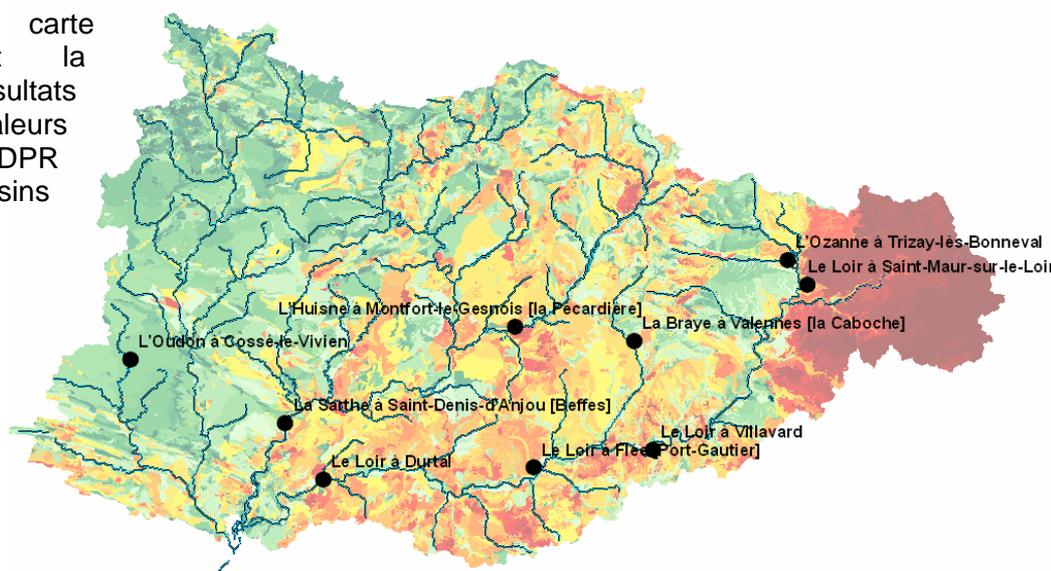
Fig. 24 – Les différentes composantes du débit du Loir



Apports annuels entre eau-surface et eau-souterraine et indice IDPR

La contribution des eaux souterraines aux écoulements des rivières peut être rapprochée de l'analyse qualitative. L'objectif est de mesurer les éventuelles convergences ou divergences entre la part de participation des eaux souterraines et la qualification indirecte du milieu par l'IDPR.

Le graphique et la carte suivants présentent la distribution de ces résultats au regard des valeurs moyennes de l'IDPR rapportées aux bassins versants des stations.

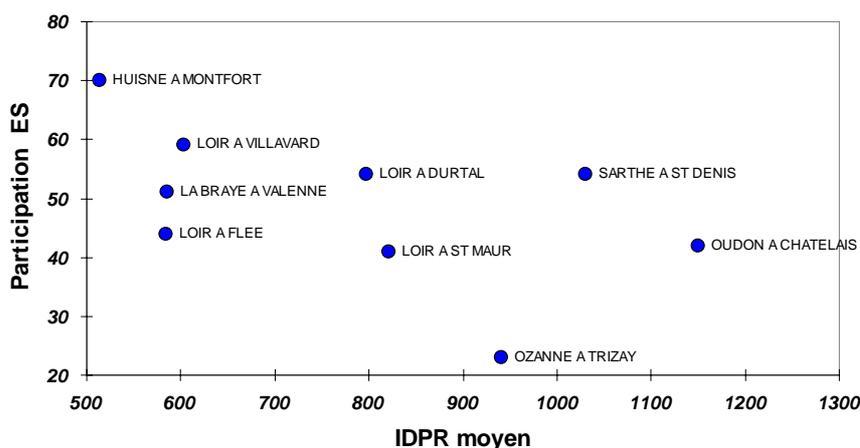


La distribution des stations montre un rapport inversement proportionnel entre les apports des eaux souterraines constatés à la station hydrométrique et l'IDPR moyen du bassin versant.

L'Oudon, dans un contexte IDPR élevé, montre une contribution faible des eaux souterraines.

A contrario, l'Huisne dont la majorité du bassin versant s'écoule dans les sables perméables du Perche (IDPR faible) montre une contribution élevée des eaux souterraines.

L'Ozanne et le Loir à St-Maur, drainent essentiellement les eaux souterraines sises en rive droite du Loir, hors nappe de Beauce qui échappe au bassin versant du Loir (cf 2.1.6)



En terme simple, un aquifère d'indice IDPR faible (définissant le milieu comme perméable) rend compte de la capacité de celui-ci à restituer l'eau emmagasinée aux rivières qui le drainent. Cette simplification suppose des aquifères d'épaisseur voisine, bénéficiant d'apports de même ordre de grandeur.

3.1.3. Comparaison de l'approche qualitative (IDPR) et quantitative (TEMPO)

L'illustration de la figure suivante présente une première comparaison des approches qualitative et quantitative.

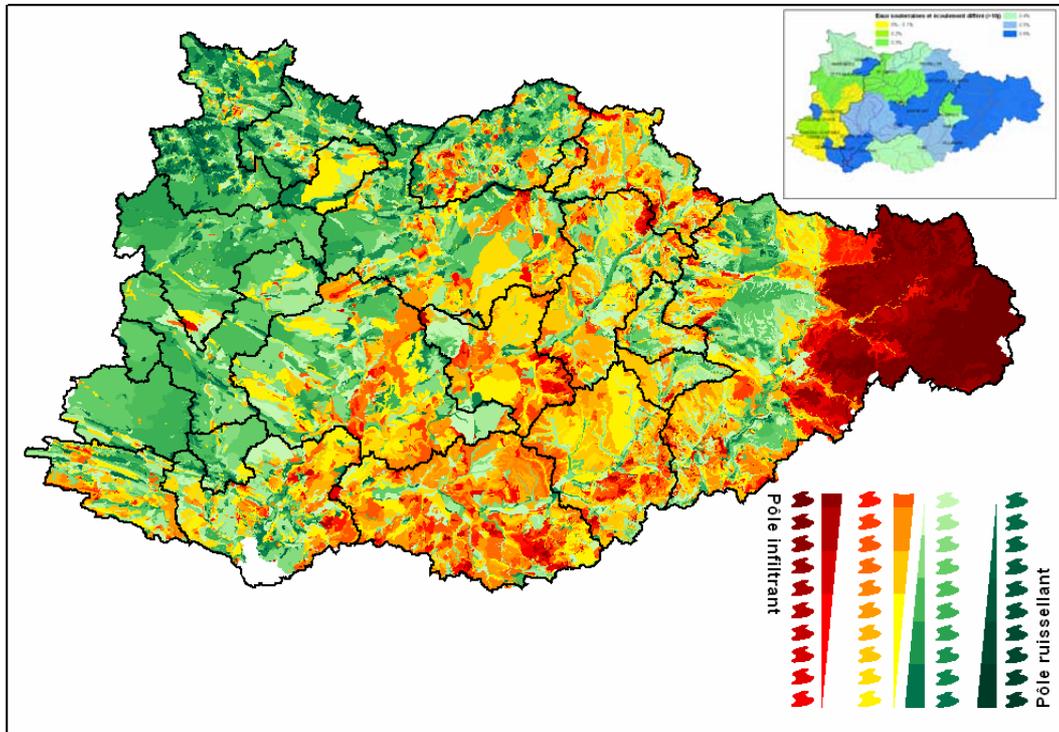


Figure 26 : Représentation de l'indice IDPR

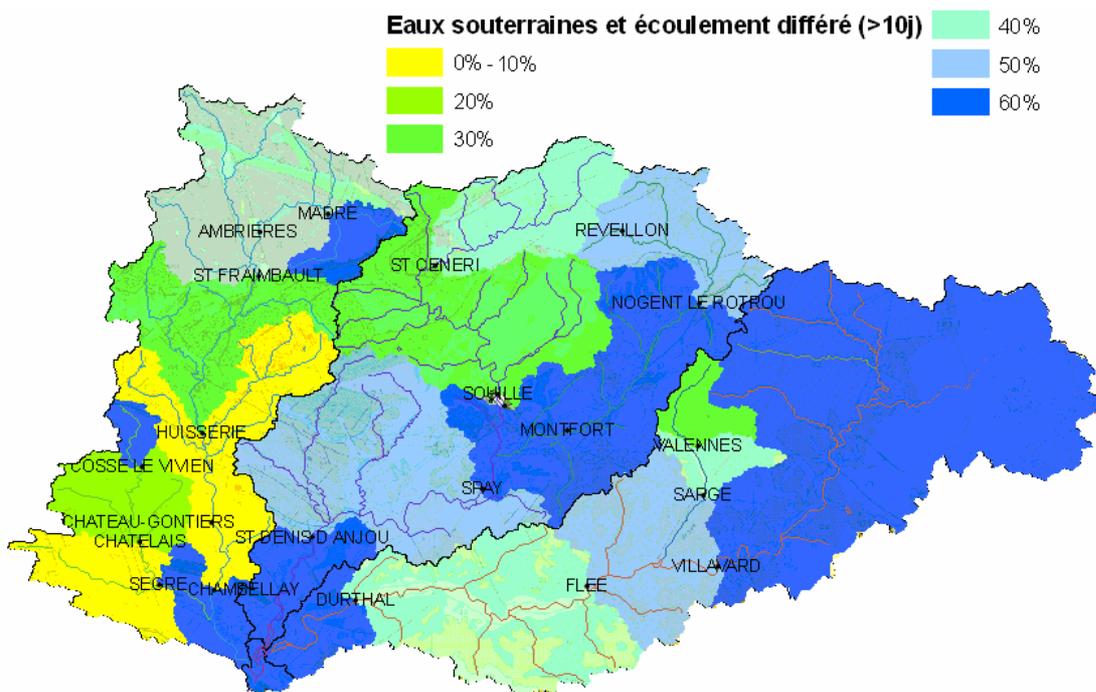


Figure 27 – Représentation de la contribution moyenne des eaux souterraines au débit des rivières

Les zones contributives et la répartition de l'indice IDPR ont une distribution similaire, la capacité des terrains à laisser infiltrer les eaux météoritiques se traduit par une perméabilité plus forte. Lorsque celle-ci est en rapport avec un aquifère de capacité de stockage importante, cela induit un rôle potentiel important des eaux souterraines. Ainsi, dans le bassin versant de la Mayenne, une zone apparaît plus perméable que les formations cristallines qui composent la majorité du bassin. Il s'agit du bassin amont de la Mayenne défini à la station de Madre où les eaux souterraines représentent 55% des volumes écoulés au point de mesure. En revanche, la station de l'Oudon à Cossé le Vivien présente une contribution importante des eaux souterraines peu cohérente avec la distribution de l'Indice IDPR.

De la carte précédente ont été déduites les valeurs de l'IDPR de chacun des bassins versants des stations étudiées. La relation entre les valeurs obtenues et les écoulements lents est présentée sur la figure suivante, la part des écoulements rapide est donnée par la dimension des points.

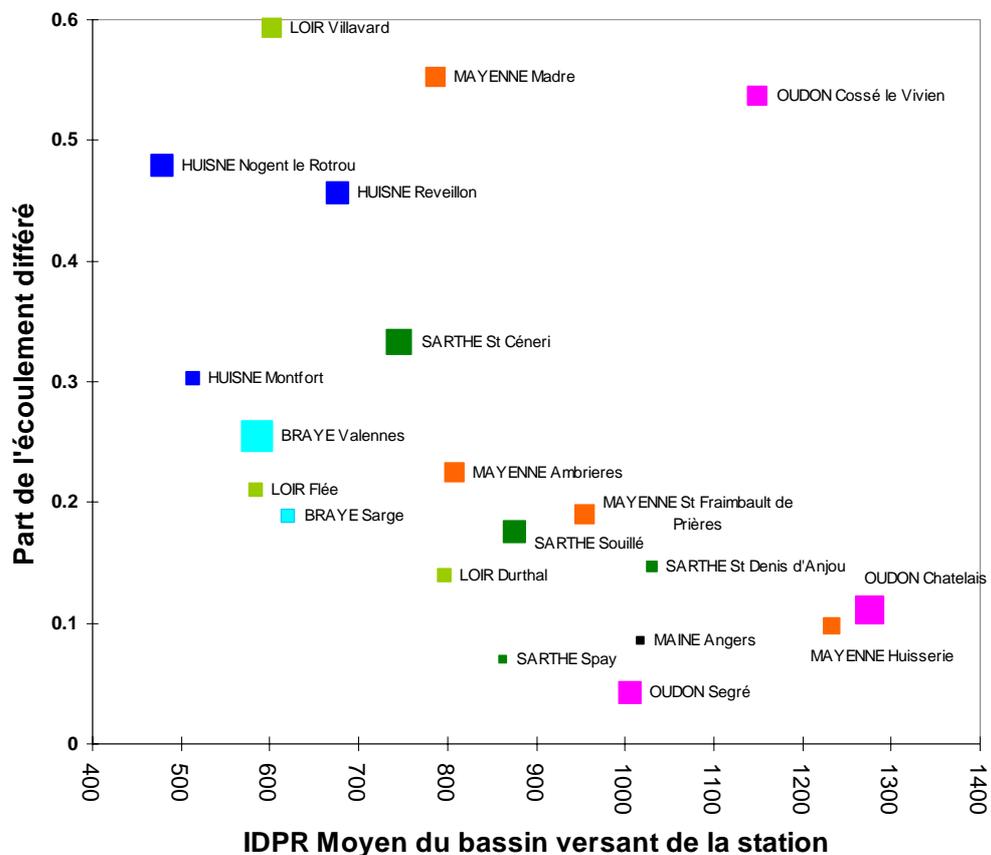
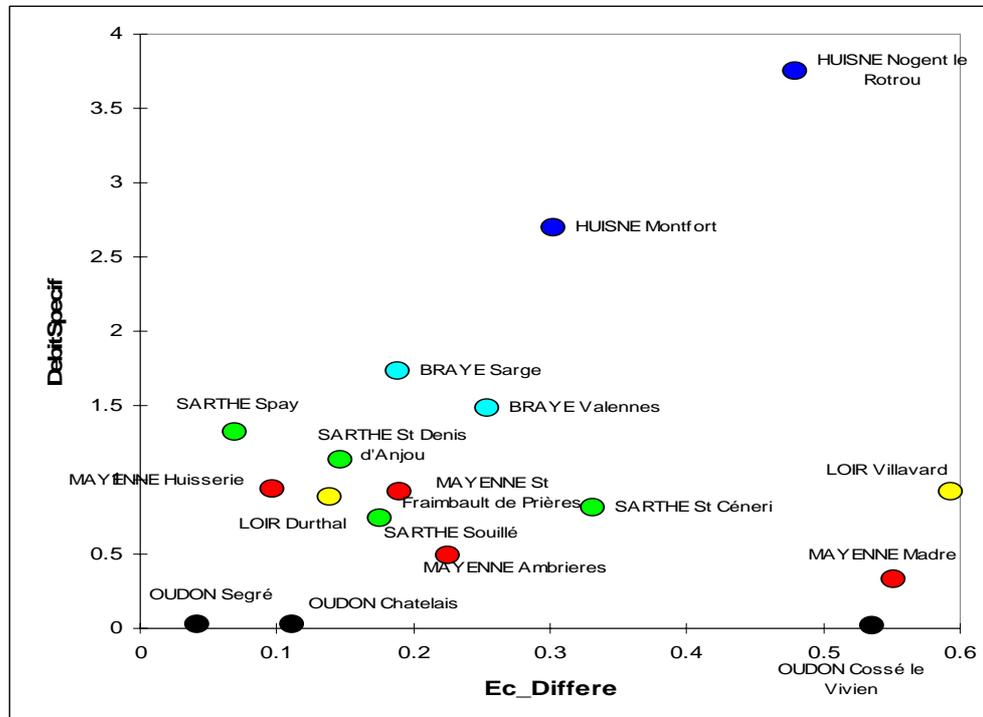


Figure 6 –Part relative de la contribution moyenne des écoulements différés au débit des rivières en fonction de l'indice IDPR moyen obtenu par le bassin versant analysé.

L'IDPR moyen ramené à la surface du bassin versant permet une hiérarchisation des stations conforme aux résultats modélisés. L'Huisne, dont les écoulements lents (à priori l'impact des eaux souterraines) sont importants, circule dans des terrains dont l'indice IDPR est faible, donc supposés perméables et capables de contenir un aquifère dont la présence va influencer sur les écoulements de surface. En l'occurrence celui-ci soutient les étiages. A l'opposé l'Oudon présente une part faible d'écoulements différés, il s'écoule également sur des terrains dont l'Indice IDPR est élevé, où le ruissellement est donc estimé prépondérant.

Un point de l'Oudon apparaît avec une part relative des écoulements lents importante. Cette valeur peut être un artéfact de la méthode Tempo qui affecte à un type lent d'écoulement des apports qui restent, au regard des vitesses de transfert des eaux souterraines, du domaine des écoulements de surface. Tempo permet de séparer le signal de débit en composantes lentes et rapides, cette décomposition lent/rapide ne correspondant pas toujours à une décomposition Eaux souterraines / Eau de surface.

Comparaison de la modélisation Tempo et des résultats statistiques issus de la banque BdHydro



La convergence des analyses déduites des deux approches est remarquable entre un pôle où les débits spécifiques et la part des écoulements différés sont faibles (l'Oudon) et un pôle où les eaux souterraines ont un rôle important et induisent un débit spécifique élevé qui se traduit également par une part importante des écoulements différés (l'Huisne). La Braye est le second cours d'eau par ordre d'importance du rôle des eaux souterraines, les deux approches l'estiment d'un même ordre

Trois stations ont des résultats qui divergent :

- La station de l'Oudon à Cossé le Vivien montre une part d'écoulement lent qui semble surestimée par Tempo compte tenu de l'IDPR moyen du bassin versant concerné.
- La station de la Mayenne à Madre montre également une part d'écoulement lent qui semble surestimée par Tempo, cependant le résultat du calcul de l'IDPR montre pour le bassin versant concerné une composante en infiltration importante dans la partie amont du cours d'eau. Cependant il n'existe pas de formation aquifère de forte capacité (d'épaisseur importante) dans ces schistes et grès du Briovérien du Bocage normand. Les écoulements lents peuvent donc être pour part importante dans le bilan fait à la station mais l'absence d'aquifère limite le soutien de l'étiage.
- Le Loir à Villavard présente un débit spécifique faible alors que sa composante en écoulements lents assimilée aux venues d'eau souterraine est très forte. En fait ce sous bassin versant est celui dont la plupart de la surface est occupée par un aquifère (la nappe de Beauce) dont la quasi-totalité des eaux s'écoule et échappe à l'exutoire du bassin versant de la rivière.

Le bassin de l'Huisne concerne un aquifère libre composé des Sables et Grès du Cénomaniens Sarthois. Ce réservoir est partie intégrante de la nappe du Cénomaniens, vaste système aquifère de 23000 km² généralement sableux, qui a la particularité d'être presque partout (à l'exception de l'Huisne) recouvert par un horizon marneux quasi imperméable. Son épaisseur varie de 100 à 200 m. Centrée sur la région Tourangelle, la nappe est en majorité captive, sa profondeur atteint 350 m. Les écoulements s'effectuent des zones libres périphériques vers les zones captives.

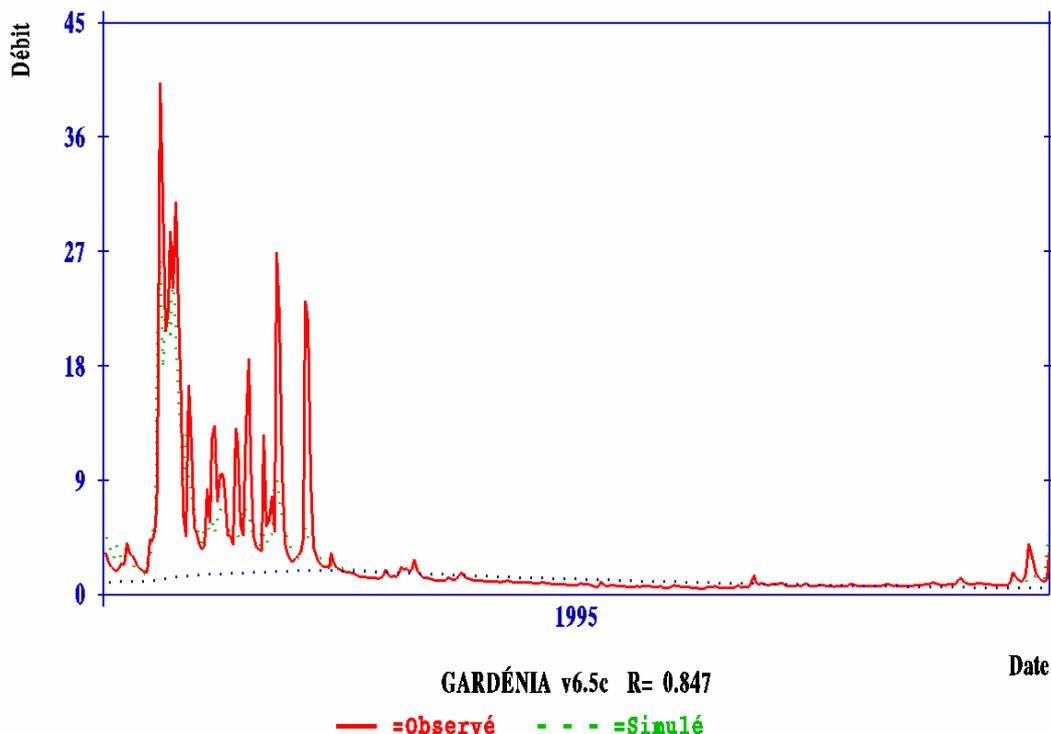
3.2. LA CONTRIBUTION DES EAUX SOUTERRAINES AUX CRUES

3.2.1. Approche de la contribution des eaux souterraines aux crues via Gardénia

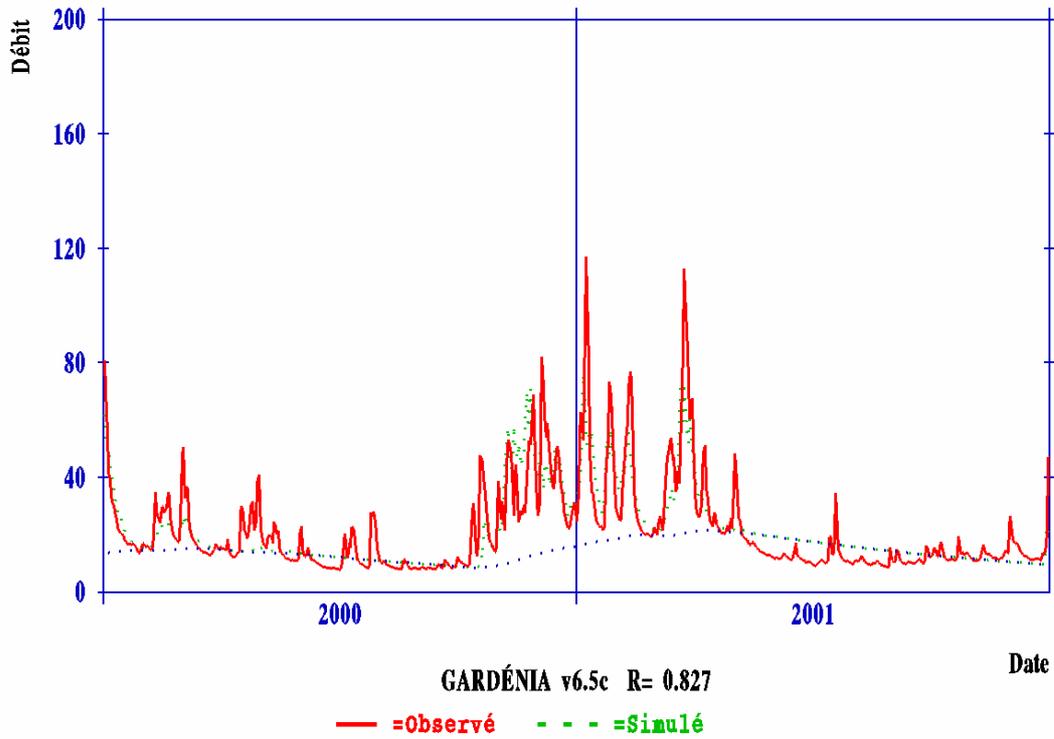
Avec les paramètres de calage définis sur la période 1993-2004, nous avons simulé l'année où le débit maximal a été observé : 2001 pour l'Huisne à Montfort et 1995 pour les autres stations. Les débits simulés et observés peuvent être comparés à l'aide des figures ci-dessous. Le débit total simulé est figuré en trait interrompu vert, le débit des nappes est figuré en pointillé bleu. Ces simulations qui semblent satisfaisantes (coefficient d'ajustement compris entre 0,827 et 0,939) montrent une faible participation des débits de la nappe au débit maximum de la crue. Cette participation a cependant tendance à augmenter lorsque la crue « dure ». On notera toutefois que le pourcentage va être croissant avec la durée de la crue. Par exemple pour l'Huisne à Montfort celui-ci atteint 20% (soit 20 m³/s environ), hors pic de crue, lors de la crue de 2001.

Les coefficients d'ajustement obtenus lors de la simulation des crues de 1995, à partir des calages effectués sur la période 1993-2004, sont satisfaisants (souvent supérieur à 0,9). La crue de 1995 ne paraît donc pas spécifique mais conforme en tout point aux autres crues observées.

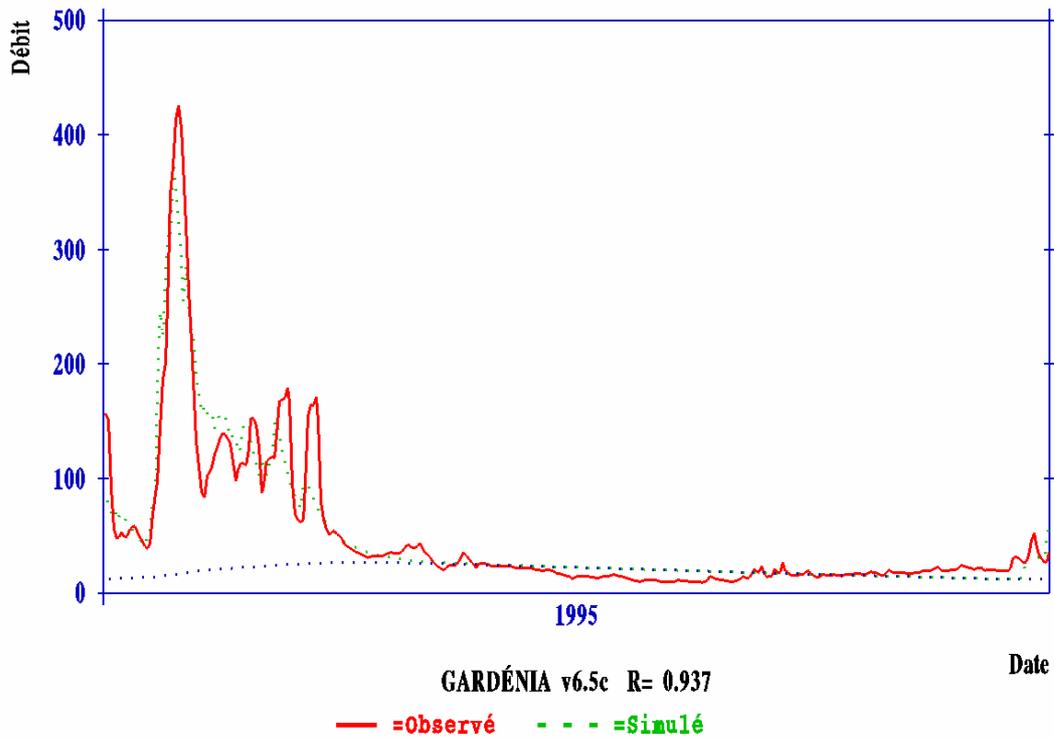
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : La Braye à Valennes



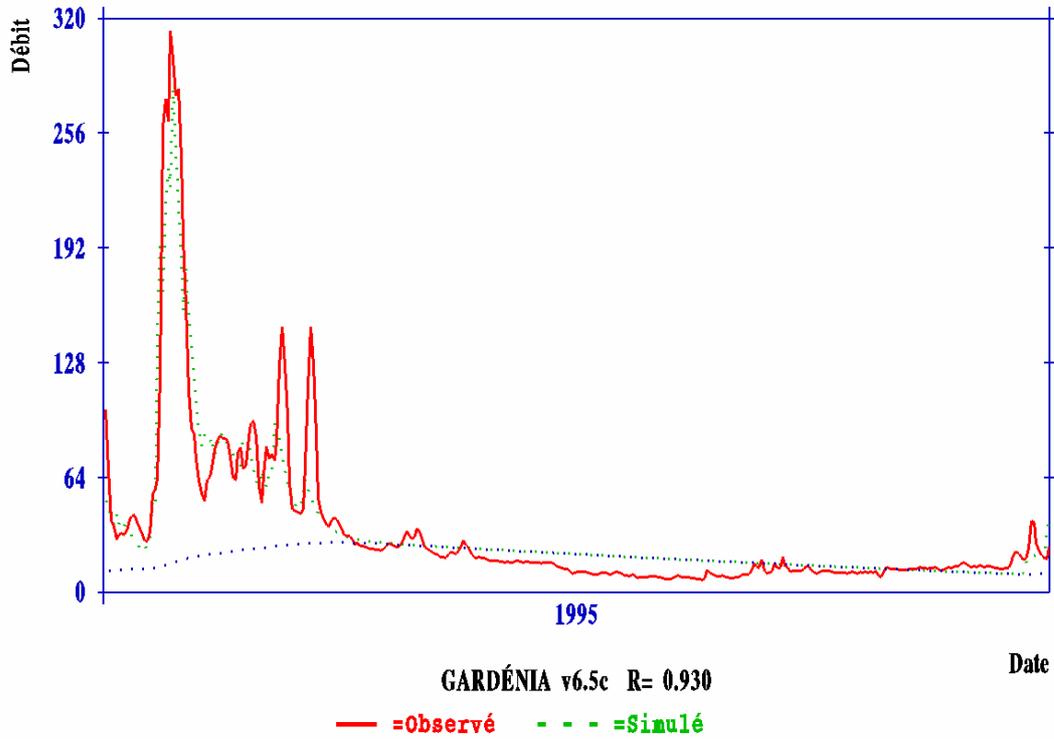
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : L'HUISNE A MONTFORT



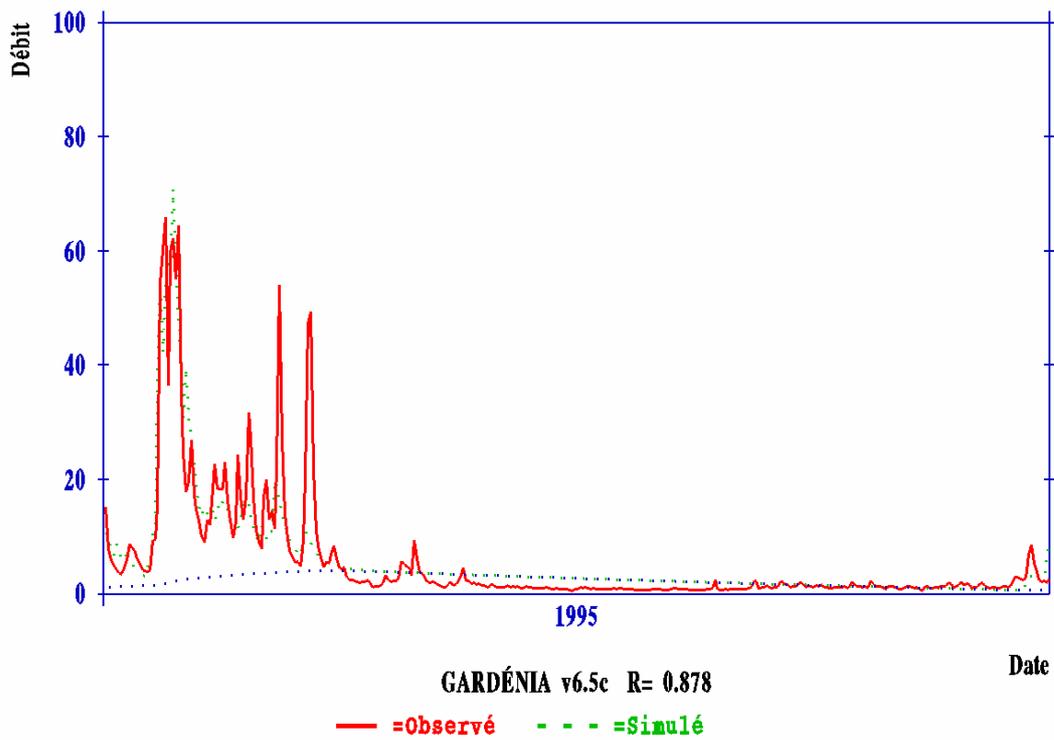
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Durtal



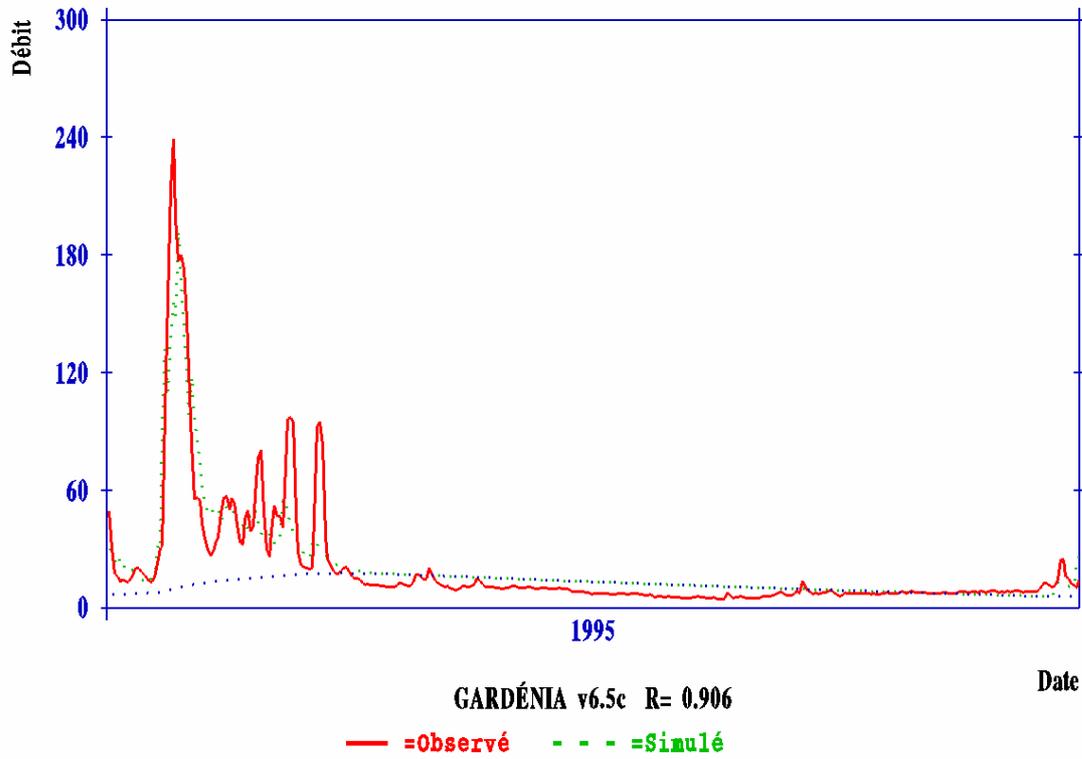
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Flee



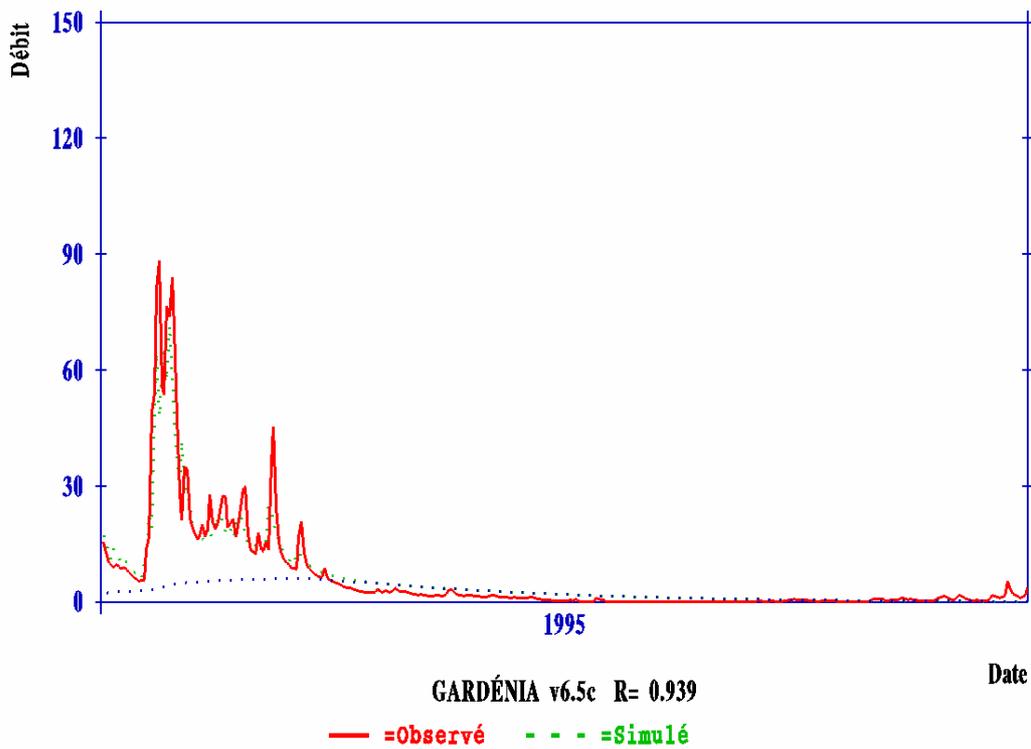
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Saint Maur



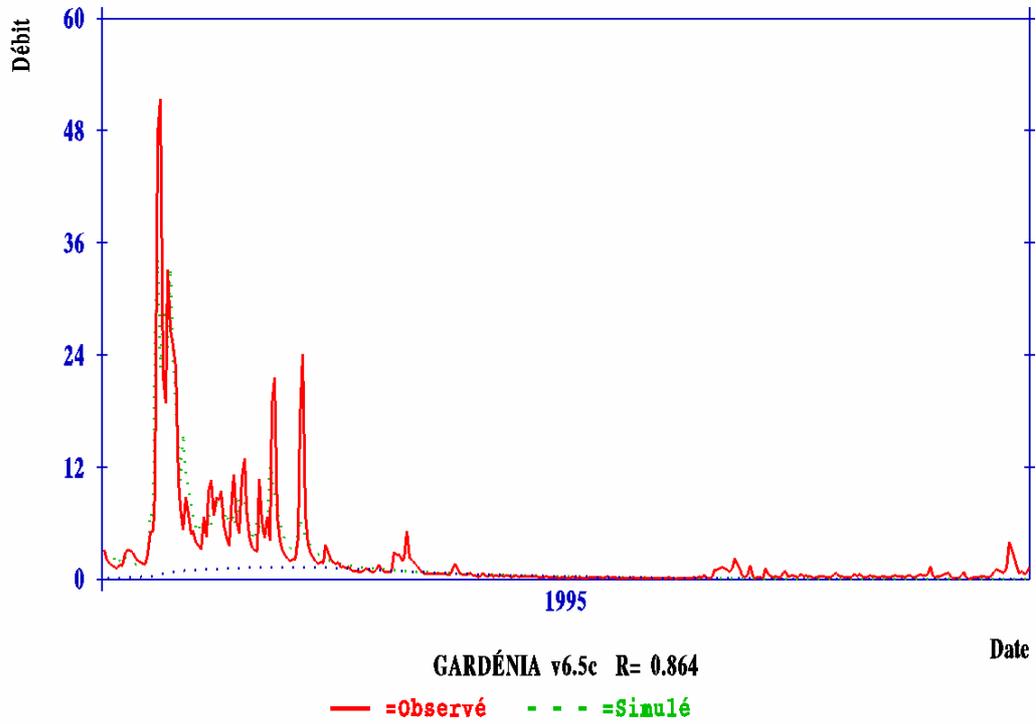
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Villavard



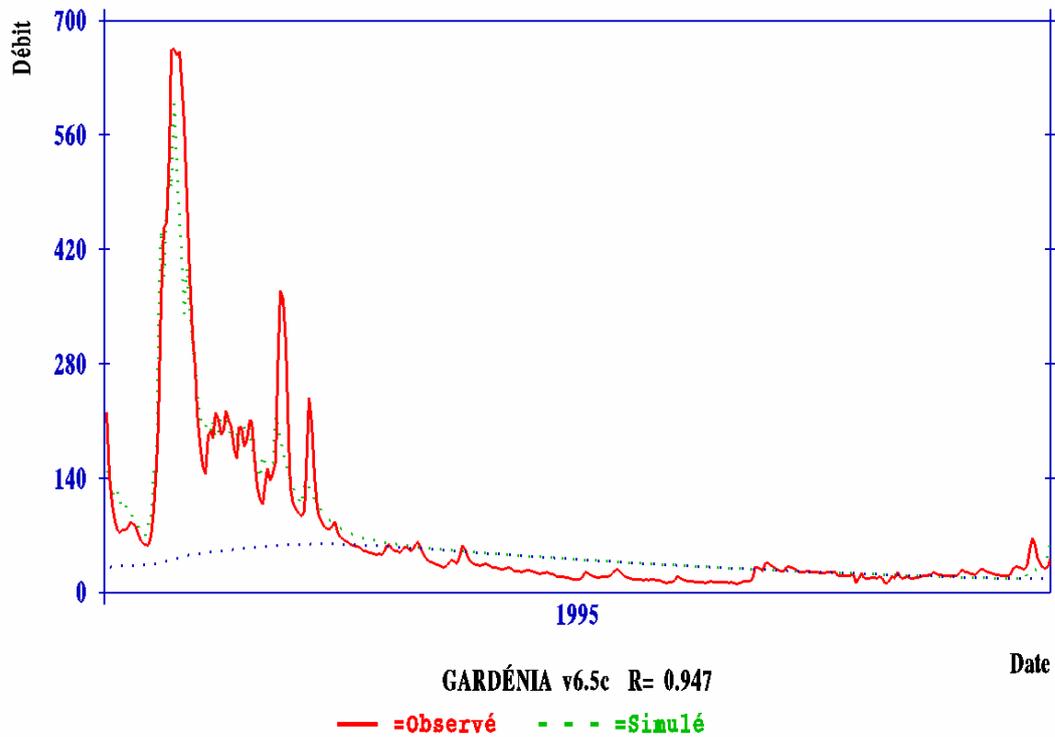
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : L'Oudon à Chatelais



Logiciel GARDÉNIA v6.5c : L'Ozanne à Trizay



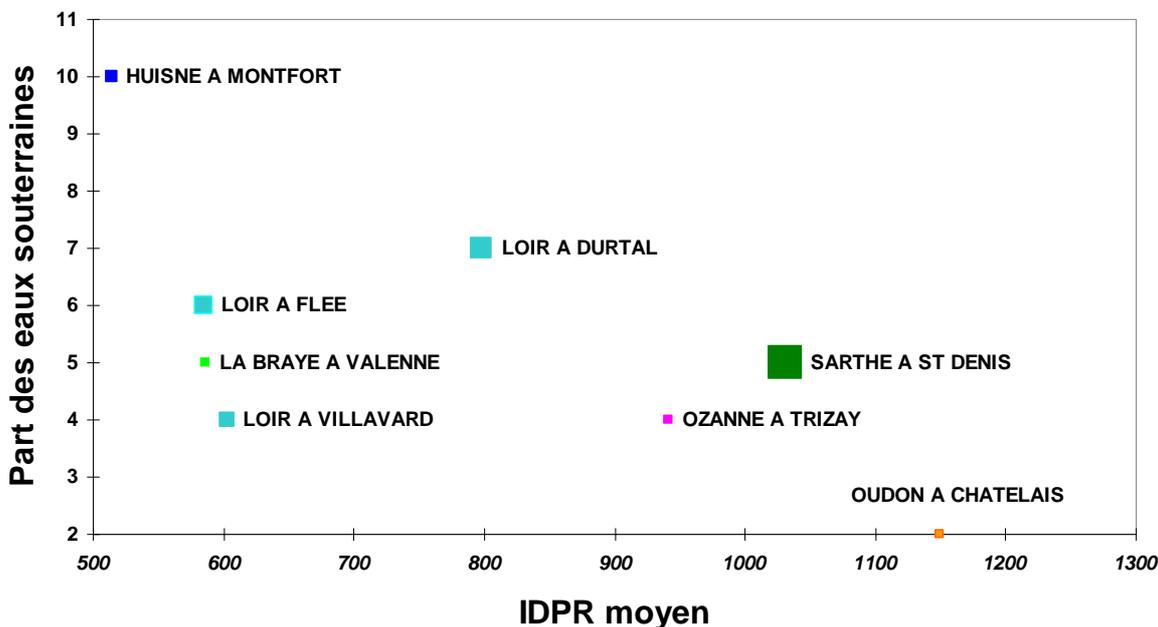
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : La Sarthe à Saint Denis



D'après ces figures on peut en déduire l'ordre de grandeur entre débit souterrain et débit ruisselé lors du débit maximum de crue (cf. tableau ci-dessous).

Cours d'eau	Station	% Eaux souterraines	Débit maximal (m3/s)
OZANNE	Trizay	4	51
SARTHE	St Denis d'Anjou	5	666
LOIR	St Maur sur le Loir		90
	Villavard	4	239
	Flee	6	313
	Durtal	7	426
OUDON	Chatelais	2	131
HUISNE	Montfort	10	156
BRAYE	Valennes	5	40

Tableau 7 – contribution maximale % au débit des rivières lors de la crue maximale observée, des eaux souterraines d'après modélisation GARDENIA avec calage sur la période 1993-2004.



La contribution des eaux souterraines en période de crue apparaît encore corrélée à la valeur moyenne de l'IDPR pour le bassin versant. Les stations de l'Huisne à Montfort et de l'Oudon à Chatelais sont nettement à l'opposé l'une de l'autre pour des débits maximums de même ordre.

3.2.2. Approche de la contribution des eaux souterraines aux crues via TEMPO

Les eaux souterraines interagissent avec les processus de crues de deux manières :

- 1) en augmentant le débit de crue lorsque la contribution des eaux souterraines au débit est significative pendant la période hivernale,
- 2) en écrêtant les crues dans le cas de relations nappe-rivière.

L'augmentation du débit de crue

La contribution des eaux souterraines aux crues peut être déterminée de manière précise en présence de piézomètres représentatifs de l'état de recharge de la nappe du sous bassin.

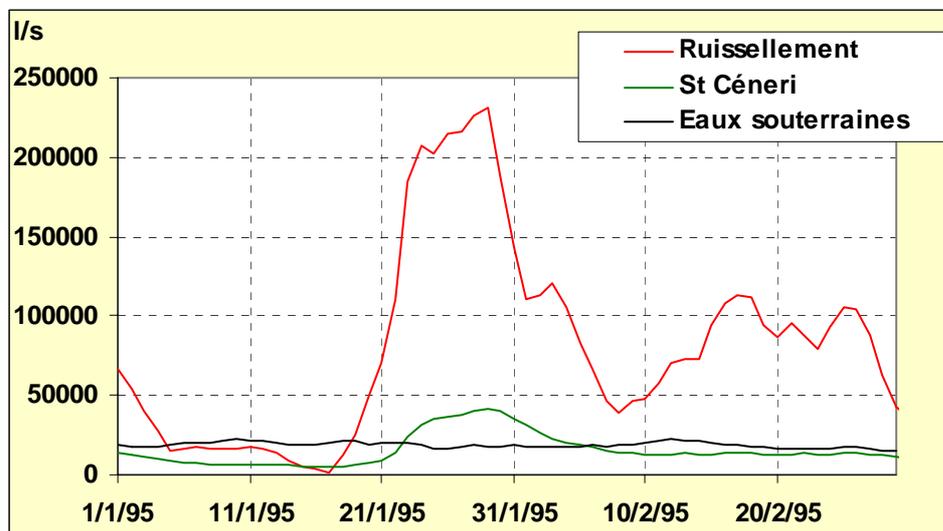


Figure 28 – Le débit de la Sarthe à Neuville sur Sarthe : les eaux souterraines contribuent pour 8% au pic de crue généré sur le sous bassin. Le débit ruisselé est celui généré entre St Céneri et Neuville.

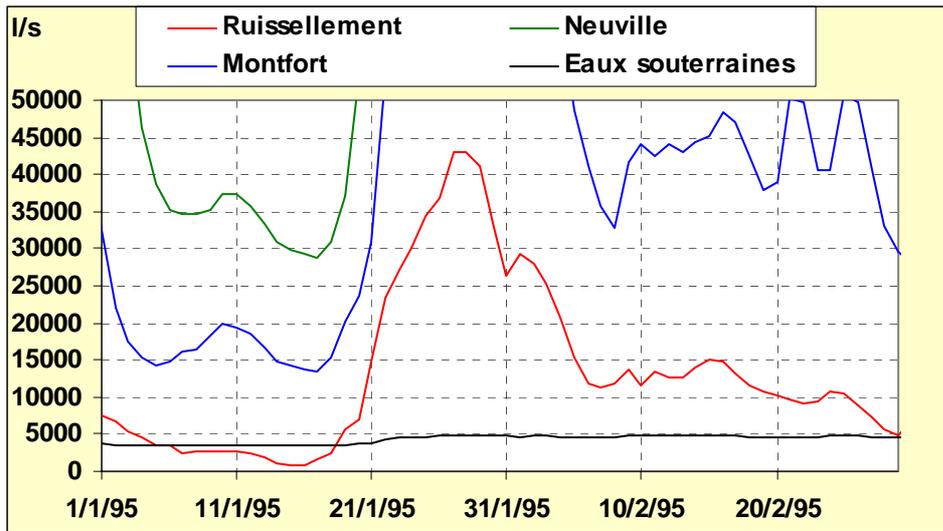


Figure 29 – Le débit de la Sarthe à Spay : les eaux souterraines contribuent pour 11% au pic de crue généré sur le sous bassin

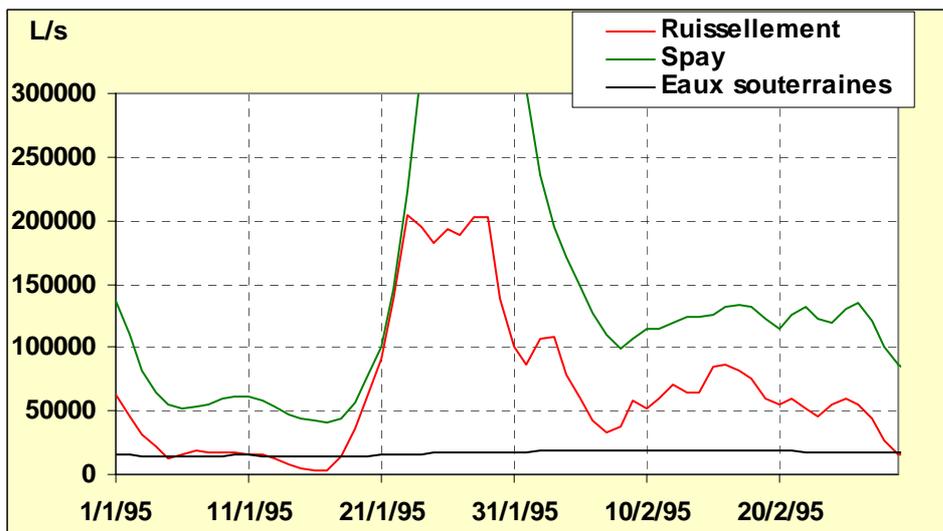


Figure 30 - Le débit de la Sarthe à St Denis d'Anjou : les eaux souterraines contribuent pour 8% au pic de crue généré sur le sous bassin

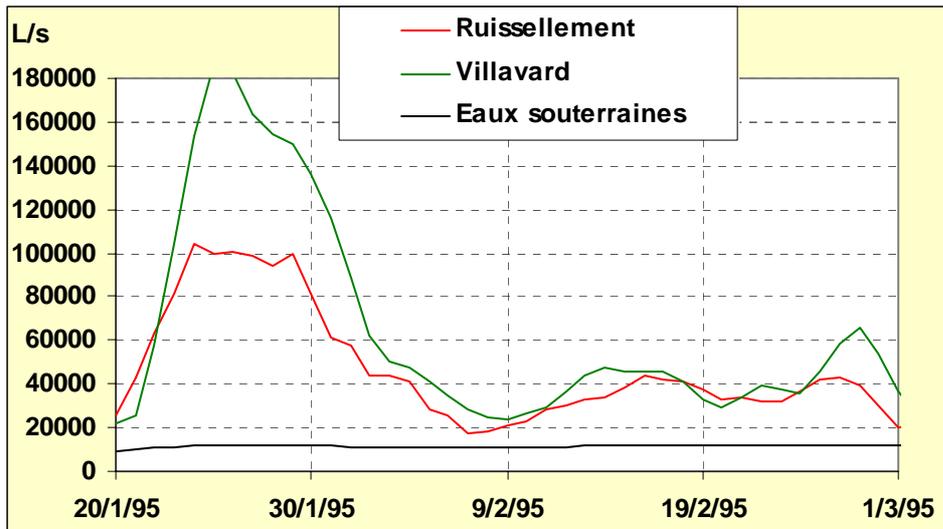


Figure 31 – Le Loir à Flée : les eaux souterraines contribuent pour 11% au pic de crue généré sur le sous bassin

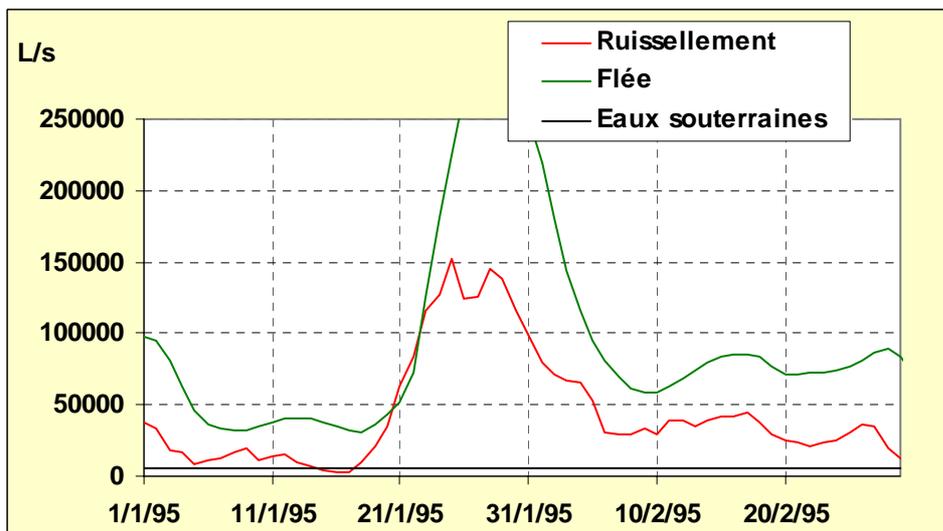


Figure 32 – Le Loir à Durtal : les eaux souterraines contribuent pour 4% au pic de crue généré sur le sous bassin

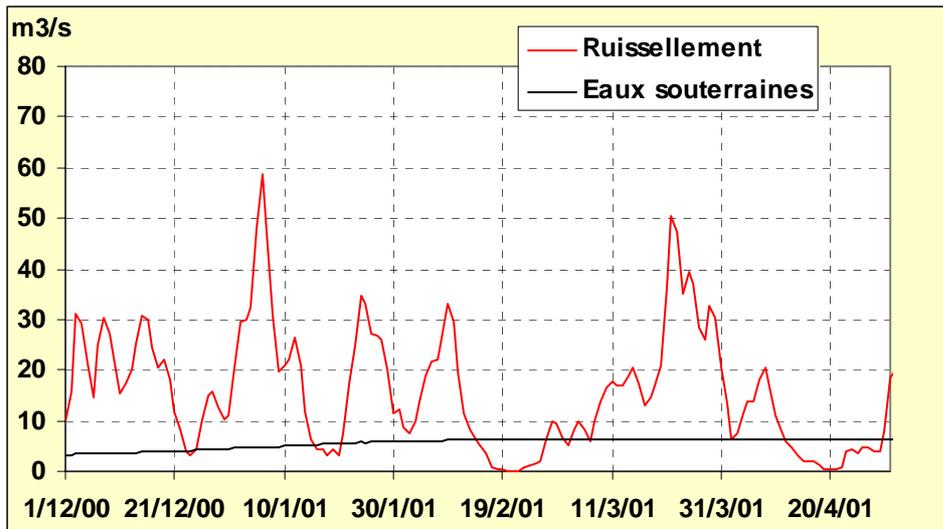


Figure 33 – L’Huisne à Nogent le Rotrou : les eaux souterraines contribuent pour 8% au pic de crue du 6/1/2001, et pour 12% au pic du 22/3/2001.

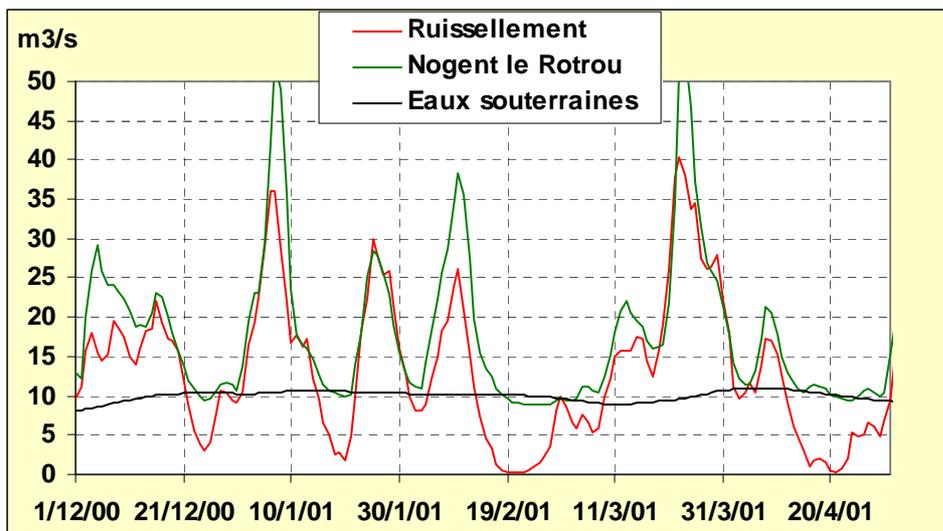


Figure 34 - L’Huisne à Montfort : les eaux souterraines contribuent pour 23% au pic de crue du 7/1/2001 et 20% au pic du 23/3/2001.

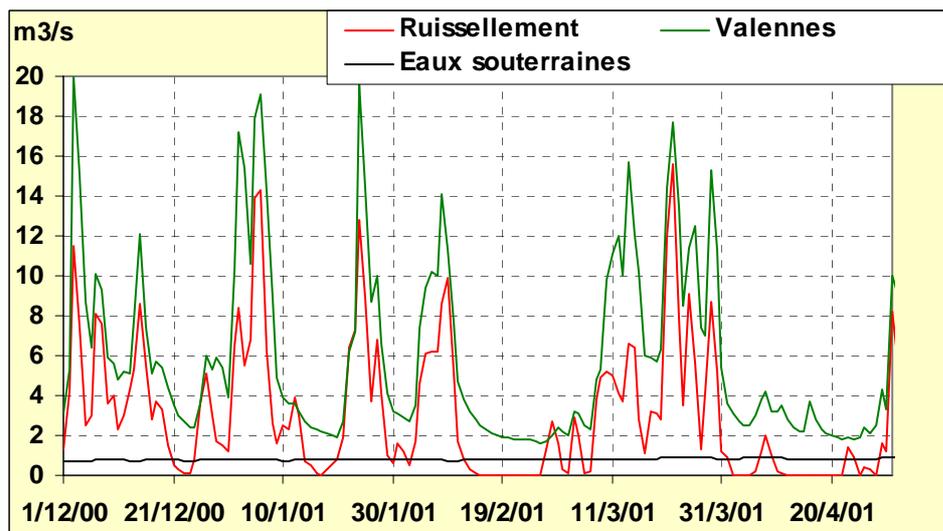


Figure 35 – La Brayé à Sargé : les eaux souterraines contribuent pour 6% au pic de crue du 7/1/2001.

Ces contributions sont généralement inférieures à 10%, excepté sur le sous bassin de l’Huisne où les eaux souterraines contribuent pour plus de 20% aux débits de crue à Montfort (probablement en raison des écoulements rapides dans l’aquifère du Cénomanién).

L’écrtage du débit de crue

Ce phénomène intervient lorsque des relations nappe-rivière retardent le processus de crue. On observe ainsi ce phénomène dans :

- le bassin de la Maine compris entre la confluence du Loir, de la Sarthe, de la Mayenne et de l’Oudon en amont et la station hydrométrique d’Angers en aval où 8.5% du volume d’eau est restitué au-delà de 10 jours après le pic de crue, les relations nappe-rivière écrètent les pics de crue,
- le sous bassin de la Mayenne compris entre St Fraimbault de Prières et Huisserie où près de 10% du débit mesuré à St Fraimbault de Prières est restitué au-delà de 10 jours après le pic de crue.

3.3. BILAN EN PERIODE CRUE

Les résultats de ces modélisations ont été comparés à la réponse IDPR moyenne des bassins versants étudiés. A l'image de l'analyse de la contribution des eaux souterraines aux étiages des cours d'eau, leurs contributions aux phénomènes de crue se corrèlent également à l'indice IDPR des terrains traversés.

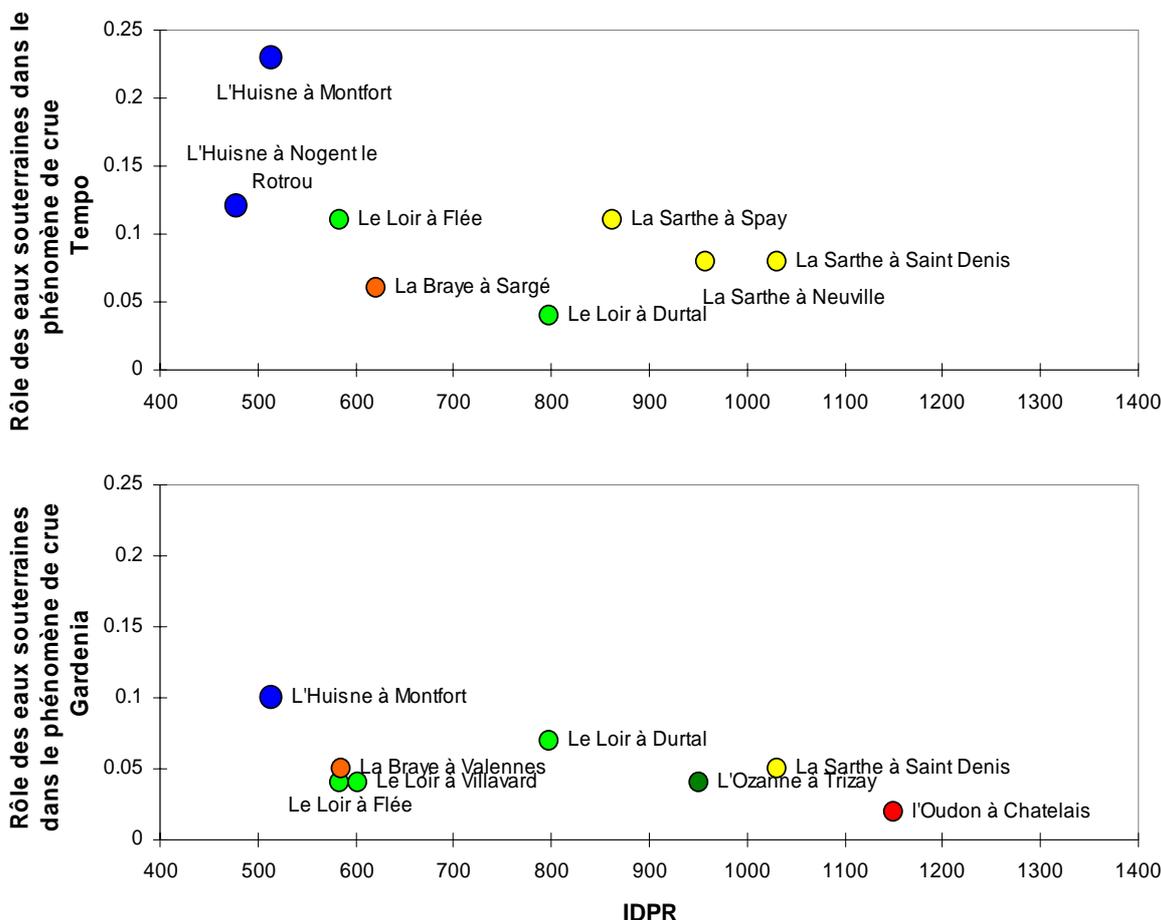


Figure 36 : Comparaison des résultats TEMPO et Gardénia relatifs à la contribution des eaux souterraines aux crues

Afin d'estimer la contribution moyenne des eaux souterraines au phénomène de crue, la corrélation avec l'indice IDPR a conduit à élaborer un modèle de réponse des unités de surface en fonction de leur aptitude à laisser transiter les eaux souterraines. Ce modèle s'appuie uniquement sur la valeur moyenne de l'indice IDPR des terrains qui composent le bassin versant considéré. Il ne s'appuie pas sur l'épaisseur des terrains non saturés car cela est peu discriminant à l'échelle des bassins versants. Il suppose une lame d'eau reçue identique sur l'ensemble du bassin.

Le résultat de cette simulation et la comparaison avec les valeurs déduites des modèles TEMPO et Gardénia sont présentés sur le graphique et tableau suivant.

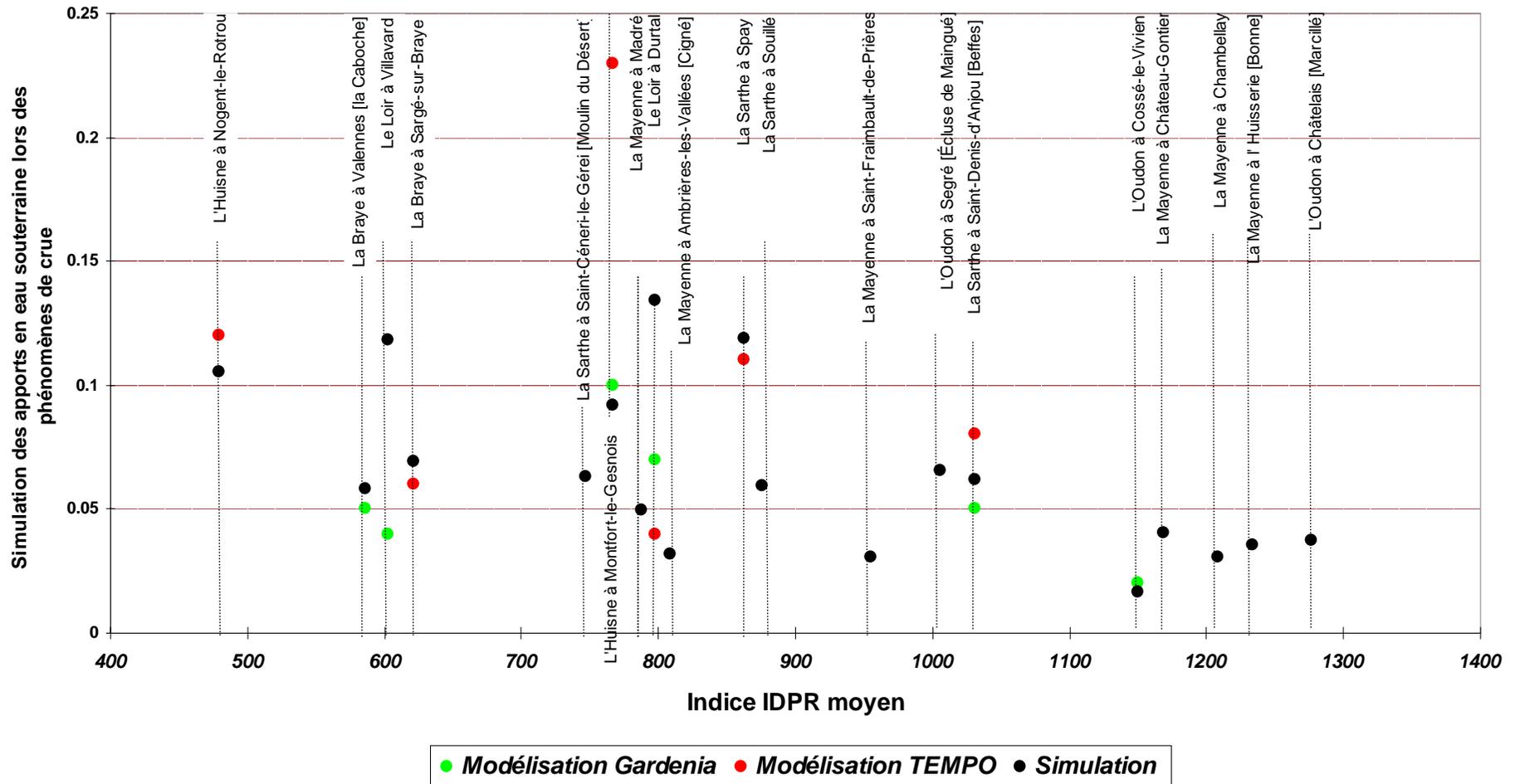


Figure 37 : Comparaison des résultats de l'estimation de la contribution des eaux souterraines aux crues par stations hydro modélisées

CODE	Nom de la station	Simulation	Tempo	Gardenia
M0050620	La Sarthe à Saint-Céneri-le-Gérei [Moulin du Désert]	6%		
M0250620	La Sarthe à Souillé	6%		
M0361510	L'Huisne à Nogent-le-Rotrou	11% (1)	12%	
M0500610	La Sarthe à Spay	12% (1)	11%	
M0680610	La Sarthe à Saint-Denis-d'Anjou [Beffes]	6% (1)	8%	5%
M1151610	Le Loir à Villavard	11% (7)		4%
M1213010	La Braye à Valennes [la Caboche]	6% (1)		5%
M1233040	La Braye à Sargé-sur-Braye	7% (1)	6%	
M1531610	Le Loir à Durtal	12% (6)	4%	7%
M3020910	La Mayenne à Madré	5%		
M3060910	La Mayenne à Ambrières-les-Vallées [Cigné]	3%		
M3230920	La Mayenne à Saint-Fraimbault-de-Prières	3%		
M3340910	La Mayenne à l' Huisserie [Bonne]	4%		
M3600910	La Mayenne à Château-Gontier	4%		
M3630910	La Mayenne à Chambellay	3%		
M3711810	L'Oudon à Cossé-le-Vivien	2% (0)		2%
M3771810	L'Oudon à Châtellais [Marcillé]	4%		
M3851810	L'Oudon à Segré [Écluse de Maingué]	7%		
M0421510	L'Huisne à Montfort-le-Gesnois [la Pécardière]	9% (4)	23%	10%

Tableau 8 : Estimation de la contribution des eaux souterraines au débit maximal de crue par stations hydro modélisées

Pour réaliser cette estimation, l'ensemble des valeurs de contribution des eaux souterraines aux crues par bassin versant a été rapporté à l'indice IDPR moyen. Par hypothèse une zone d'indice IDPR supérieure à 1800 est assimilable à une zone de ruissellement majoritaire, l'apport des eaux souterraine sera quasi nul. A contrario une zone d'indice IDPR inférieure à 200 sera à priori très contributive (analyse du contexte de la Somme où dans des zones à faible IDPR ont été observées des contributions de 80% des eaux souterraines). Les résultats présentés dans le tableau précédent montrent des écarts importants pour le Loir à Villavard et à Durtal et pour l'Huisne à Montfort.

- Dans le cas du Loir à Villavard deux raisons peuvent être invoquées :
 - soit les apports de la craie cénomaniennne sont surestimés par rapport aux apports, à IDPR égal, des sables du Perche par exemple, à Villavard ;
 - soit l'extension de la nappe de Beauce et les transferts souterrains vers la Loire sont sous-estimées, la part des terrains à retrancher du bassin versant du Loir doit être augmentée.
- A Durtal, les modélisations Gardenia et Tempo ont émis l'hypothèse d'un transfert hors bassin du Loir d'une partie des eaux souterraines, comme pour le cas précédent, une part des terrains en rive gauche du Loir sont à retrancher de la simulation.
- A Montfort, les modélisations Gardenia et Tempo donnent deux résultats différents d'un facteur. La simulation réalisée est voisine des résultats de Gardenia et de moitié inférieure à ceux de Tempo. Les apports des sables du Perche semblent sous-estimés par rapport aux apports, à IDPR égal de la craie;

Ces résultats sont issus de la couche de données fournie sur le CD joint à cette étude. Ils sont attribués aux unités fonctionnelles (c.a.d. unités de même géologie, bassin versant, masse d'eau et aquifère). La carte présentée à la suite montre la contribution estimée de chacune de ces unités fonctionnelles au débit maximal de la crue. Pour chacune de ces unités, un indice IDPR ayant été calculé, un débit maximal a été estimé à partir de l'analyse des courbes obtenues à la fig. 33.

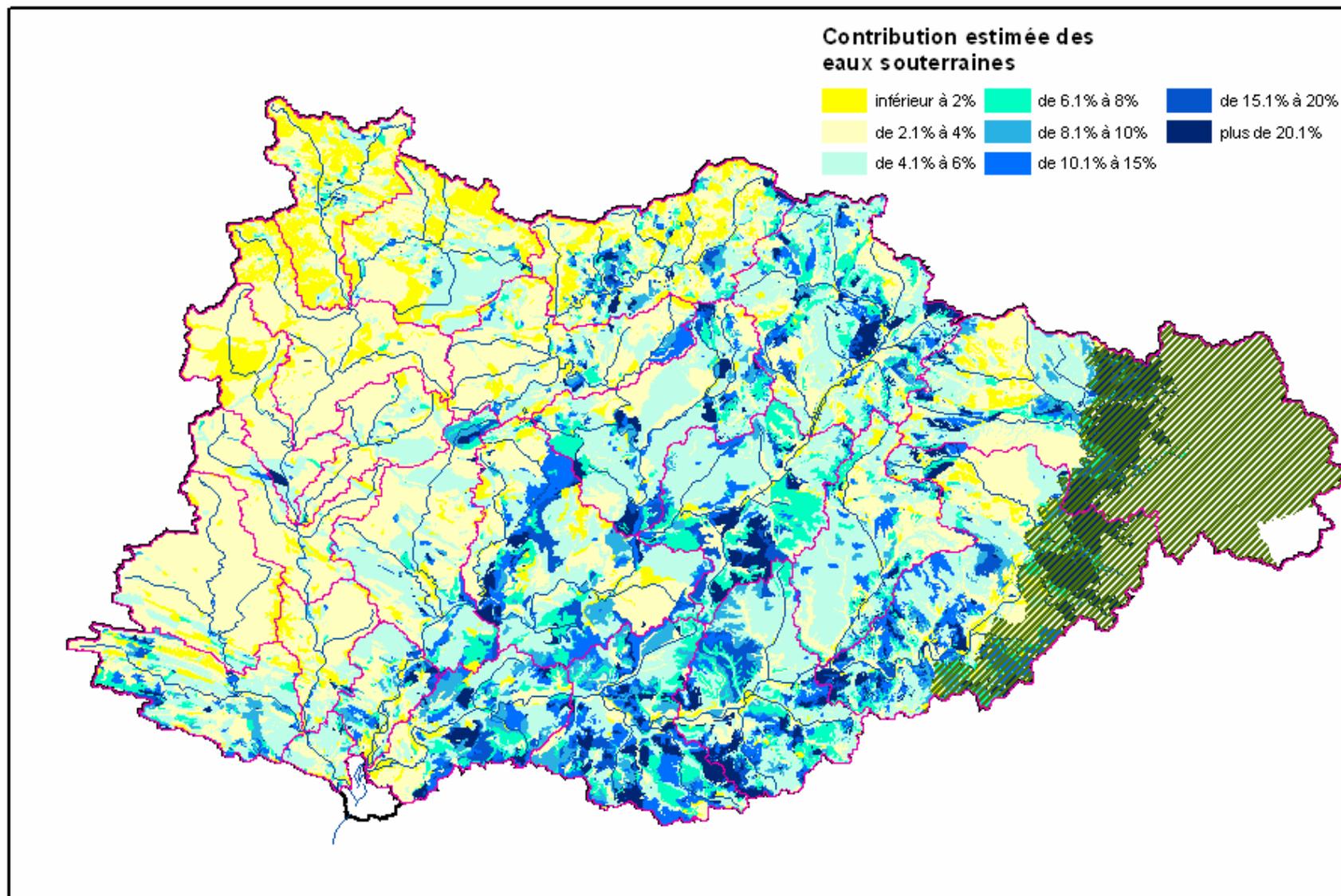


Figure 38 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines par unités fonctionnelles

Rapportée aux bassins versants, cette estimation fournit le résultat suivant

Code Hydro	Nom du sous bassin	Estimation de la contribution des ES au débit maximal de la crue
M00	la sarthe de sa source au sarthon (c)	5.9%
M01	la sarthe du sarthon (nc) à la bienne (c)	4.7%
M02	la sarthe de la bienne (nc) à l'huisne (nc)	8.8%
M03	l'huisne de sa source à la meme (c)	9.8%
M04	l'huisne de la meme (c) à la sarthe (nc)	10.8%
M05	la sarthe de l'huisne (nc) à la vegre (c)	6.8%
M06	la sarthe de la vegre (nc) à la voutonne (c)	6.1%
M07	la sarthe de la voutonne (nc) au loir (nc)	6.7%
M10	le loir de sa source à la conie (c)	8.5%
M11	le loir de la conie (nc) à la braye (nc)	12.2%
M12	la braye & ses affluents	6.8%
M13	le loir de la braye (nc) au bras du loir m136900 (c)	14.2%
M14	le loir de son bras m136900 (nc) au rau de carpentras (c)	12.6%
M15	le loir du rau de carpentras (nc) à la sarthe (nc)	8.5%
M30	la mayenne de sa source à la varenne (nc)	3.4%
M31	la varenne & ses affluents	3.3%
M32	la mayenne de la varenne (nc) à l'ernee (nc)	2.3%
M33	la mayenne de l'ernee (c) à la jouanne (nc)	4.6%
M34	la jouanne & ses affluents	4.3%
M35	la mayenne de la jouanne (nc) au pont-perdreau (nc)	3.8%
M36	la mayenne du pont-perdreau (c) à l'oudon (nc)	4.2%
M37	l'oudon de sa source à l'araise (nc)	3.7%
M38	l'oudon de l'araise (c) à la mayenne (nc)	6.4%
M39	la mayenne de l'oudon (nc) à la vieille maine (nc)	5.7%

Tableau 9 : Estimation de la contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin

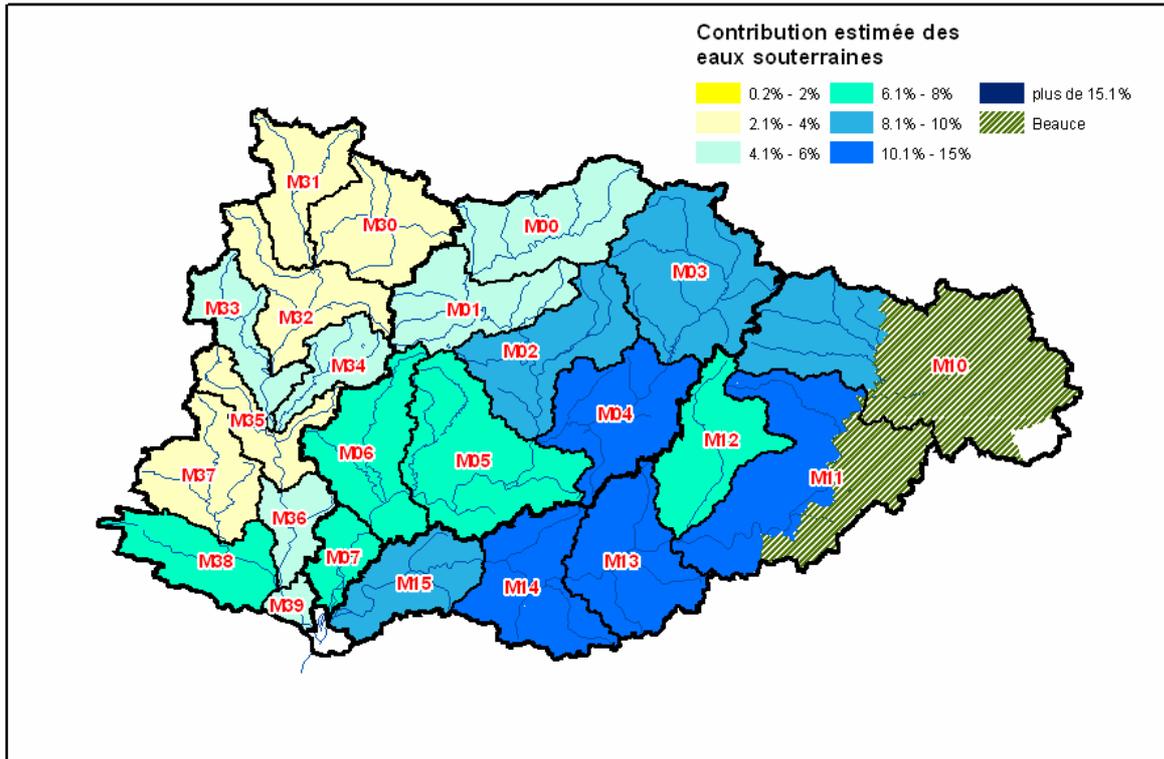


Figure 39 : Carte de la contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin

4. Conclusion sur le rôle des ES

4.1. BASSIN DU LOIR

Les eaux souterraines du bassin versant du Loir se divisent en deux grands aquifères : la craie cénomaniennne et le calcaire de Beauce. La contribution de ce dernier aux écoulements du Loir est faible car une part importante des écoulements souterrains s'échappent vers la Loire et ne contribuent donc pas ou très peu aux débits de la rivière. L'aquifère de Beauce détourne donc en fait une partie de la lame d'eau reçue infiltrée dans le bassin du Loir vers le fleuve Loire. La craie cénomaniennne et séno-turonniennne compose le second grand aquifère du Loir. De perméabilité faible à moyenne au droit des rivières, sa faible capacité en limite son influence sur le Loir. Les terrains concernés, en majorité situés en rive droite du cours amont de la rivière favorisent le ruissellement des eaux.

Cet aquifère peut cependant être le siège de désordres liés à des phénomènes de remontée de nappe car la nappe possède un cycle pluri annuel sur lequel la superposition d'un battement moyen peut entraîner la saturation des sols jusqu'au niveau des terrains naturels. Les débits sont supposés rester faibles compte-tenu de la porosité et de la perméabilité de la nappe. *Des circulations karstiques sont cependant envisageables* (Modélisation TEMPO de La Braye à Sargé pour la crue de 2001) au sein de la formation crayeuse et entre Loir et Loire (Modélisation Gardénia du Loir entre Villavard et Durtal).

L'aquifère des Sables et grès du Perche affleure dans le bassin du Loir à la faveur des vallées qui entaillent la craie cénomaniennne, sur le reste de bassin versant il est recouvert par un horizon marneux quasi imperméable. Cet aquifère ne possède pas de variations pluriannuelles d'amplitude importante mais sa perméabilité et sa porosité lui donnent un rôle important dans le maintien à l'étiage des écoulements de surface lorsqu'il affleure et notamment au sein du sous bassin amont de la Braye.

4.1.1. Bassin de l'Ozanne

Essentiellement établi sur les formations de la craie cénomaniennne, le sous bassin de l'Ozanne est essentiellement tributaire du ruissellement de surface et peu soutenu par les eaux souterraines. Dans sa partie amont l'Ozanne draine les sables et Grès du Perche qui doivent alors composer la majeure partie des apports en eau souterraine du sous bassin.

4.1.2. Bassin de la Braye

Le bassin versant de la Braye draine les formations aquifères des sables et grès du Perche dans leur partie libre. Cet aquifère de capacité importante assure une part importante des écoulements de la rivière et soutient fortement ses débits d'étiage. En l'absence de cycle pluriannuel, le rôle des eaux souterraines doit être quasi constant, quelle que soit l'ampleur

des précipitations annuelles et un effet cumulatif (cycle pluri annuel de hautes eaux et années fortement pluvieuses) n'est pas à envisager. L'aquifère joue ici un rôle régulateur avant tout, en absorbant une partie des crues et en soutenant l'étiage lors de la saison sèche (part importante des écoulements différés dans un contexte IDPR infiltrant).

Il participe ainsi faiblement aux phénomènes de crue (5 à 6 % des écoulements en 1995 et 2001)

4.1.3. Approche qualitative

L'approche qualitative du territoire couplée aux données statistiques des écoulements reflète bien le rôle du sous-sol au regard du comportement des bassins versants. La Braye, siège d'une contribution importante des eaux souterraines aux écoulements de surface, est caractérisée par un indice IDPR faible et un débit rapporté à l'unité de superficie du bassin versant (débit spécifique) élevé.

La Conie fait exception à cette observation mais le débit spécifique calculé est en grande partie erroné du fait de la surestimation de l'étendue de son bassin versant qui intègre la partie dont les eaux souterraines sont drainées vers la Loire.

Le Loir à Saint-Maur, comme l'Ozanne voit la rive gauche de son bassin versant amputée des écoulements souterrains qui s'échappent vers la Loire.

La surface de son bassin versant et donc son indice IDPR moyen devrait être plus faible, à l'image de l'Ozanne.

Figure 40 : Carte de l'indice IDPR pour le bassin du Loir

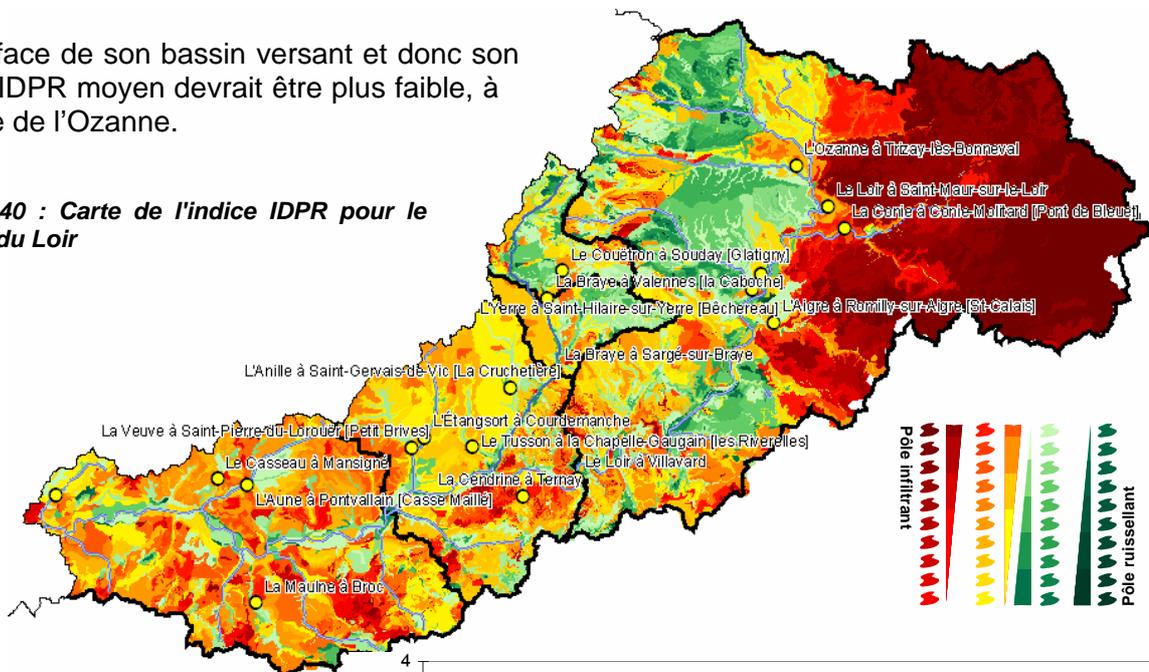
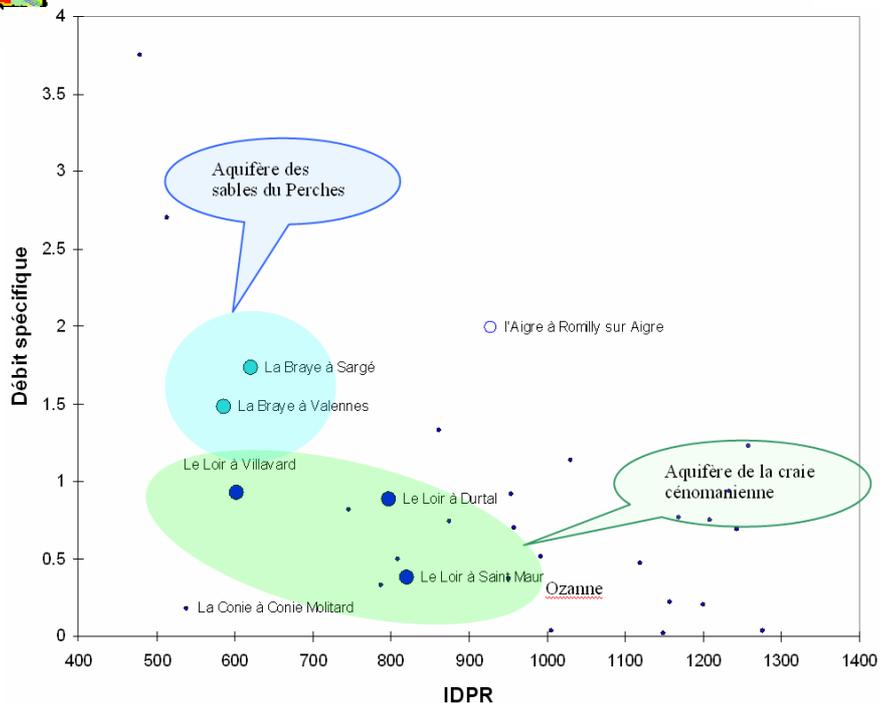


Figure 41 : Classification des stations hydrométriques du Loir selon l'IDPR



Plus en aval, Le Loir recoupe des terrains où l'infiltration est plus importante, la contribution des eaux souterraines y est plus conséquente mais une part de ces écoulements peut s'échapper vers la Loire entre Flée et Durtal. Ce phénomène induirait alors un effet écrêteur des crues d'où l'importance du maintien des zones d'infiltration potentielle des eaux vers la nappe souterraine dans cette partie du cours d'eau.

4.1.4. Crue et étiages du Loir

Les crues du Loir sont de modalités différentes selon leur localisation. Le haut bassin du Loir et ses affluents comme l'Ozanne provoquent des crues soudaines. La composante en ruissellement (IDPR) est majoritaire à l'échelle de ces sous-bassins. Le cas particulier de la Braye, qui draine des terrains situés sur des formations plus perméables, connaît des phénomènes de crue qui se développent avec une composante en eaux souterraines de l'ordre de 10% et un étiage plus largement soutenu par les ressources souterraines 40%.

4.1.5. Estimation des valeurs relatives de contribution des eaux souterraines au débit maximal des crues par sous-bassin versant du Loir

Code Hydro	Nom du sous bassin	Contribution estimée
M100	le loir de sa source a la thironne (nc)	4.0%
M101	le loir de la thironne (c) a la foussarde (c)	8.1%
M102	le loir de la foussarde (nc) a l'ozanne (nc)	6.8%
M103	l'ozanne & ses affluents	10.7%
M104	le loir de l'ozanne (nc) a la conie (nc)	3.6%
M110	le loir de la conie (nc) a l'yerre (nc)	7.4%
M111	l'yerre & ses affluents	8.3%
M112	le loir de l'yerre (nc) au gratte-loup (c)	6.7%
M113	le loir du gratte-loup (nc) a la houzee (c)	7.0%
M114	le loir de la houzee (nc) a la fontaine de sasnières (c)	14.3%
M115	le loir de la fontaine de sasnières (nc) a la braye (nc)	16.8%
M120	la braye de sa source au couetron (nc)	4.6%
M121	la braye du couetron (c) a la grenne (nc)	7.1%
M122	la grenne & ses affluents	7.7%
M123	la braye de la grenne (nc) a l'anille (nc)	9.3%
M124	la braye de l'anille (nc) au tusson (nc)	7.8%
M125	la braye du tusson (c) au loir (nc)	5.4%
M130	le loir de la braye (nc) a la veuve (nc)	13.1%
M131	la veuve de sa source a l'etangsort (nc)	6.6%
M132	l'etangsort & ses affluents	5.1%
M133	la veuve de l'etangsort (nc) au loir (nc)	3.7%
M134	le loir de la veuve (nc) au gravot (nc)	12.2%
M135	le gravot & ses affluents	17.9%
M136	le loir du gravot (nc) au bras du loir m136900 (c)	12.5%
M140	le loir de son bras (m136900) (nc) a la fare (nc)	10.6%
M141	la fare & ses affluents	15.1%
M142	le loir de la fare (nc) a la maulne (c)	11.6%
M143	le loir de la maulne (nc) a la marconne (c)	13.0%
M144	le loir de la marconne (nc) a l'aune (nc)	12.2%
M145	l'aune de sa source au gandelin (c)	12.8%
M146	l'aune du gandelin (nc) au loir (nc)	8.6%
M147	le loir de l'aune (nc) au rau de carpentras (c)	12.5%
M150	le loir du rau de carpentras (nc) au m150550 (c)	14.4%
M151	le loir du m150550 (nc) au bras du loir m151700 (c)	7.0%
M152	le loir de son bras m151700 (nc) au verdun (c)	11.4%
M153	le loir du verdun (nc) au rau du pont rame boïsgourd (c)	9.3%
M154	le loir du rau du pont rame boïsgourd (nc) au rodiveau (nc)	10.9%
M155	le rodiveau & ses affluents	8.2%
M156	le loir du rodiveau (nc) au m156530 (c)	6.6%
M157	le loir du m156530 (nc) a la sarthe (nc)	5.4%

Tableau 10: Estimation de la contribution au débit maximal de la crue des eaux souterraines des sous bassins du Loir

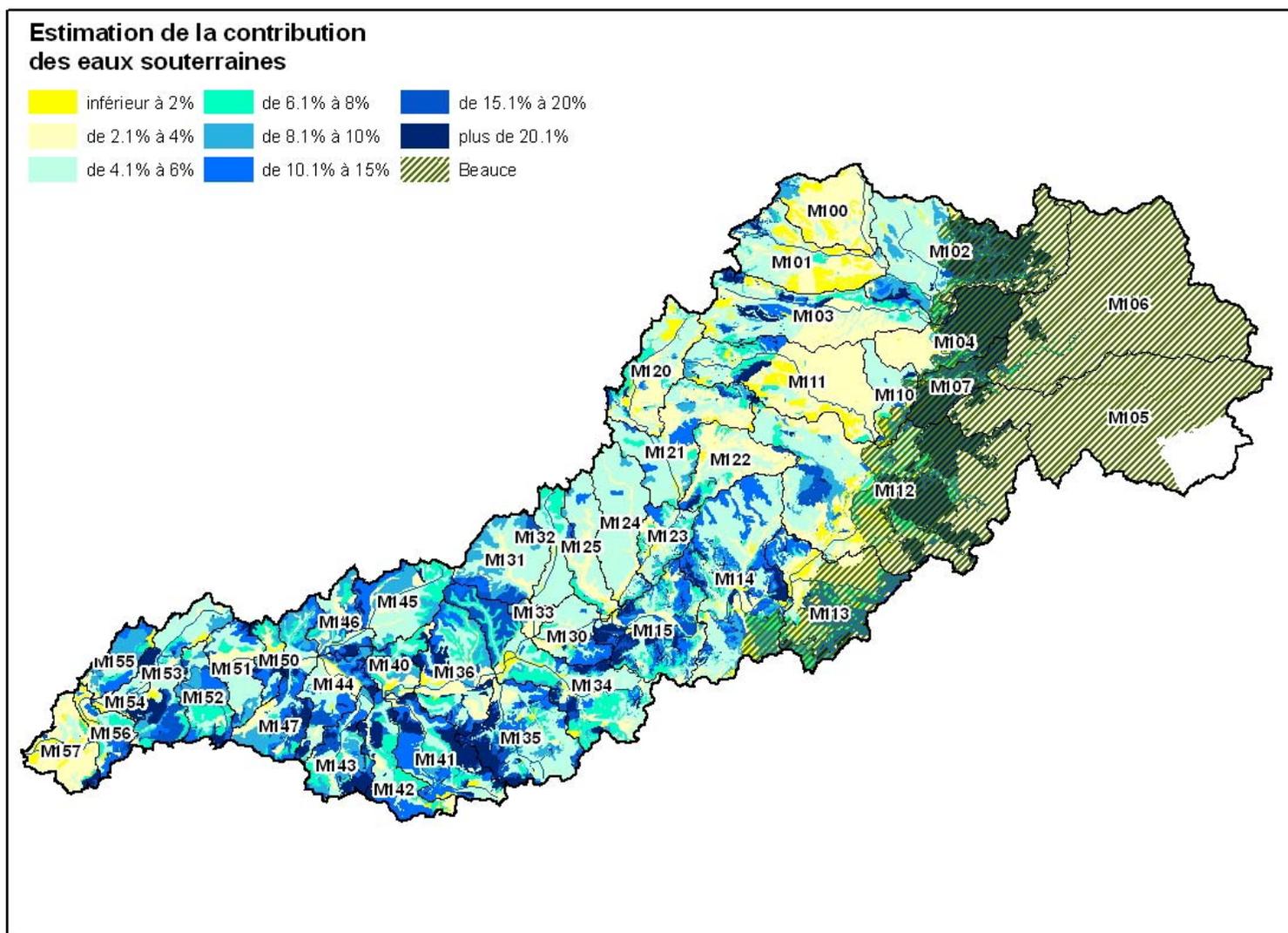


Figure 42 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin du Loir

4.2. BASSIN DE LA SARTHE

La Sarthe draine trois réservoirs aquifères distincts où la contribution des eaux souterraines aux phénomènes de crue est inégale ;

- 1 – l'aquifère des sables et grès du Perche, que draine l'Huisne jusqu'à la confluence avec la Sarthe au Mans.
- 2 – Les formations jurassiques, où siège un aquifère de faible capacité mais à circulation rapide des eaux souterraines
- 3 - Les formations du socle qui ne possèdent pas d'aquifère de grande extension mais peuvent être également le lieu de transferts rapides des eaux souterraines (synclinal de Laval, karst de Saulge)

4.2.1. Sous bassin de St Ceneri, les Alpes mancelles

Dans sa partie amont, la Sarthe s'écoule dans une région de collines au relief assez prononcé où se situe le point culminant du département (Alpes mancelles). C'est une zone de transition entre le massif armoricain et le bassin parisien, les principales formations géologiques sont soit des roches anciennes du Précambrien et du Primaire (schistes, grès et calcaires), soit métamorphiques (granites, marbres). Les argiles glaucaunieuses, marnes et calcaires aquifères du Secondaire (Bajocien et Callovien) apparaissent du côté Est de la région, les alluvions diverses occupent les vallées.

En novembre 2005 la Loire présentait pour le mois d'octobre un déficit très marqué : -64%. Cela s'expliquait alors par une pluviométrie très faible sur l'ensemble de son bassin au début de l'automne. Sur le bassin de la Sarthe amont, on relevait un déficit de -81% à Saint Céneri le Gérei. L'Huisne, affluent principal de la Sarthe, présentait encore une situation nettement moins déficitaire : -29% à Montfort le Gesnois. Cette situation s'expliquant par la présence de la nappe souterraine soutenant le débit de la rivière.¹⁰

Sur l'illustration suivante on distingue nettement la réponse différenciée de l'indice IDPR pour les sous bassins de l'Huisne à Nogent-le-Rotrou et de la Sarthe à St Ceneri. Le premier, fortement infiltrant suppose la présence d'un réservoir souterrain apte à conserver puis restituer une part importante des eaux reçues (il repose en majeure partie sur les sables du Perche) , le second est surtout caractérisé par un pôle IDPR de ruissellement (il repose sur les marnes du Callovien et Oxfordien et le socle Briovérien). La Sarthe amont ne dispose pas de réservoir souterrain apte à recevoir et retarder le transfert des eaux lors des épisodes de crues.

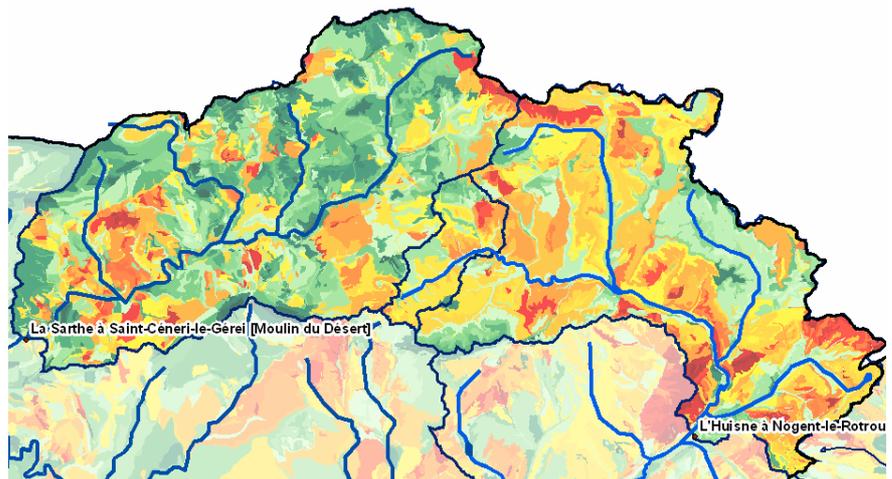


Figure 43 : Indice IDPR du sous bassin de la Sarthe à Saint-Ceneri et de l'Huisne à Montfort

¹⁰ Bulletin de Situation Hydrologique - Région Pays de la Loire - Novembre 2005

Plus en aval les formations des calcaires Oxfordien sont le siège d'un aquifère qui soutient l'étiage de la Sarthe en participant pour 33% au débit de la rivière. Cette part de la contribution des eaux souterraines décroît ensuite avec les apports en ruissellement des formations du socle.

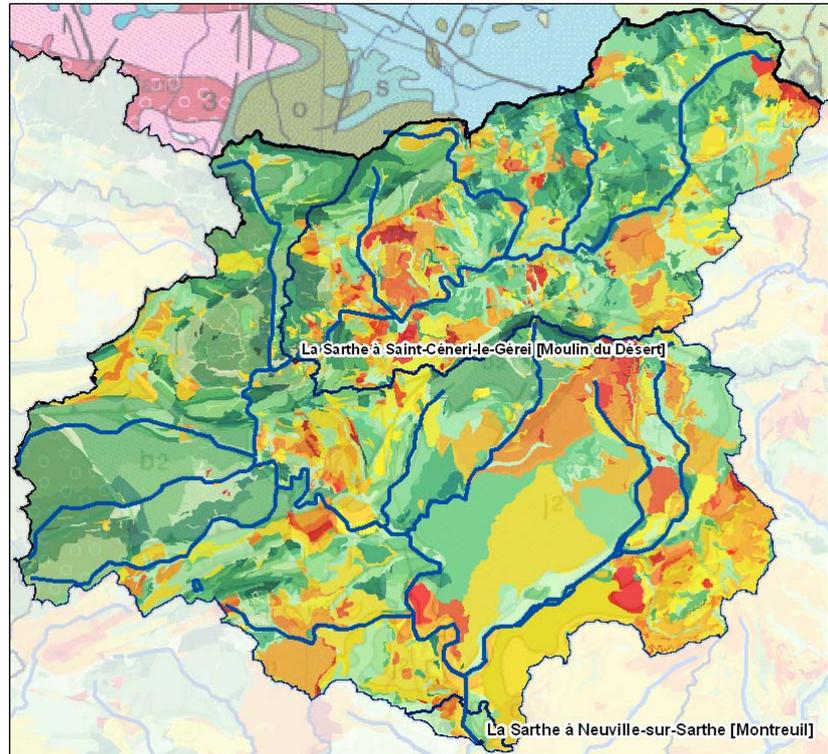


Figure 44 : Indice IDPR des sous bassin de la Sarthe avant la confluence de l'Huisne

4.2.2. Sous-Bassin de Souille, La Champagne du Maine

La Sarthe quitte le domaine sédimentaire à St Ceneri pour entrer dans le domaine du socle, puis draine à nouveau les formations calloviennes au débouché du synclinal des Coëvrons, dont les calcaires cambriens sont le siège d'une formation karstique. Le substrat géologique de la plaine de la Champagne du Maine date de l'ère secondaire (Jurassique, Crétacé) : argiles et calcaires (Callovien et Bajocien), marnes et sables (Oxfordien), craie à silex (Turonien). On peut aussi trouver localement des terrains de l'ère Tertiaire : sables et graviers du Pliocène entre Sablé et Brûlon. Il convient de noter également l'abondance de formations superficielles issues de l'altération de dépôts antérieurs

La contribution des écoulements lents à l'étiage de la rivière est de 17 % à Souillé par la modélisation Tempo, la part des eaux souterraines doit être plus importante par la contribution du karst qui est assimilé aux écoulements rapides.

4.2.3. Sous-Bassin de Spay

La Sarthe reçoit dans ce sous bassin la contribution de l'Huisne (confluence de la Sarthe et de l'Huisne au Mans). La part totale des écoulements attribués à l'étiage aux eaux souterraines atteint 59%. En 1995, la contribution des eaux souterraines à la crue de janvier y est estimée à 11%, elle est de 8% à Neuville (Sous bassin de Souillé)

4.2.4. Le bassin de l'Huisne

L'aquifère concerné est composé des Sables et Grès du Cénomaniens Sarthois, il fait partie de la nappe du Cénomaniens qui est un vaste système aquifère de 23000 km², généralement sableux, qui a la particularité d'être presque partout recouvert par un horizon marneux quasi imperméable à l'exception du bassin de l'Huisne. Son épaisseur varie de 100 à 200 m. Cette grande formation régionale est centrée sur la région Tourangelle. Elle s'enfonce vers le nord où sa profondeur atteint 350 m, et la nappe y est en majorité captive. Les écoulements s'effectuent des zones libres périphériques vers les zones captives. L'Huisne est largement tributaire des apports des eaux souterraines, en étiage 50 à 70% de son débit est issu des eaux souterraines. Lors des phénomènes de crue, l'Huisne est le cours d'eau dont les apports en provenance des eaux souterraines sont les plus importants (8% au pic de crue du 6/1/2001, 12% au pic du 22/3/2001 à Nogent le Rotrou et 23 et 20% à Montfort selon la modélisation TEMPO. 10% selon la modélisation Gardenia en 1995)

Le rôle régulateur des réservoirs souterrains peut être approfondi dans le cas du bassin de l'Huisne. Sur ce bassin, la contribution des eaux souterraines est significative, notamment lors des crues (où elle peut atteindre jusqu'à 20% du débit de pointe à Montfort-le-Gesnois lors de la crue de l'hiver 2001).

Les sables du Perche ont en première analyse un effet retard bénéfique (décalage du pic de crues).

Etat des lieux :

Le Sage de l'Huisne a mis en exergue « la crue de 1995 (période de retour comprise entre 50 ans au Mans et 80 ans à Nogent-le-Rotrou) qui a provoqué des dégâts importants dans les zones habitées de la vallée de l'Huisne : 1 400 habitations (730 pour les seules habitations mancelles) et activités, dont une cinquantaine d'entreprises furent victimes d'un dégât des eaux.

Les causes de cette crue ont été recherchées dans la disposition géographique, spatiale et topographique des sous bassins versants en amont de Nogent-le-Rotrou. La forme « en feuille de chêne » et les pentes fortes de ces sous bassins versants provoquent des vitesses d'eau et des pics de débit importants : les inondations sont alors plus fortes et plus rapides au niveau de Nogent-le-Rotrou. Par ailleurs, sur cette partie du bassin versant, la pluviométrie est légèrement supérieure au reste du bassin versant.

Dans la partie Sud du bassin versant, les sous bassins versants sont plus allongés et la topographie est moins énergique.

Les inondations, générées en amont du bassin versant, sont alors soutenues d'une manière régulière et prolongée par les affluents de la partie Sud du bassin versant : il en résulte une durée d'inondation plus importante en aval. »

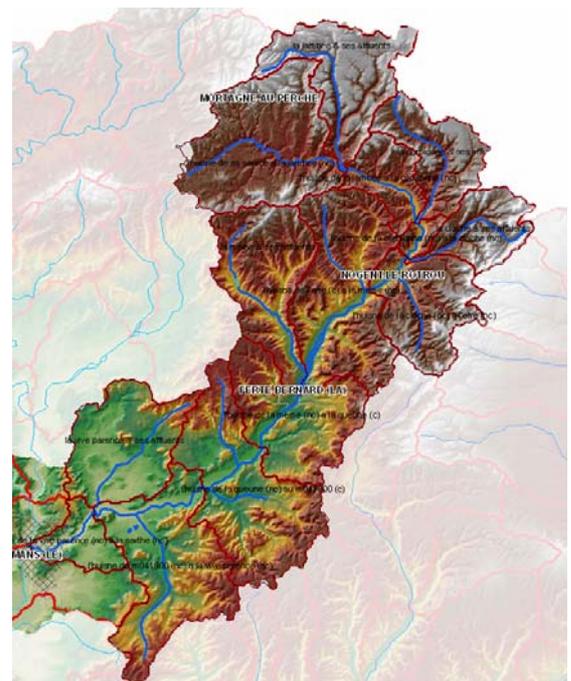


Figure 45 : Relief du sous-bassin de l'Huisne

L'aquifère principal qui soutient l'étiage du bassin de l'Huisne est l'aquifère des sables du Perche. Il s'établit dans des formations perméables et son niveau piézométrique moyen peut être décrit selon deux grandes zones. En amont de la Ferté Bernard, il s'établit hors des alluvions à une profondeur moyenne de l'ordre de 10 à 20m, en aval lorsque le relief devient également plus monotone, il s'établit à une profondeur moyenne de 5 à 10 mètres. La rivière draine cet aquifère et celui-ci en soutient largement l'étiage.

Les terrains sont en majorité infiltrants, la distribution de l'indice IDPR est présentée sur la carte suivante (Figure 47).

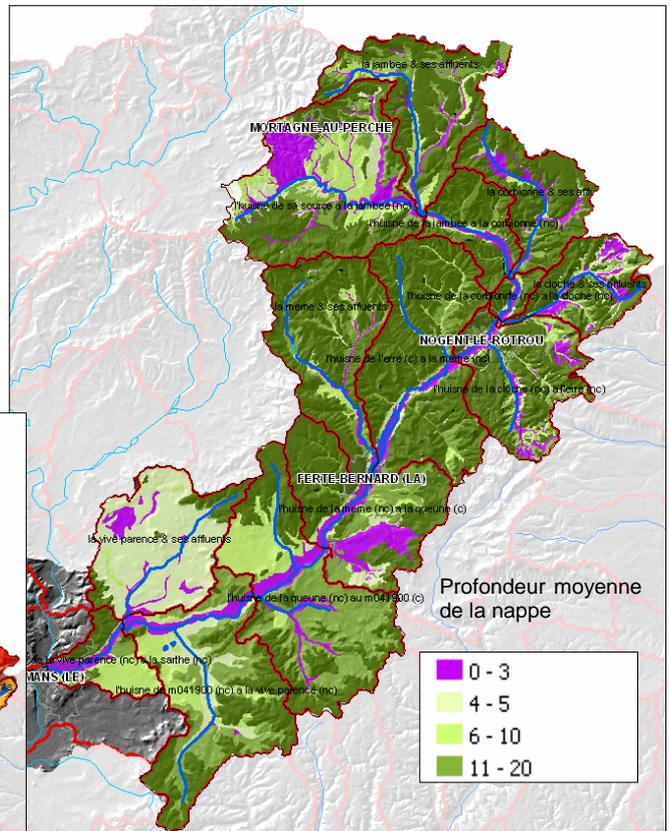


Figure 46 : Epaisseur des terrains non saturés dans le sous-bassin de l'Huisne

De ces deux illustrations apparaît un premier constat, si l'aquifère des sables est susceptible d'absorber une part importante des eaux météoriques, cette capacité est fortement réduite à l'aval de la Ferté Bernard du fait de la faible épaisseur des terrains non saturés.

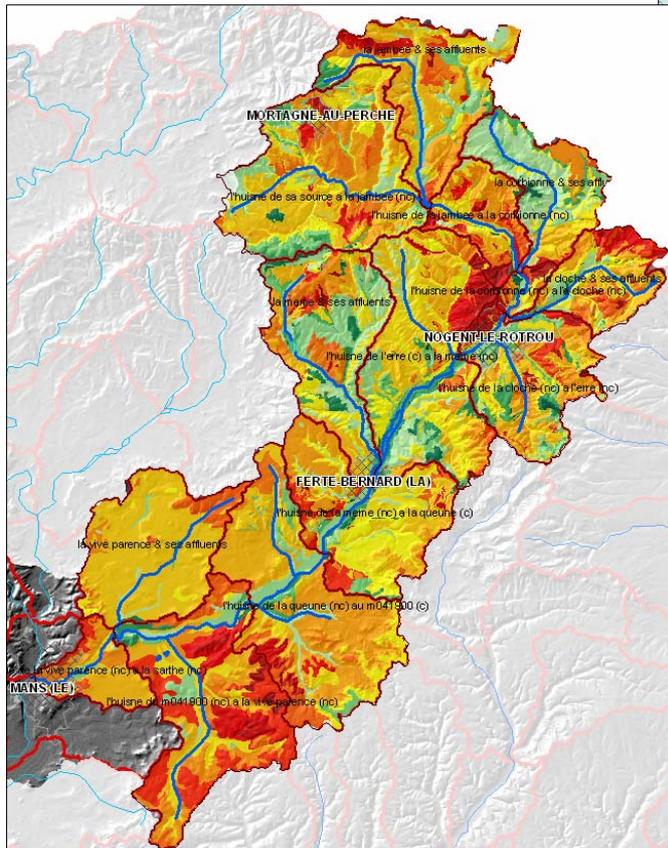


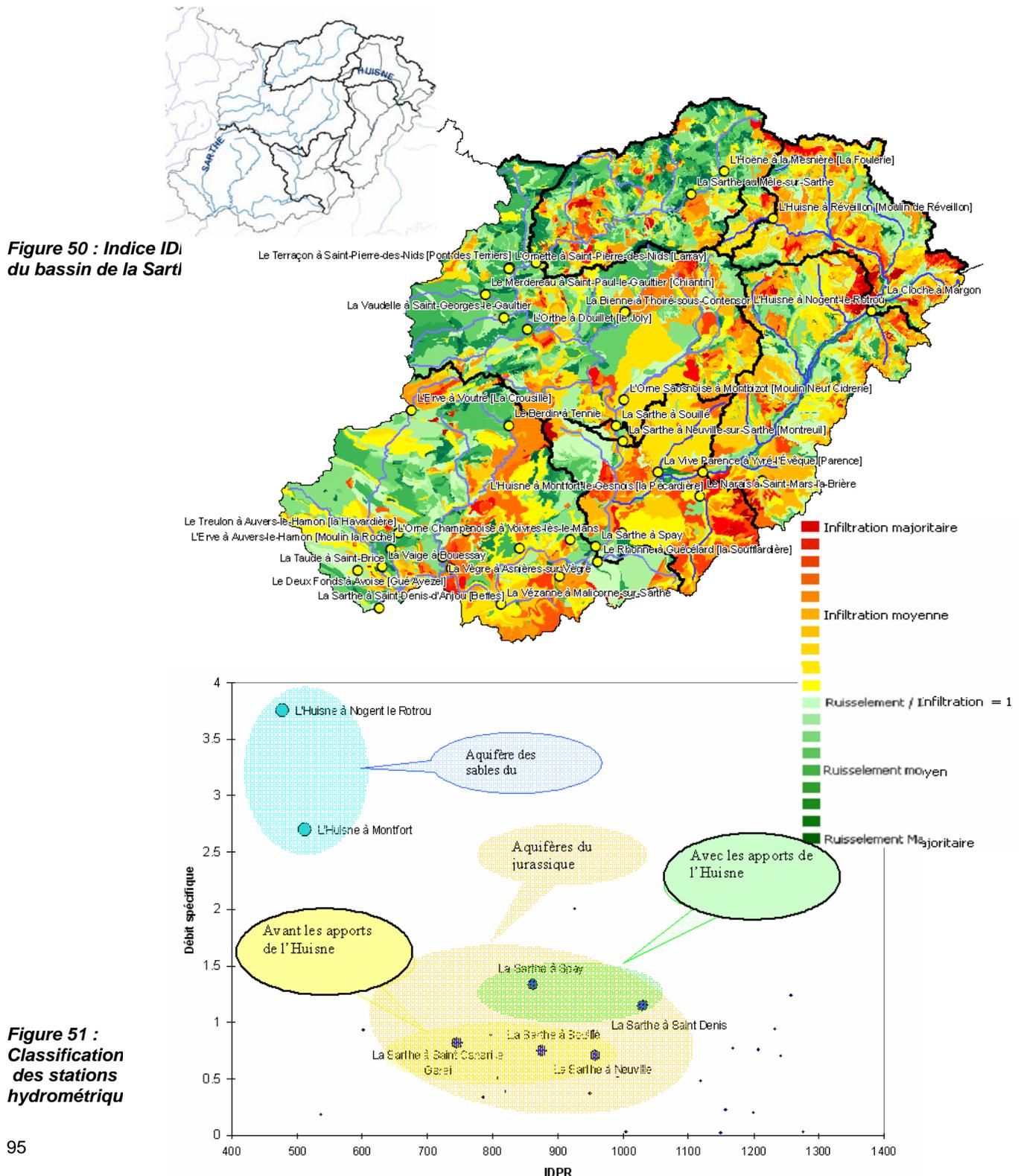
Figure 47 : Indice IDPR du sous bassin de l'Huisne

D'autre part, sa relation directe avec les alluvions de la rivière peut, en cas de hautes eaux, générer des phénomènes de remontée de nappes dans la vallée. A l'aval de la Ferté Bernard, l'aquifère ne semble pas en mesure d'infiltrer une part importante des eaux.

A contrario, son alimentation en amont et sa faible capacité de stockage en aval laisse supposer qu'il puisse aggraver les phénomènes de crues en soutenant rapidement la rivière. C'est ce que confirme à Montfort, la modélisation Tempo qui a montré que les eaux souterraines contribuent pour 23% au pic de crue du 7/1/2001 et 20% au pic du 23/3/2001 alors que cette contribution serait de 8% au pic de crue du 6/1/2001, et de 12% au pic du 22/3/2001 à Nogent le Rotrou.

4.2.5. Approche qualitative du bassin de la Sarthe

L'approche qualitative du bassin de la Sarthe couplée aux données statistiques des écoulements permet de distinguer les deux grandes unités du domaine d'étude. L'Huisne possède l'indice IDPR moyen le plus faible des sous bassin versant de la Sarthe. Celui-ci, à l'exemple de la Braye, correspond aux débits spécifiques les plus élevés. La Sarthe partage son territoire entre socle et calcaires jurassiques.



Avant la confluence de l'Huisne.

Les étiages sont soutenus par les formations aquifères traversées, cependant la faible capacité des réservoirs souterrains peut occasionner des étiages sévères avec quelques assècs sur certains affluents du haut bassin lors d'épisodes sévères (1991, 1992 et 1996).

Le bassin de l'Huisne

Alimentée par la nappe des sables et grès cénomanien du Perche, les étiages de cet affluent de la Sarthe sont largement soutenus. Les phénomènes de crues peuvent être d'ampleur importante et les eaux souterraines y participent pour une part non négligeable (8 à 12 %). Ces venues d'eau, liées à un aquifère où aucune évolution d'ampleur pluriannuelle remarquable n'est observée, ne sont pas susceptibles d'engendrer des phénomènes catastrophiques résultant de la succession d'années humides comme le bassin de la Somme a pu en connaître en 2001. Par contre l'impact de ces venues d'eau souterraine est sensible dans l'équation du risque et des dommages engendrée par la crue car il en augmente la durée.

Par son fonctionnement l'aquifère des Sables et Grès ne peut guère être sollicité davantage pour « stocker », retarder les eaux transitant dans le bassin et susceptible d'amplifier les crues

Confluence Sarthe-Huisne

L'agglomération du Mans a connu de fortes inondations notamment en 1966 et 1995. Elles résultent de l'addition des crues de l'Huisne et la Sarthe amont.

La Sarthe en aval du Mans

En aval de la ville du Mans, les crues de la Sarthe sont peu influencées par les apports en eau souterraine des aquifères traversés.

Quelques affluents, notamment en zone de Socle peuvent connaître des étiages sévères (Erve, Vaige) mais la Sarthe est soutenue essentiellement par les apports en étiage de l'Huisne

4.2.6. Estimation des valeurs relatives de contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin versant de la Sarthe

Code	Nom du sous bassin	Contribution au débit max. de la crue
M000	la sarthe de sa source a l'hoene (nc)	4.9%
M001	la sarthe de l'hoene (c) a la pervenche (c)	6.6%
M002	la sarthe de la pervenche (nc) a la vesone (nc)	4.7%
M003	la vesone & ses affluents	5.0%
M004	la sarthe de la vesone (nc) a la briante (c)	7.9%
M005	la sarthe de la briante (nc) au sarthon (nc)	6.8%
M006	le sarthon & ses affluents	3.0%
M010	la sarthe du sarthon (nc) a l'ornette (c)	3.3%
M011	la sarthe de l'ornette (nc) a la vaudelle (nc)	4.3%
M012	la vaudelle & ses affluents	4.7%
M013	la sarthe de la vaudelle (nc) a l'orthe (c)	4.2%
M014	la sarthe de l'orthe (nc) a la bienne (nc)	7.3%
M015	la bienne de sa source au rosav nord (nc)	4.5%
M016	la bienne du rosav nord (c) a la sarthe (nc)	5.0%
M020	la sarthe de la bienne (nc) a l'orthon (c)	4.2%
M021	la sarthe de l'orthon (nc) a l'orne (nc)	6.8%
M022	l'orne de sa source a la dive (nc)	7.1%
M023	la dive & ses affluents	18.2%
M024	l'orne de la dive (nc) a la sarthe (nc)	6.6%
M025	la sarthe de l'orne (nc) a l'antonnier (nc)	7.1%
M026	l'antonnier & ses affluents	14.8%
M027	la sarthe de l'antonnier (nc) a l'huisne (nc)	15.9%
M030	l'huisne de sa source a la jambee (nc)	6.5%
M031	la jambee & ses affluents	8.3%
M032	l'huisne de la jambee a la corbionne (nc)	17.0%
M033	la corbionne & ses affluents	6.6%
M034	l'huisne de la corbionne (nc) a la cloche (nc)	13.3%
M035	la cloche & ses affluents	11.9%
M036	l'huisne de la cloche (nc) a l'erre (nc)	12.1%

M037	l'huisne de l'erre (c) a la meme (nc)	7.4%
M038	la meme & ses affluents	7.8%
M040	l'huisne de la meme (nc) a la queune (c)	10.3%
M041	l'huisne de la queune (nc) au m041900 (c)	8.7%
M042	l'huisne du m041900 (nc) a la vive parente (nc)	15.8%
M043	la vive parente & ses affluents	7.4%
M044	l'huisne de la vive parente (nc) a la sarthe (nc)	7.8%
M050	la sarthe de l'huisne (nc) au rhonne (nc)	9.8%
M051	le rhonne & ses affluents	8.6%
M052	la sarthe du rhonne (nc) au rau de preau (c)	6.9%
M053	la sarthe du rau de preau (nc) a la vezanne (nc)	8.1%
M054	la vezanne & ses affluents	8.0%
M055	la sarthe de la vezanne (nc) a la veare (nc)	8.4%
M056	la veare de sa source au palais (nc)	5.7%
M057	le palais & ses affluents	5.8%
M058	la veare du palais (nc) a la sarthe (nc)	5.7%
M060	la sarthe de la veare (nc) a l'evre (nc)	7.6%
M061	l'evre de sa source au treulon (nc)	7.1%
M062	le treulon & ses affluents	5.2%
M063	l'evre du treulon (nc) a la sarthe (nc)	4.3%
M064	la vaiqe de sa source au rau de l'oiselliere (c)	3.8%
M065	la vaiqe du rau de l'oiselliere (nc) a la sarthe & la sarthe de l'evre (nc) a la vaiqe	5.6%
M066	la sarthe de la vaiqe (nc) a la taude (nc)	4.5%
M067	la taude & ses affluents	3.4%
M068	la sarthe de la taude (nc) a la voutonne (nc)	7.2%
M069	la voutonne & ses affluents	9.0%
M070	la sarthe de la voutonne (nc) a la grande boire du rossignol (c)	8.2%
M071	la sarthe de la grande boire du rossignol (nc) au rau du pre-long (c)	8.2%
M072	la sarthe du rau du pre-long (nc) au piron (nc)	4.6%
M073	la sarthe du piron (c) au loir (nc)	6.3%

Tableau 11: Estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Sarthe

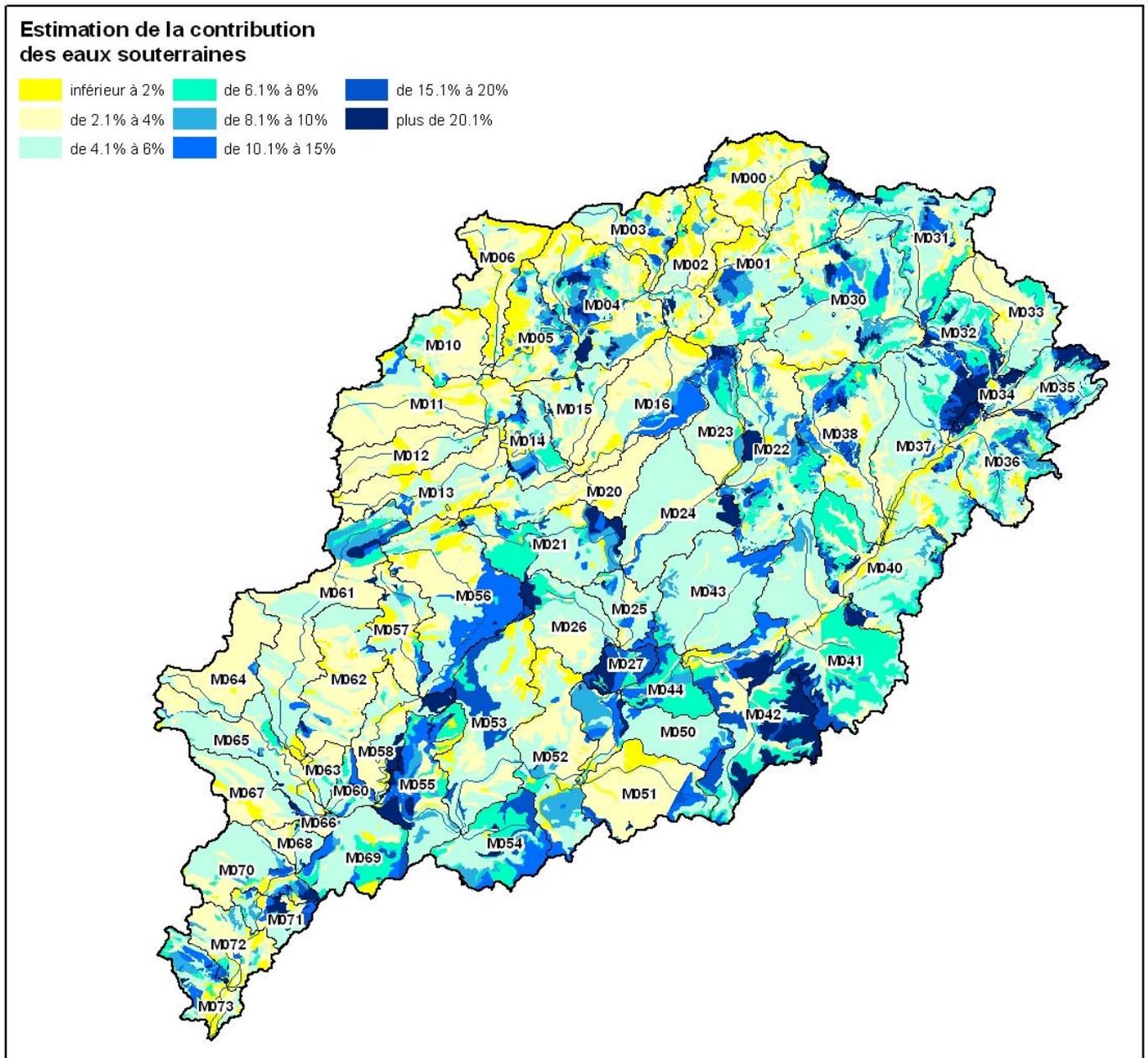


Figure 52 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Sarthe

4.3. BASSIN DE LA MAYENNE

4.3.1. La Mayenne (hors Oudon)

La rivière se caractérise plutôt par des phénomènes rapides de propagation des crues. Son bassin versant est caractérisé par un indice IDPR faible qui traduit une fonction de ruissellement prépondérante par rapport à une infiltration des eaux de pluie vers des réservoirs aquifères. Essentiellement situé sur des formations du socle armoricain, ce bassin ne contient pas de réservoir aquifère de grande extension. Quelques formations carbonatées du primaire peuvent présenter un fonctionnement karstique (synclinal des Coëvrons et de Laval) . Leur rôle au regard des phénomènes de crue devient assimilable à des circulations d'eau superficielle avec des temps de transit rapide dans le sous sol avant restitution au réseau des rivières (cf analyse des stations de la Mayenne entre St Fraimbault et l'Huisserie ou 10% du débit mesuré à St Fraimbault de Prières est restitué au-delà de 10 jours après le pic de crue). Ces formations peuvent être également la cause d'un transfert des eaux infiltrées vers le bassin versant de la Sarthe

Sur l'ensemble de cette rivière, les phénomènes de crue et leur impact ne sont donc pas ou très peu tributaires des eaux souterraines. Eventuellement les réservoirs souterrains, dans l'hypothèse d'un stockage ou d'un transfert des eaux souterraines via les synclinaux de Laval et du Coëvrons et des circulations karstiques, participent à écrêter la crue. En ce sens la préservation des champs d'expansion, préconisée par le SAGE de la Mayenne, est intéressante.

L'étiage de la Mayenne au-delà de l'huisserie, par la faiblesse des ressources en eaux souterraines qu'elle traverse ne satisfait pas aux besoins identifiés par l'ensemble des acteurs sur le bassin. Pour cela des aménagements de soutien d'étiage ont été réalisés, en amont de St Fraimbault.

La construction du barrage a été décidée en 1972 par le conseil général de la Mayenne. L'objectif était de soutenir le faible débit de la Mayenne à certains périodes de l'année dans un objectif de maintien de l'AEP. Celui-ci n'apporte pas ou peu d'impact sur le rôle d'un éventuel réservoir souterrain entre (19% d'écoulement différé en étiage à St Fraimbault)



4.3.2. Le bassin de l'Oudon

Au regard des crues et des étiages observés, ce bassin présente un comportement singulier. Il a été ces dernières années le lieu d'une succession exceptionnelle de fortes crues. En étiage, des "à-secs" prolongés ont été observés (1989 à 1992, et 1996) avec une forte problématique d'usage des ressources.

Cependant aucun réservoir souterrain d'importance n'est reconnu sur ce bassin et le rôle des eaux souterraines y est négligeable.

4.3.3. Approche qualitative Mayenne

La Mayenne présente une réponse homogène au regard de l'indice IDPR, elle sous-tend une faible contribution des eaux souterraines ce qui est conforme aux résultats de la modélisation.

Le sous bassin versant de l'Oudon présente dans la partie sud un indice IDPR faible mais il se fonde sur des formations de faible épaisseur qui ne contiennent pas de réservoir souterrain de capacité suffisante pour soutenir l'étiage ou amplifier les crues de la rivière. Autrement dit, le sud du bassin est composé de formations plutôt infiltrantes mais l'aquifère ne présentant pas de capacité de stockage importante, cela induit un rôle potentiel faible des eaux souterraines.

Figure 53 : Indice IDPR du sous bassin de la Mayenne

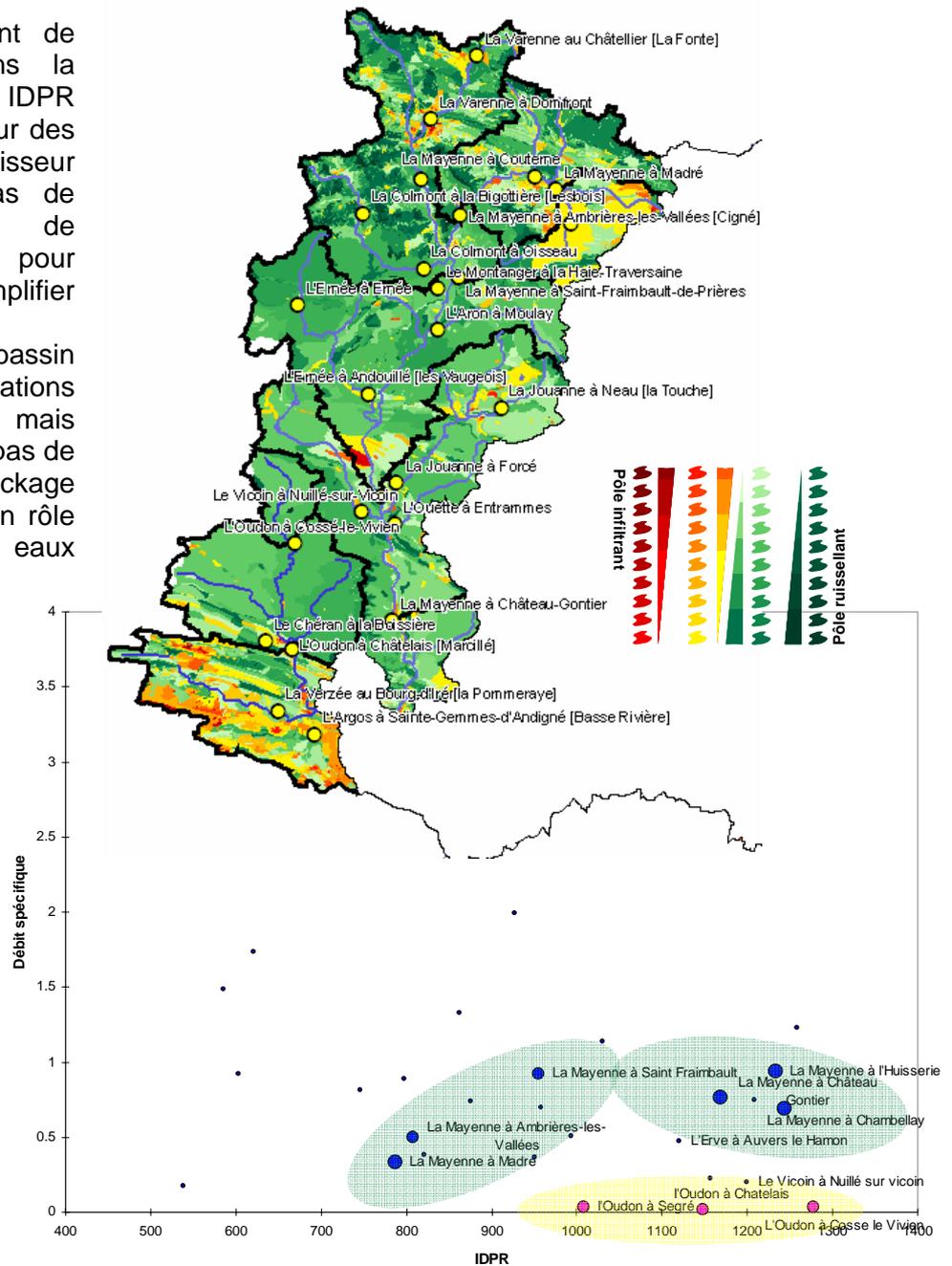
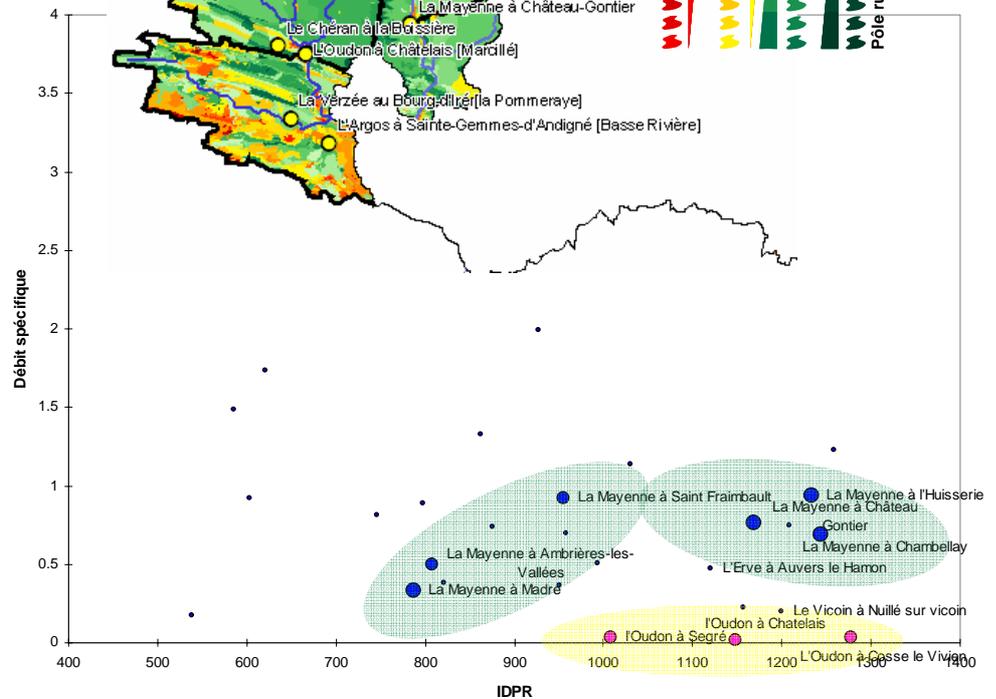


Figure 54: Classification des stations hydrométriques de la Mayenne selon l'IDPR



4.3.4. Estimation des valeurs relatives de contribution des eaux souterraines aux crues par sous-bassin versant de la Mayenne

Code Hydro	Nom du sous bassin	Contribution estimée au débit maximal de la crue
M300	la mayenne de sa source a l'aisne (nc)	4.2%
M301	l'aisne & ses affluents	3.4%
M302	la mayenne de l'aisne (nc) a la gourbe (nc)	3.8%
M303	la gourbe & ses affluents	3.0%
M304	la mayenne de la gourbe (nc) a la vee (c)	3.2%
M305	la mayenne de la vee (nc) au rau de lassay (nc)	3.6%
M306	la mayenne du rau de lassay (nc) a la varenne (nc)	2.8%
M310	la varenne de sa source a l'egrenne (nc)	4.0%
M311	l'egrenne de sa source au rau de ranconnet (nc)	2.9%
M312	l'egrenne du ranconnet (c) a la varenne (nc)	4.2%
M313	la varenne de l'egrenne (nc) a la pisse (c)	2.3%
M314	la varenne de la pisse (nc) a la mayenne (nc)	2.4%
M320	la colmont de sa source a l'ourde (nc)	2.0%
M321	la colmont de l'ourde (c) au rau de la gauberdriere (nc)	1.9%
M322	la colmont du rau de la gauberdriere (c) a la mayenne & la mayenne de la varenne (nc) a la colmont	2.4%
M323	la mayenne de la colmont (nc) a l'aron (nc)	2.8%
M324	l'aron de sa source au tarot (c)	2.3%
M325	l'aron du tarot (nc) a la mayenne (nc)	2.7%
M326	la mayenne de l'aron (nc) a l'anxure (nc)	2.9%
M327	la mayenne de l'anxure (c) a l'ernee (nc)	3.5%
M330	l'ernee de sa source au rollon (nc)	2.4%
M331	l'ernee du rollon (c) au rau de la perche (nc)	2.4%
M332	l'ernee du rau de la perche (c) a la mayenne (nc)	2.9%
M333	la mayenne de l'ernee (nc) au rau de saint nicolas (nc)	15.8%

M334	la mayenne du rau de saint nicolas (c) a la jouanne (nc)	4.4%
M340	la jouanne de sa source a la deux evailles (nc)	4.9%
M341	la deux evailles & ses affluents	3.3%
M342	la jouanne de la deux evailles (nc) a la mayenne (nc)	3.9%
M350	la mayenne de la jouanne a l'ouette (nc)	5.2%
M351	l'ouette & ses affluents	2.9%
M352	la mayenne de l'ouette (nc) au rau du pont-perdreau (nc)	3.3%
M360	la mayenne du pont-perdreau (c) au choiseau (c)	4.0%
M361	la mayenne du choiseau (nc) au beron (c)	2.5%
M362	la mayenne du beron (nc) au rau du saulaie (c)	2.6%
M363	la mayenne du rau du saulaie (c) a l'oudon (nc)	5.9%
M370	l'oudon de sa source a l'etang de la guehardiere (c)	1.8%
M371	l'oudon de l'etang de la guehardiere (nc) a la mee (nc)	1.2%
M372	la mee & ses affluents	2.5%
M373	l'oudon de la mee (nc) a l'usure (nc)	5.2%
M374	l'usure & ses affluents	3.3%
M375	l'oudon de l'uzure (nc) a l'hieie (nc)	4.0%
M376	l'hieie & ses affluents	2.1%
M377	l'oudon de l'hieie (nc) a l'araise (nc)	4.2%
M380	l'oudon de l'araise (c) a la verzee (nc)	7.2%
M381	la verzee de sa source au m381610 (c)	6.9%
M382	la verzee du m381610 (nc) a l'argos (nc)	5.4%
M383	l'argos & ses affluents	7.2%
M384	la verzee de l'argos (nc) a l'oudon (nc)	6.8%
M385	l'oudon de la verzee (nc) a la sazee (c)	3.5%
M386	l'oudon de la sazee (nc) a la mayenne (nc)	5.7%
M390	la mayenne de l'oudon (nc) a la suine (c)	6.4%
M391	la mayenne de la suine (c) a la vieille maine (nc)	4.5%

Tableau 12: Estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Mayenne

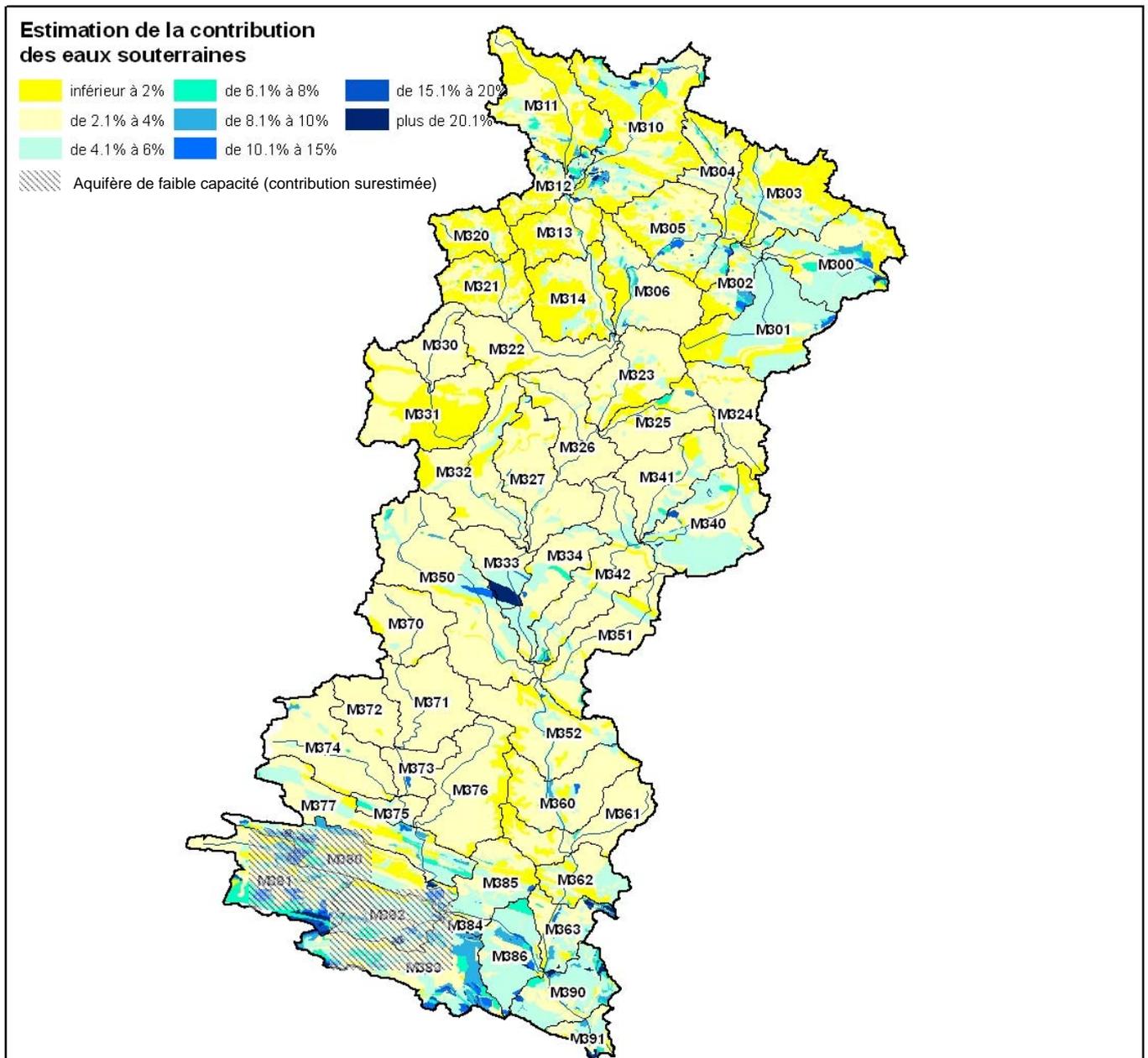


Figure 56 : Carte de l'estimation de la contribution aux crues des eaux souterraines des sous bassin de la Mayenne

4.4. LA MAINE AVAL : L'AGGLOMERATION D'ANGERS

Les inondations de la partie aval du bassin de la Maine (Maine et Basses Vallées Angevines) sont liées à la conjonction des crues des affluents de la Maine (Mayenne-Oudon, Sarthe, Loir) et des crues de la Loire.

Les débits en provenance du bassin de la Maine sont en partie tributaires de relations nappe-rivière qui écrêtent les pics de crue (8.5% du volume d'eau est restitué au-delà de 10 jours après le pic de crue). Le rôle des eaux souterraines est donc favorable car il peut induire un déphasage des ondes de crue entre Loire et Maine

5. Conclusion

Les réservoirs souterrains ont en premier lieu un rôle régulateur des phénomènes de crue. Lorsqu'ils ne présentent pas de grands cycles pluriannuels associés à une forte capacité de stockage, les eaux souterraines qu'ils restituent au réseau hydrologique ne peuvent pas amplifier les phénomènes de crues à hauteur des observations de la Somme en 2001 (80% des écoulements de la crue provenaient des eaux souterraines contre 20% au mieux dans le bassin de l'Huisne)

Il est donc important de préserver cette aptitude des aquifères à décomposer en écoulements lents une partie des flux qui traversent les bassins versants. Les réservoirs souterrains, parce qu'ils peuvent s'étendre au-delà des bassins versants de surface peuvent également concourir à déplacer les volumes d'eau reçus d'un bassin versant à réponse rapide vers un bassin à réponse plus lente.

C'est le cas avant tout de l'aquifère de la Beauce qui déplace une grande partie de la lame d'eau reçue dans sa partie incluse le bassin versant du Loir, vers ses exutoires en Loire. C'est probablement le cas également de la craie Turonienne entre Flée et Durtal sur le Loir.

Pour le bassin versant de la Mayenne, de tels transferts sont à envisager dans les formations aquifères du synclinal de Laval, au sein des formations du Coëvrons probablement également. Les rares aquifères du domaine de socle ont un rôle important et celui-ci est mis en évidence entre St Fraimbault et l'Huisserie avec une restitution retardée (10j) de 10% du débit transféré dans ce sous-bassin.

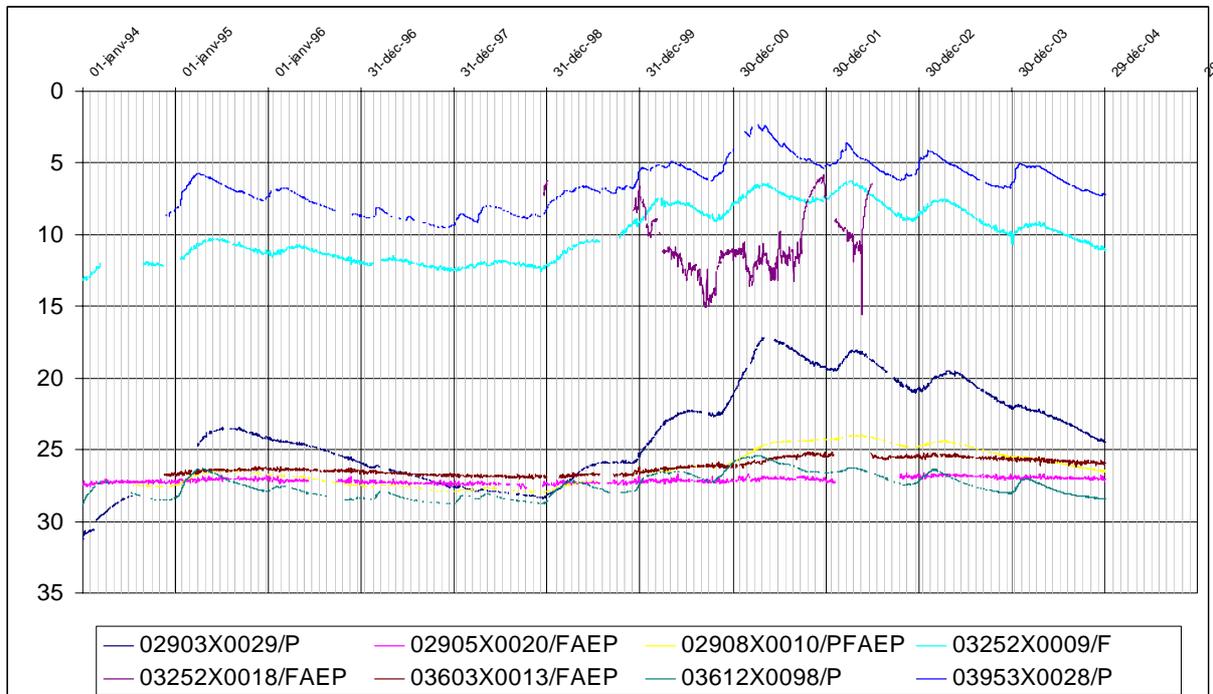
Pour le bassin versant de la Sarthe, de tels transferts sont également à envisager par la formation aquifère des sables et grès du Perche. Celle-ci s'écoule dans une direction sud-est et est drainée par les rivières de tête de bassin du Loir avant de devenir captive sous la craie cénomaniennne.

Les réservoirs aquifères peuvent toutefois être la cause de désordres lors des épisodes de hautes eaux.

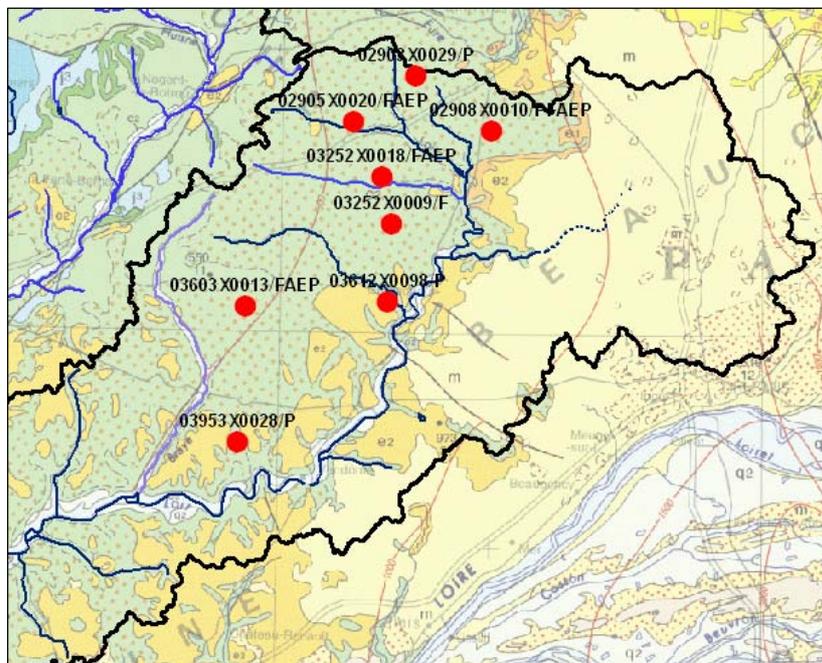
L'approche du phénomène des remontées de nappe a été citée et peut être envisagée. L'analyse des piézomètres a montré que seule la craie présentait un cycle piézométrique pluriannuel.

Les formations sableuses du perche ont un cycle annuel et les débordements de nappes lorsqu'ils se produisent n'apparaissent pas comme des phénomènes exceptionnels au regard des chroniques antérieures.

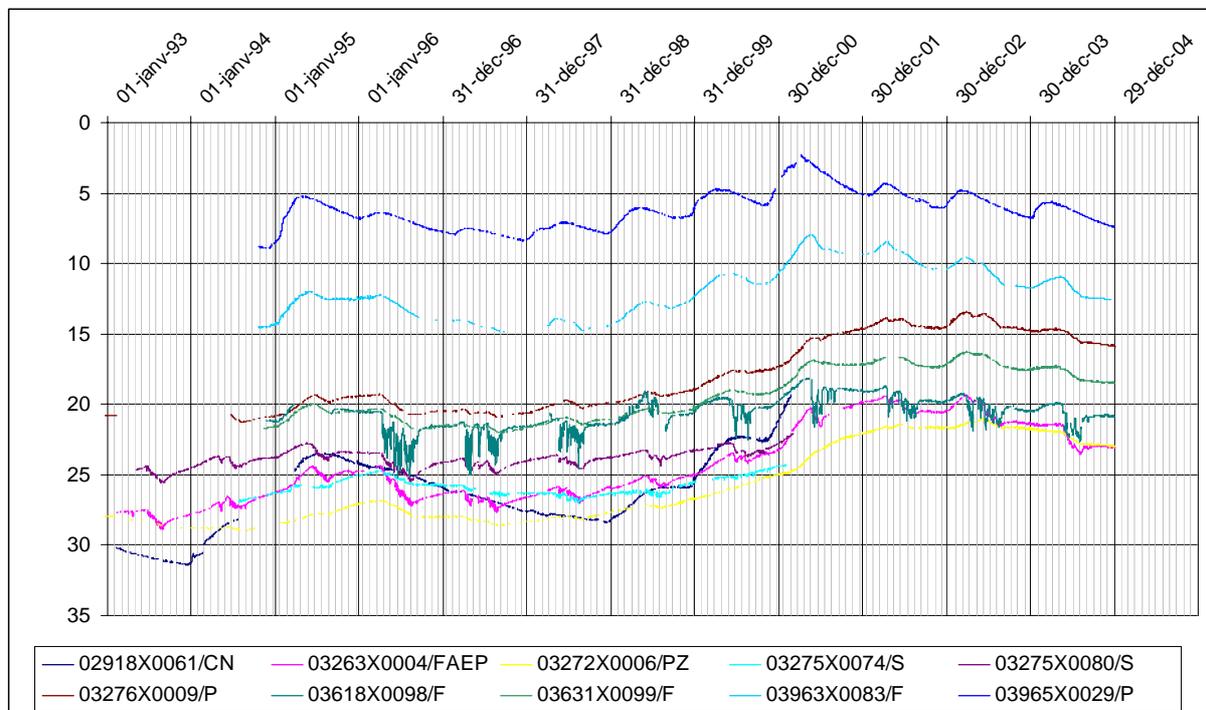
Dans les formations de la craie cénomaniennes, la concomitance d'un battement annuel et d'un niveau pluriannuel fort peut localement amener la nappe à l'affleurement (cf. piézomètre 03953X0028/P).



Les chroniques piézométriques des ouvrages de cet aquifère n'ont pas présenté un tel cas de figure entre 1994 et 2005, la nappe peut cependant être très proche de la surface des terrains naturels à l'image du point 03953X0028/P

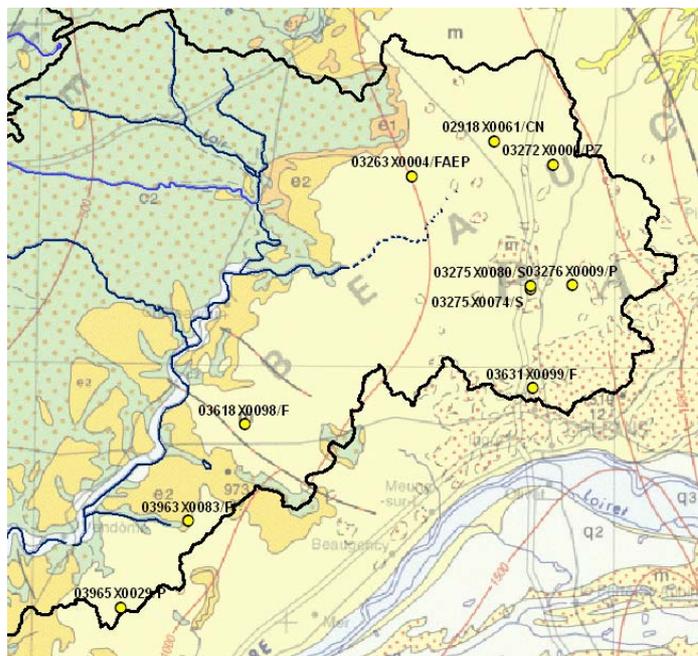


Dans les formations de la craie de Beauce, les ouvrages piézométriques n'ont pas mis en évidence de débordements remarquables de l'aquifère sur la période étudiée.



La Beauce a cependant la faculté de réduire à des assècs ou alimenter de manière non pérenne des cours d'eau qui peuvent déborder du fait de la remontée de la nappe.

Ainsi en mai 2004, les débits sont stables dans les cours d'eau depuis le début du mois de mars, sauf pour la Conie à Conie Molitard dont les débits suivent l'augmentation du niveau de la partie de la nappe de Beauce qui alimente la Conie et sont à la hausse. La tendance est à la stabilité pour les autres rivières du bassin du Loir, et même à la baisse pour l'Huisne¹¹.



¹¹ SITUATION HYDROLOGIQUE AU 1ER MAI 2004 - DIREN Centre/SEMA 10 mai 2004

En ce qui concerne la Conie des corrélations entre la pluie efficace, la piézométrie et les débits des cours d'eau ont permis d'observer que son débit est fortement lié à la charge de l'aquifère mesurée dans les piézomètres témoins. La Conie est donc directement issue de l'aquifère de Beauce et l'étude de la pluviométrie a montré qu'il n'existe pas de relation entre la pluie ou la pluie efficace et le débit pour une même période à l'échelle mensuelle.

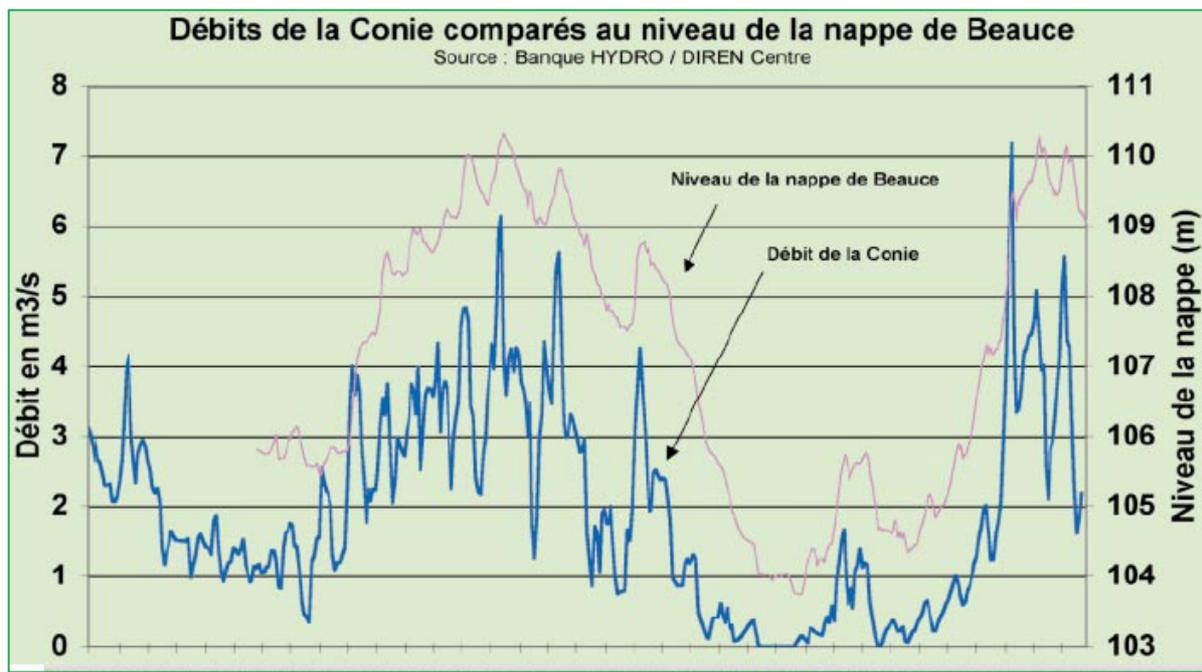


Figure 57 : Evolution générale du débit de la Conie et évolution du niveau de la nappe de Beauce¹².

En 2001, les niveaux élevés de la Nappe de Beauce et les apports pluvieux du printemps ont entraîné l'inondation de la vallée de la Conie aval.

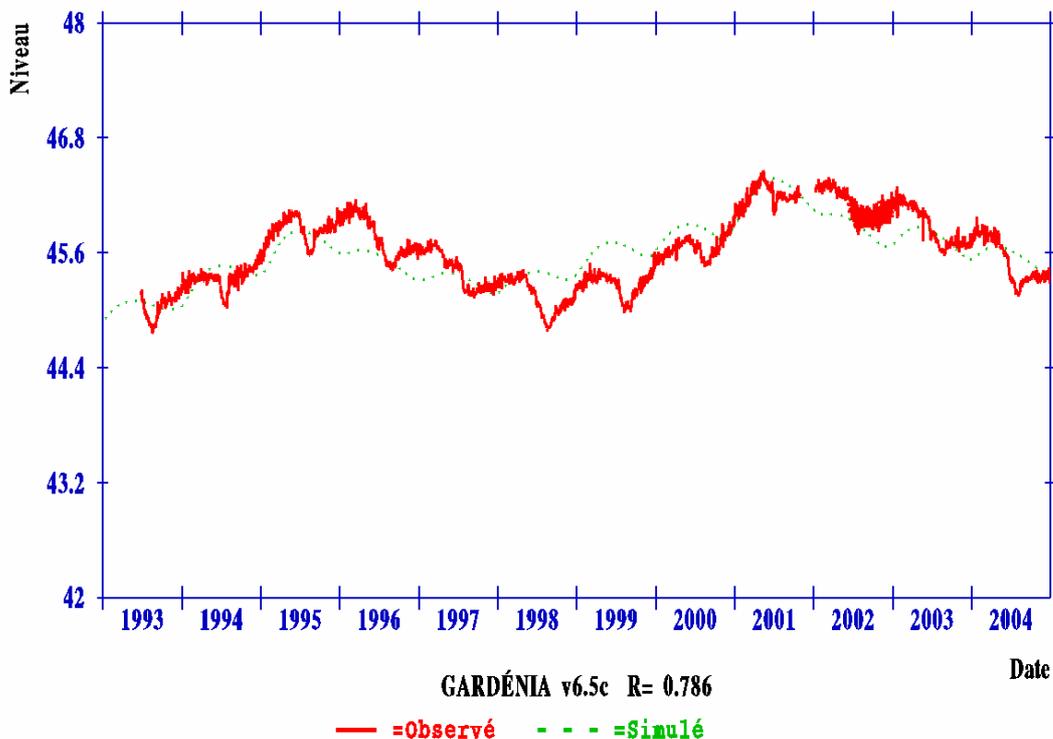
¹² Irri-Mieux Beauce de la Conie – LETTRE N°5 / JANVIER 2004 - Chambre d'agriculture

Annexe 1

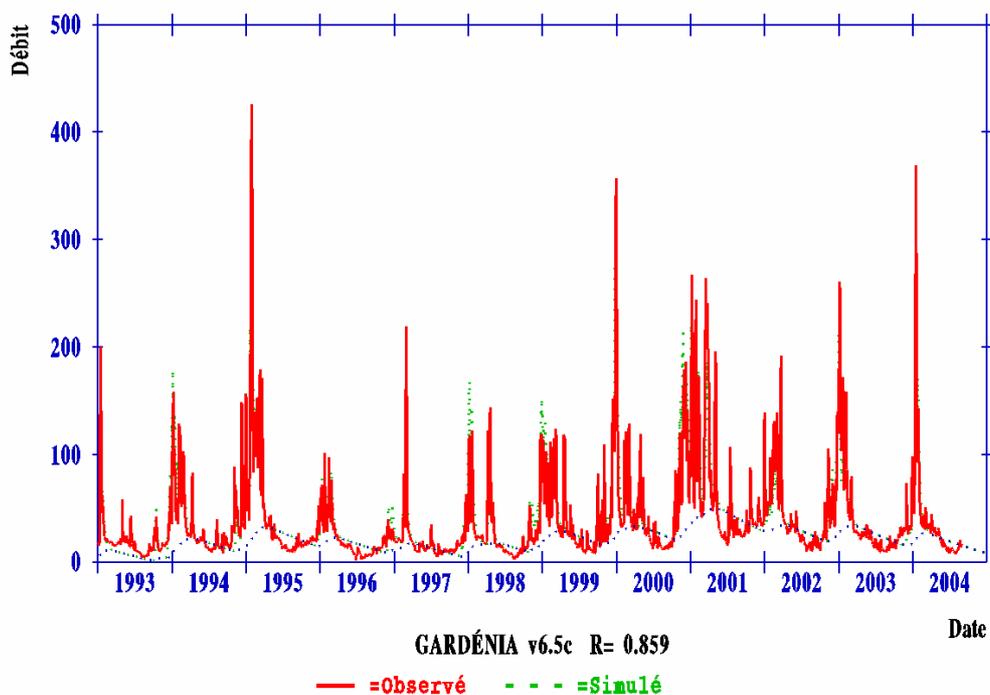
Résultats des modélisations Gardénia

Les débits simulés et observés peuvent être comparés à l'aide des figures ci-dessous. Ce sont des débits journaliers exprimés en m³/s. Le débit total simulé est figuré en trait interrompu vert, le débit des nappes est figuré en pointillé bleu.

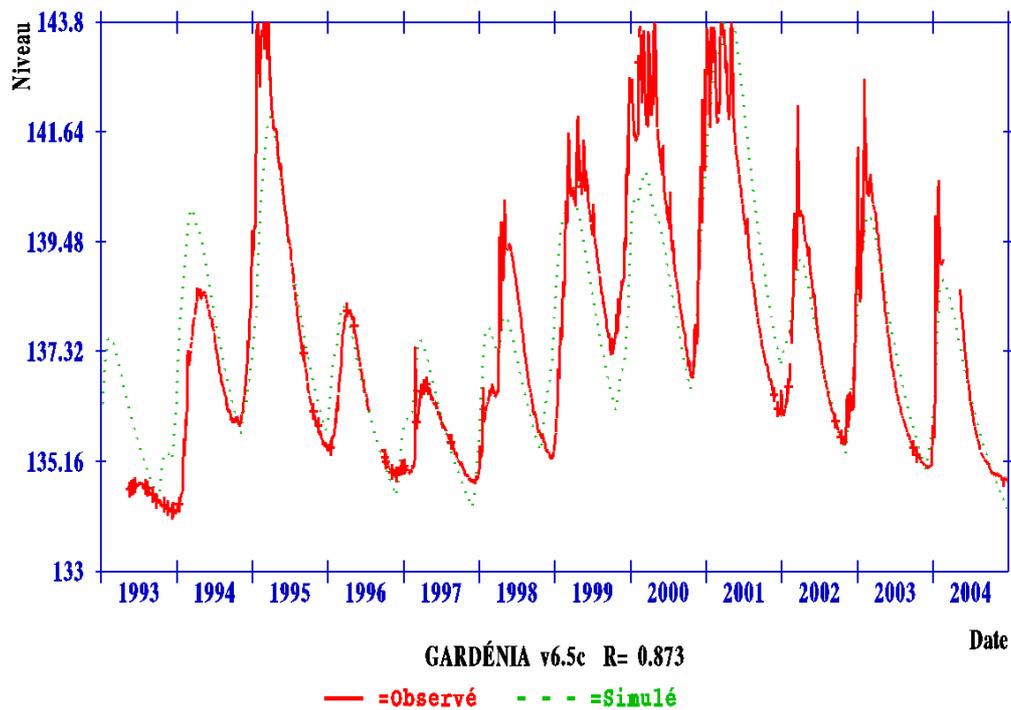
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Niveaux piézométriques à Durtal (PZ03936X0056)



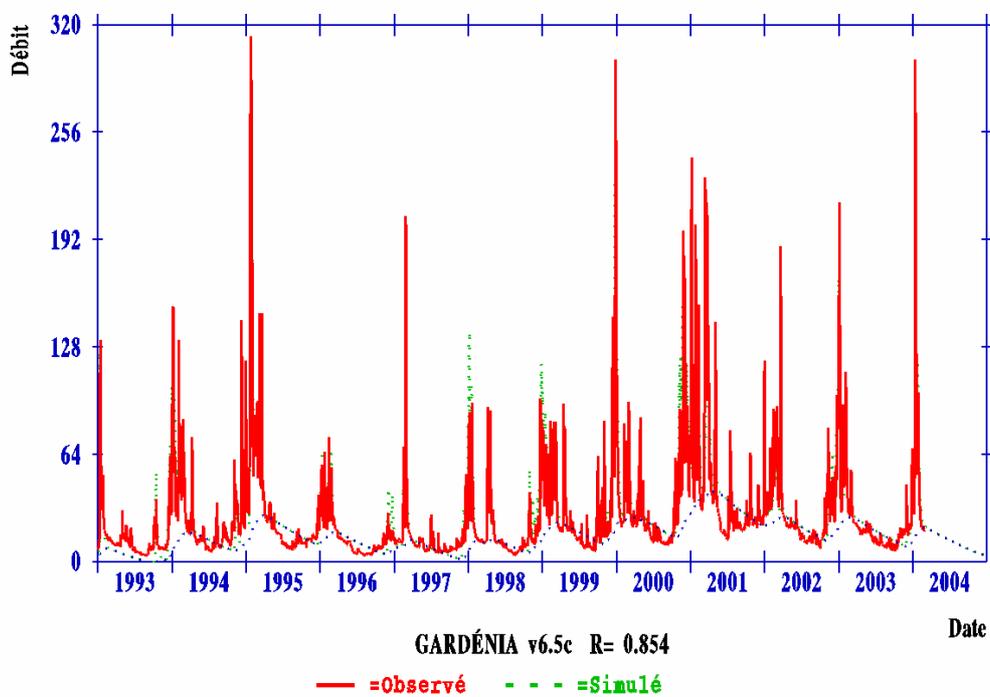
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Durtal



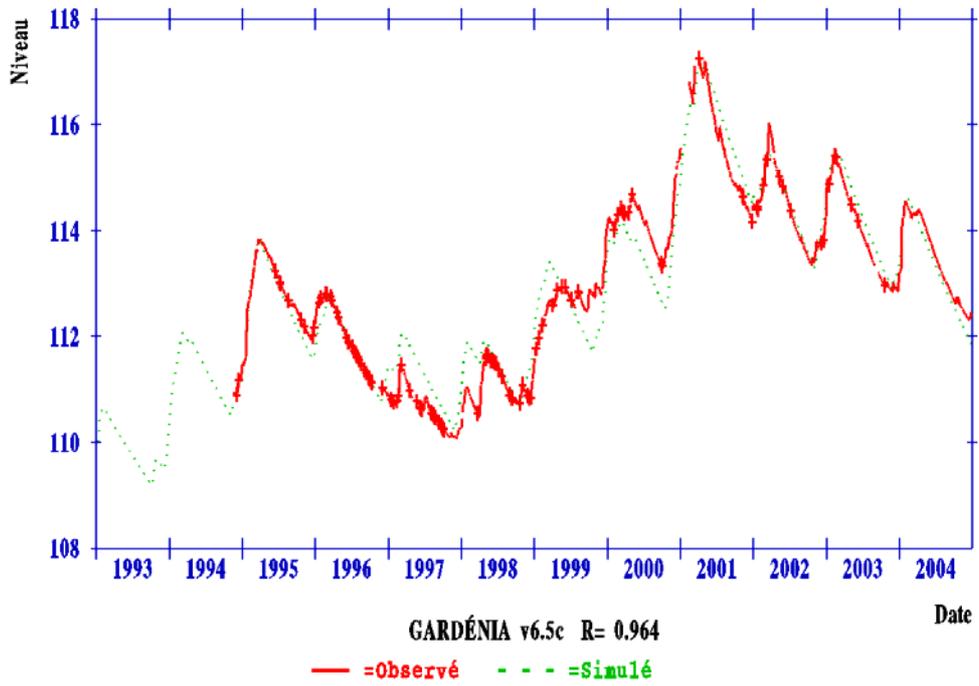
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Niveaux piezométriques à Flee (PZ04271X0042)



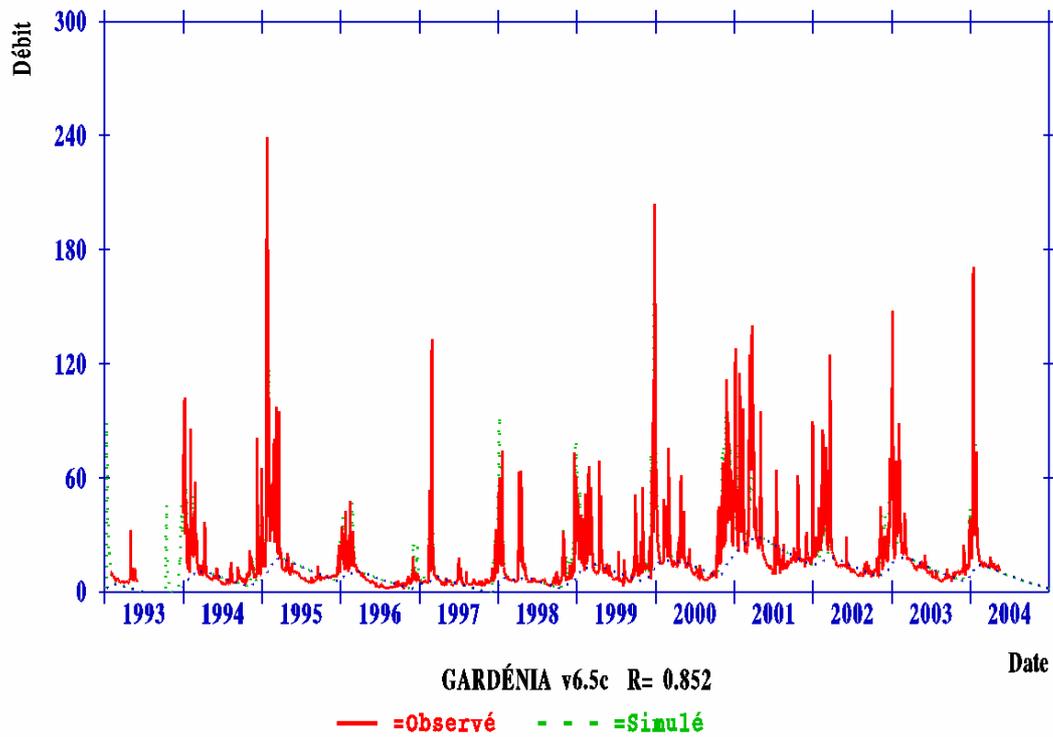
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Flee



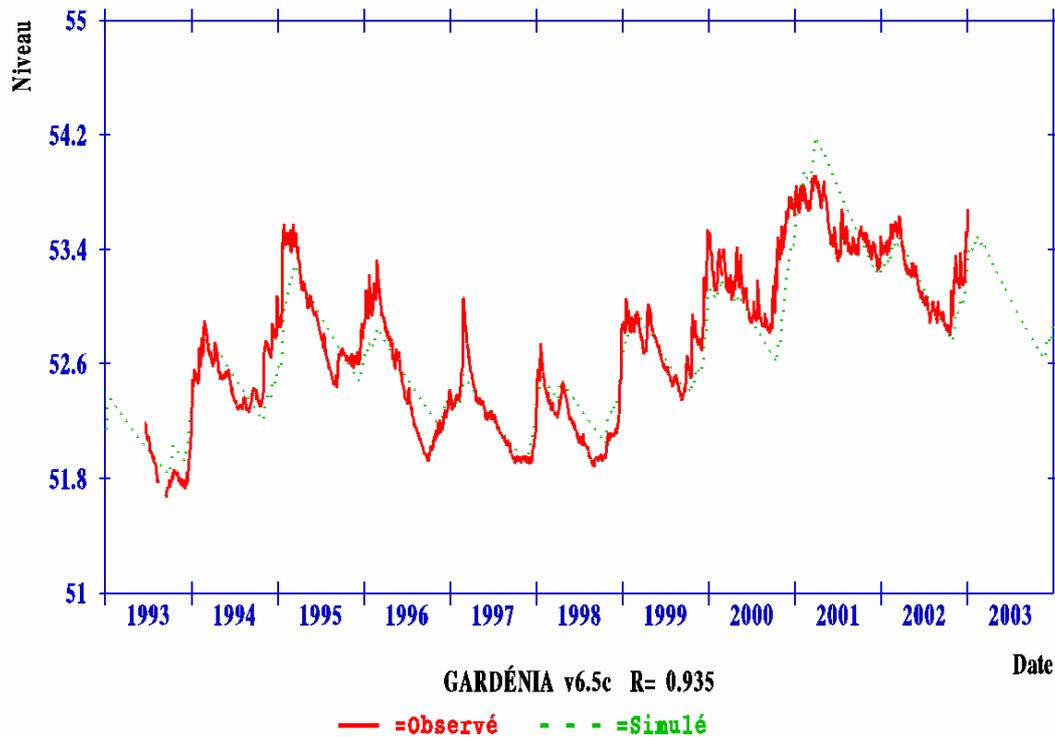
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Niveaux piézométriques à Villavard PZ03953X0028P



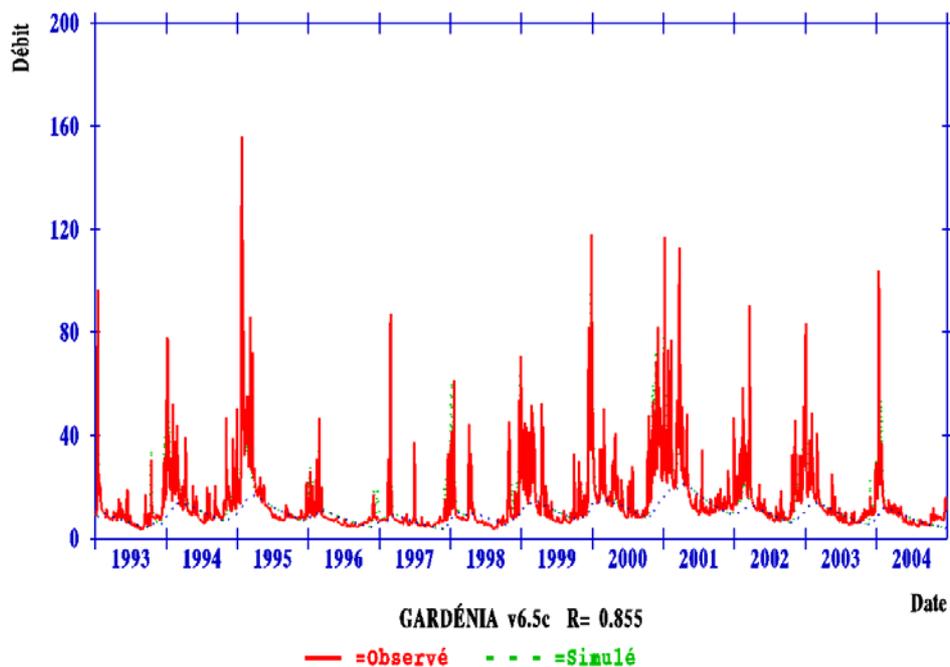
Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Le Loir à Villavard



Logiciel GARDÉNIA v6.5c : Niveaux piezométriques à MONTFORT (PZ03586X0145)



Logiciel GARDÉNIA v6.5c : L'HUISNE A MONTFORT



L'examen de ces figures permet notamment de constater :

- un calage relativement médiocre pour la simulation pluie-niveau piézométrique à Durtal,
- un écrêtement du niveau piézométrique sur le piézomètre de Flee (débordement de la nappe...).

Annexe 2

Résultats des modélisations Tempo

LA DECOMPOSITION DES HYDROGRAMMES

Les figures qui suivent représentent la décomposition des différents hydrogrammes de 25 sous bassins du bassin de la Maine ainsi que les fonctions de transfert associées aux différents modèles.

i. La Mayenne

1. La Mayenne à Madre

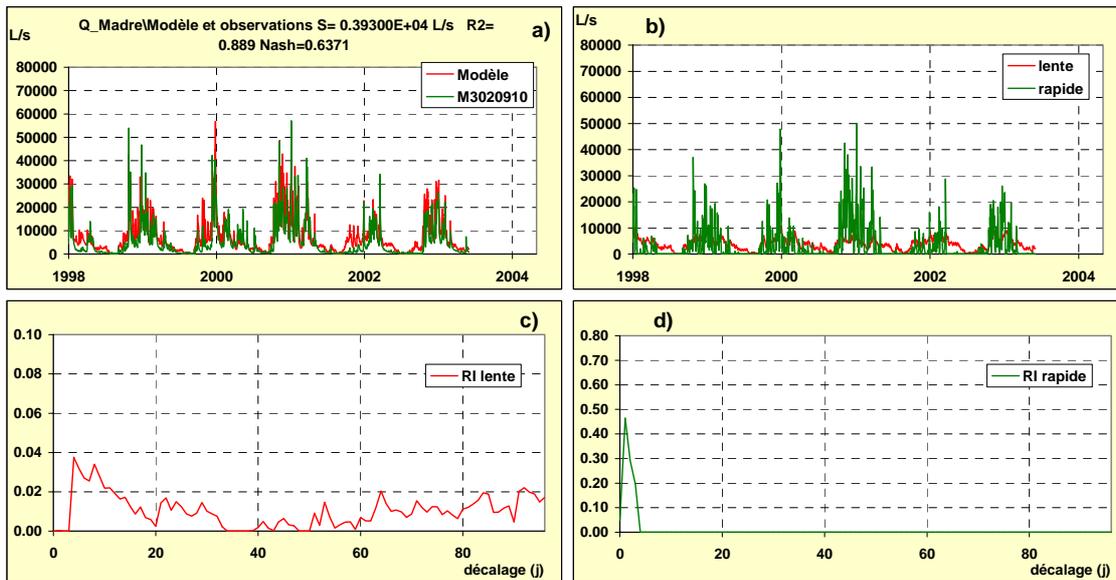


Figure 58 - La Mayenne à Madre – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

2. La Mayenne à Ambrières

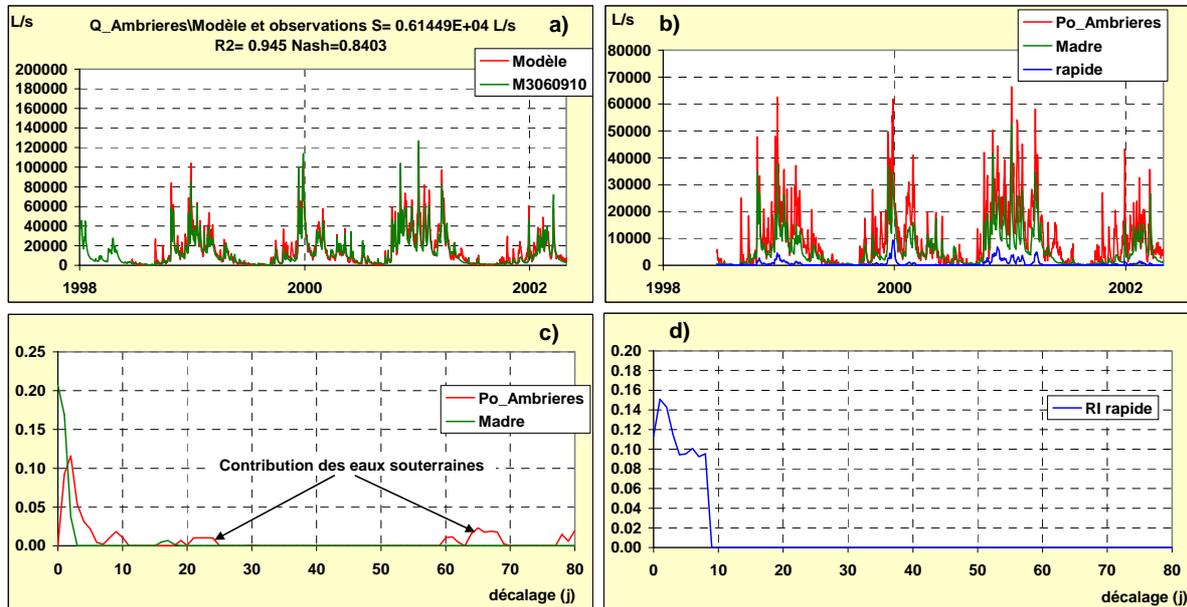


Figure 59 - La Mayenne à Ambrières – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement, la composante Po_Ambrieres représente la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Madre se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

3. La Mayenne à St Fraimbault de Prières

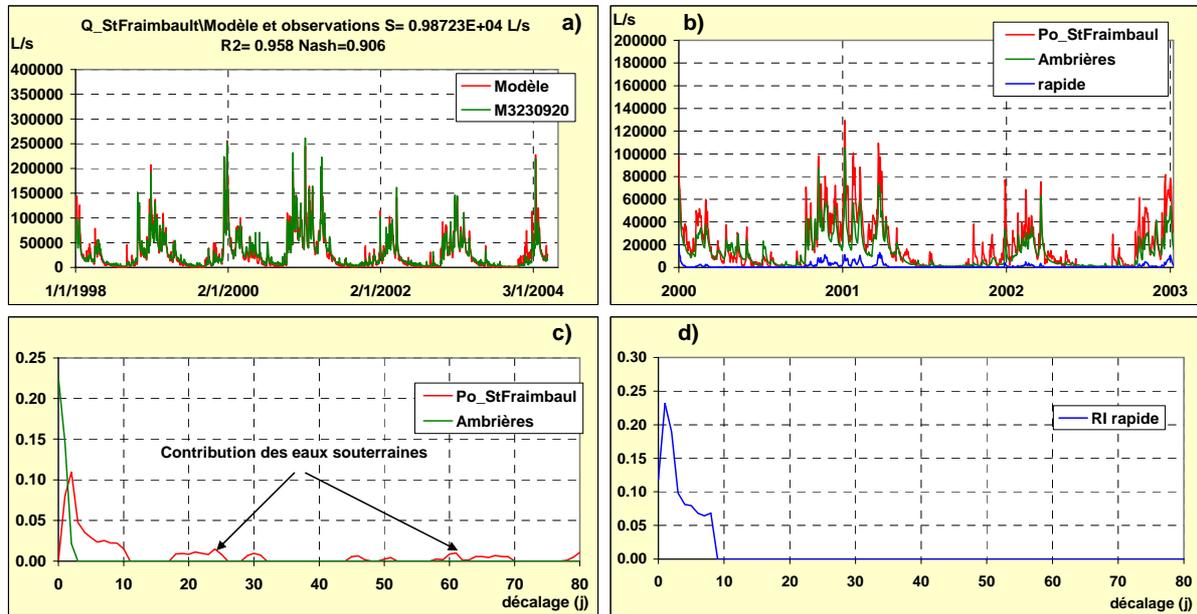


Figure 60 - La Mayenne à St Fraimbault de Prières – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement, la composante Po_StFraimbault représente la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Ambrières se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

4. La Mayenne à Huisserie

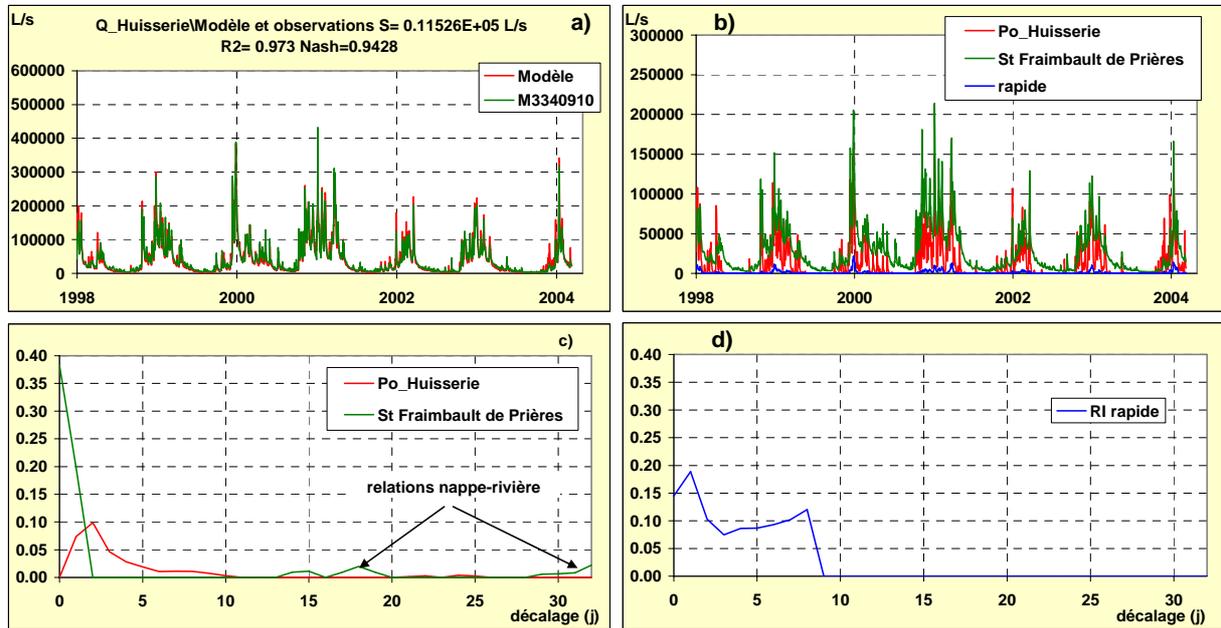


Figure 61 - La Mayenne à Huisserie – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (faible) ainsi que la composante Po_Huisserie se rapportent au ruissellement. La composante St Fraimbault de Prières représente la contribution du débit amont au débit de la Mayenne à Huisserie, qui met en évidence des relations nappe-rivière dans le sous bassin limité par les stations St Fraimbault et Huisserie (durée de la réponse impulsionnelle) – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

5. La Mayenne à Château-Gontier

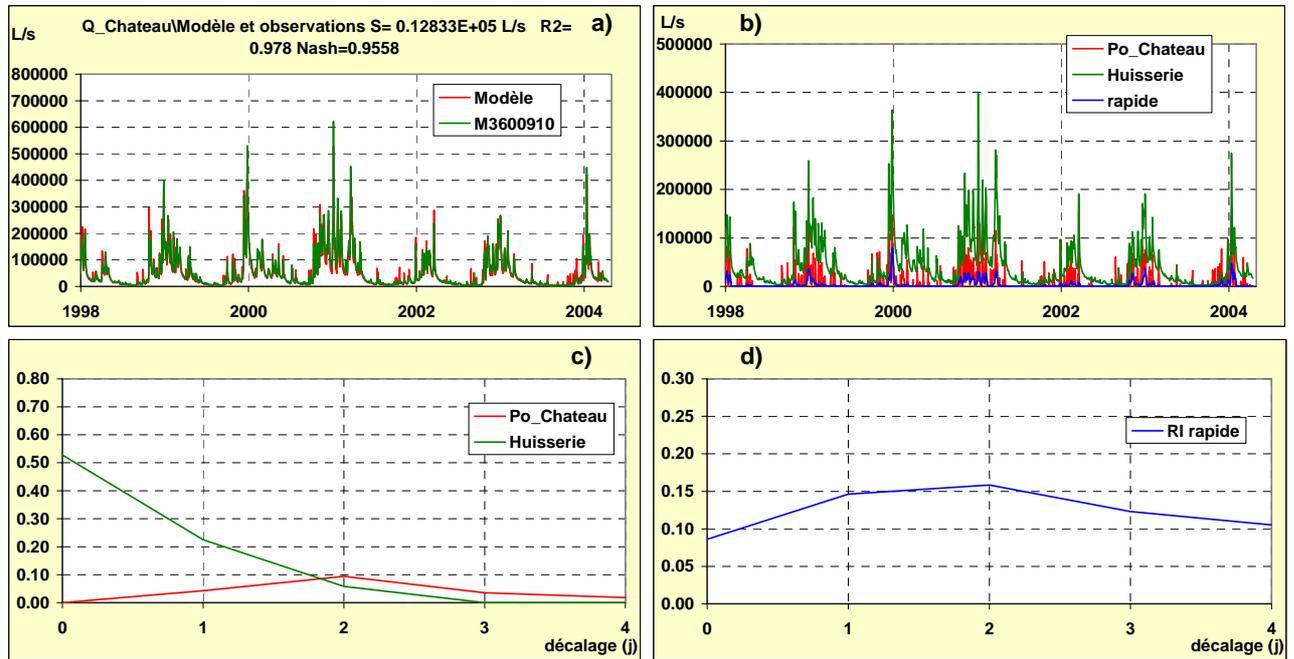


Figure 62 - La Mayenne à Château-Gontier – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (faible) ainsi que la composante Po_Chateau se rapportent au ruissellement. La composante Huisserie représente la contribution du débit amont au débit de la Mayenne à Château-Gontier – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

6. La Mayenne à Chambellay

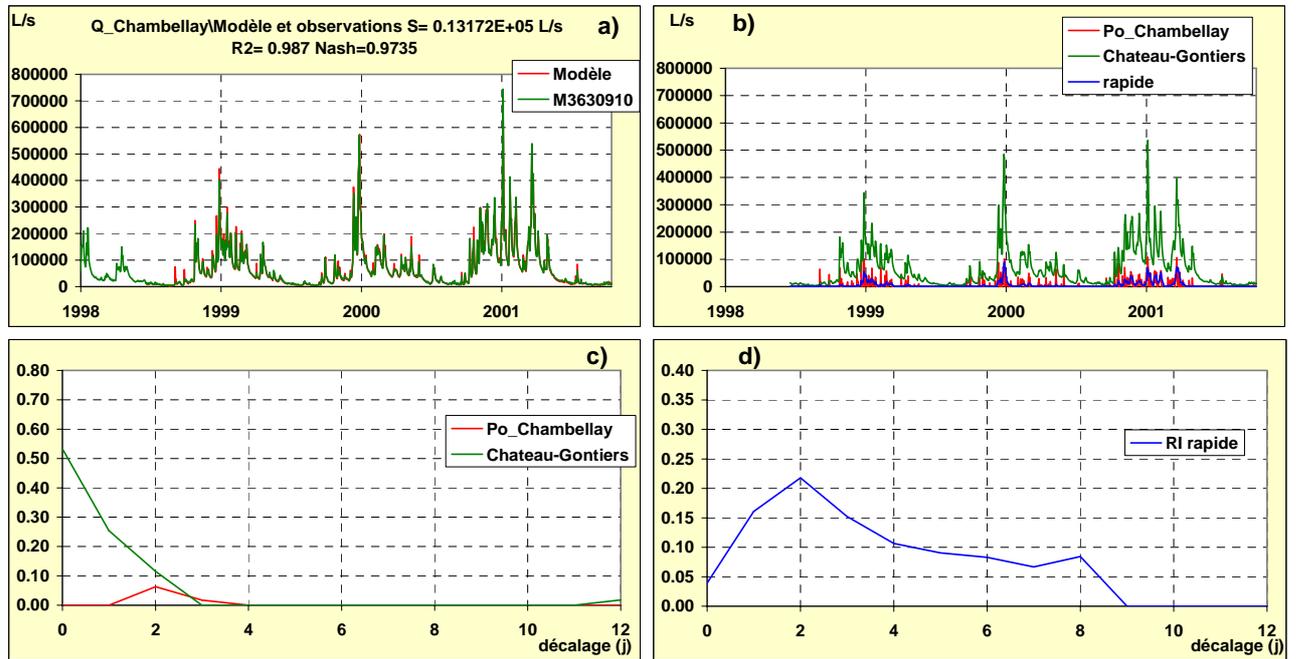


Figure 63 - La Mayenne à Chambellay – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (faible) ainsi que la composante Po_Chambellay se rapportent au ruissellement. La composante Château Gontiers représente la contribution du débit amont au débit de la Mayenne à Chambellay – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

ii. la Sarthe

1. La Sarthe à St Céneri

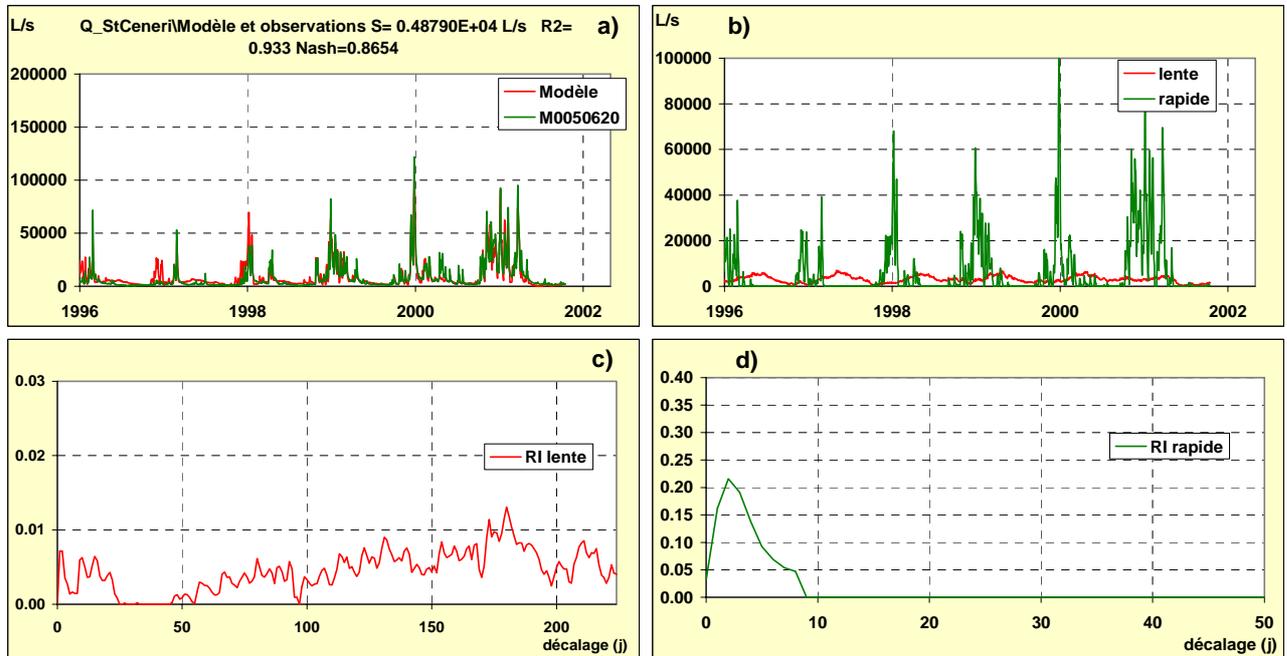


Figure 64 - La Sarthe à St Céneri – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

2. La Sarthe à Souillé

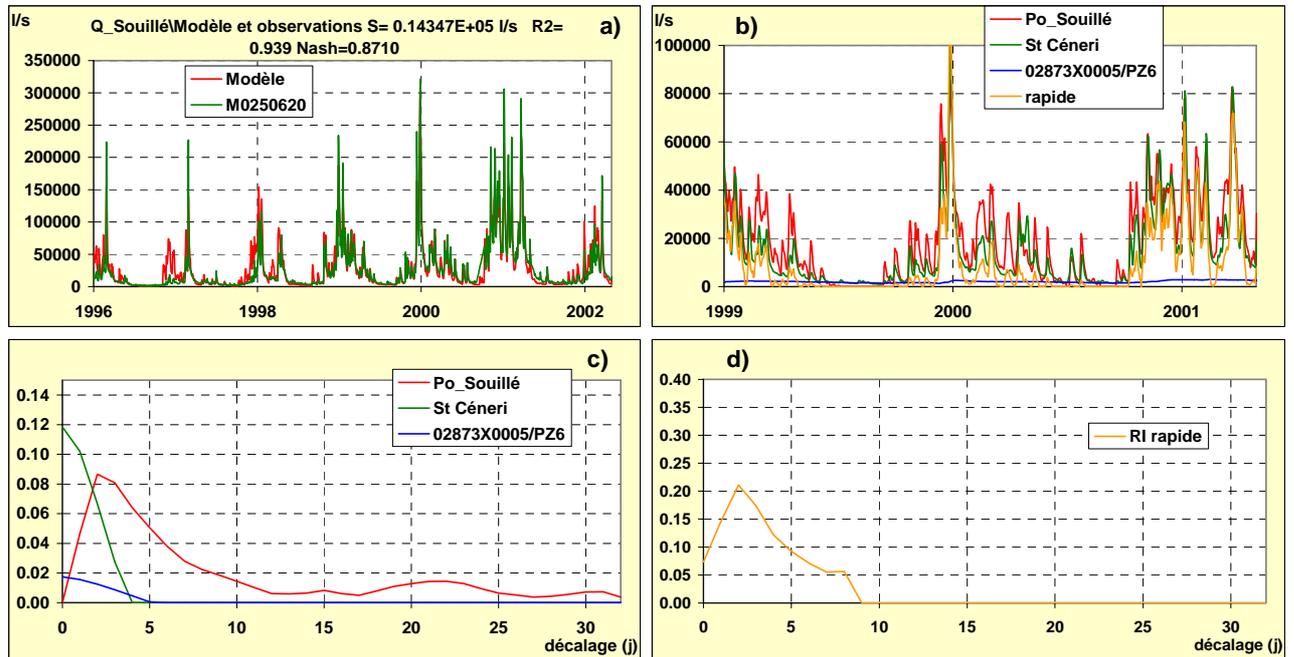


Figure 65 - La Sarthe à Souillé – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide est négligeable, seule la composante Po_Souillé se rapporte au ruissellement. La composante 02873X0005/PZ6 représente l'alimentation de la Sarthe par les eaux souterraines. La composante St Céneri représente la contribution du débit amont au débit de la Sarthe à Souillé – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

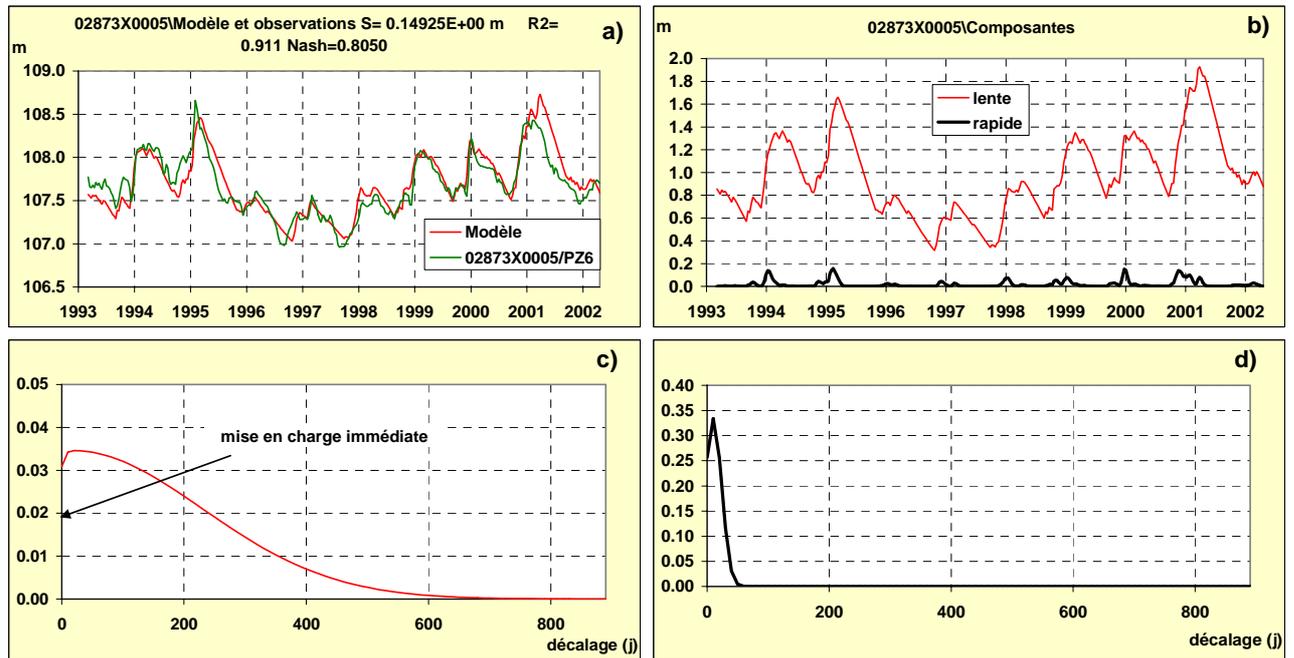


Figure 66 – Le piézomètre 02873X0005/PZ6 a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques: la contribution de la composante rapide est peu significative – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange très lente durant de l'ordre de 600 jours (nappe captive ?) – d) la fonction de transfert rapide.

3. La Sarthe à Spay

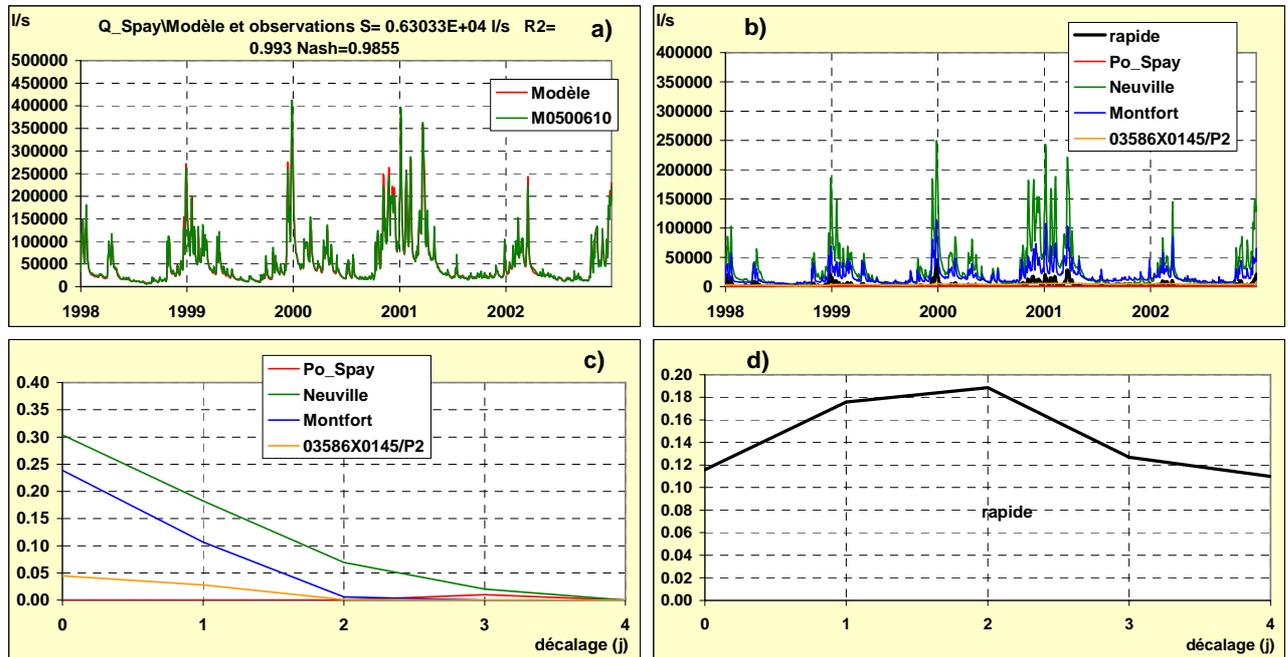


Figure 67 - La Sarthe à Spay – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide se rapporte au ruissellement ; elle n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols. La composante Po_Spay est négligeable. La composante 03586X0145/P2 représente l'alimentation de la Sarthe par les eaux souterraines. Les composantes Neuville et Montfort représentent les contributions du débit amont de la Sarthe à Neuville et de l'Huisne à Montfort au débit de la sarthe à Spay – c) Composantes des réponses impulsives lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

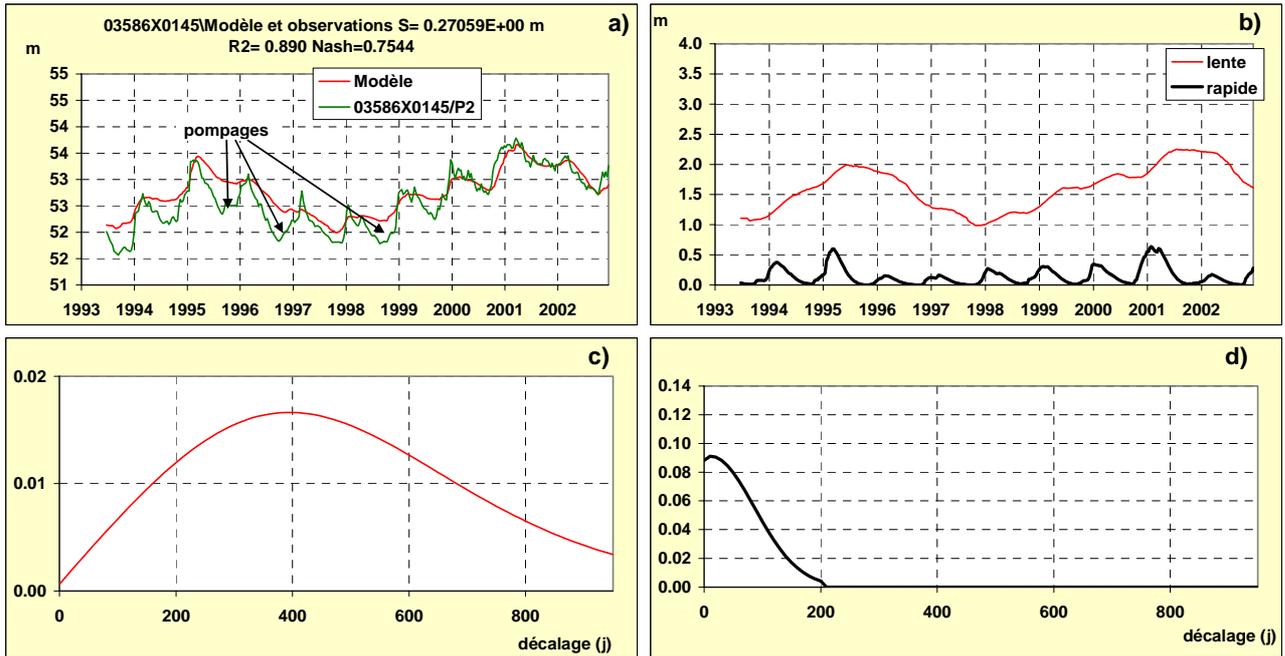


Figure 68 – Piézomètre 03586X0145 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge ainsi qu'une vidange très lente (retour à l'équilibre au bout de 3 ans) – d) la fonction de transfert rapide

4. La Sarthe à St Denis d'Anjou

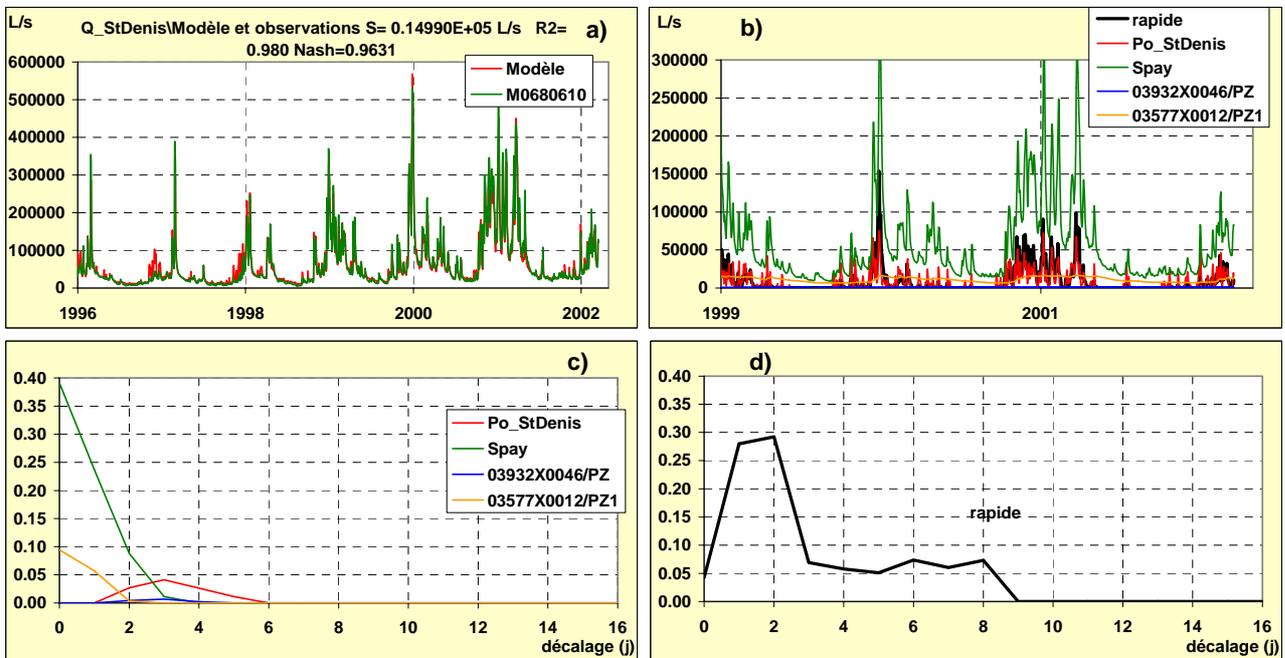


Figure 69 - La Sarthe à St Denis d'Anjou – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide ainsi que la composante Po_StDenis se rapportent au ruissellement. La composante

rapide n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols alors que la composante Po_StDenis apparaît dès que la pluie est efficace. La composante 03577X0012/PZ1 représente l'alimentation de la sarthe par les eaux souterraines (la contribution de la composante 03932X0046/PZ est négligeable). La composante Spay représente la contribution du débit amont au débit de la Sarthe à St Denis d'Anjou – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

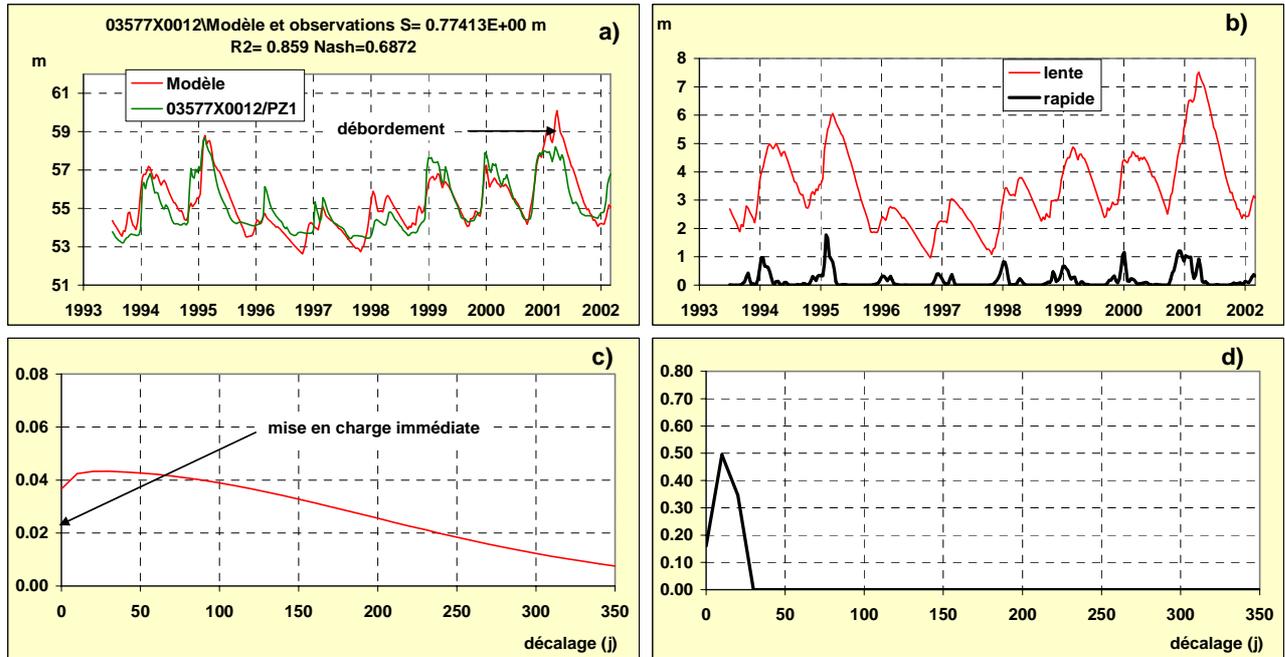


Figure 70 – Piézomètre 03577X0012 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Un phénomène de débordement de la nappe est mis en évidence en 2001 (cote 57.5m) – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange durant une année – d) la fonction de transfert rapide

iii. Le Loir

1. Le Loir à St Maur

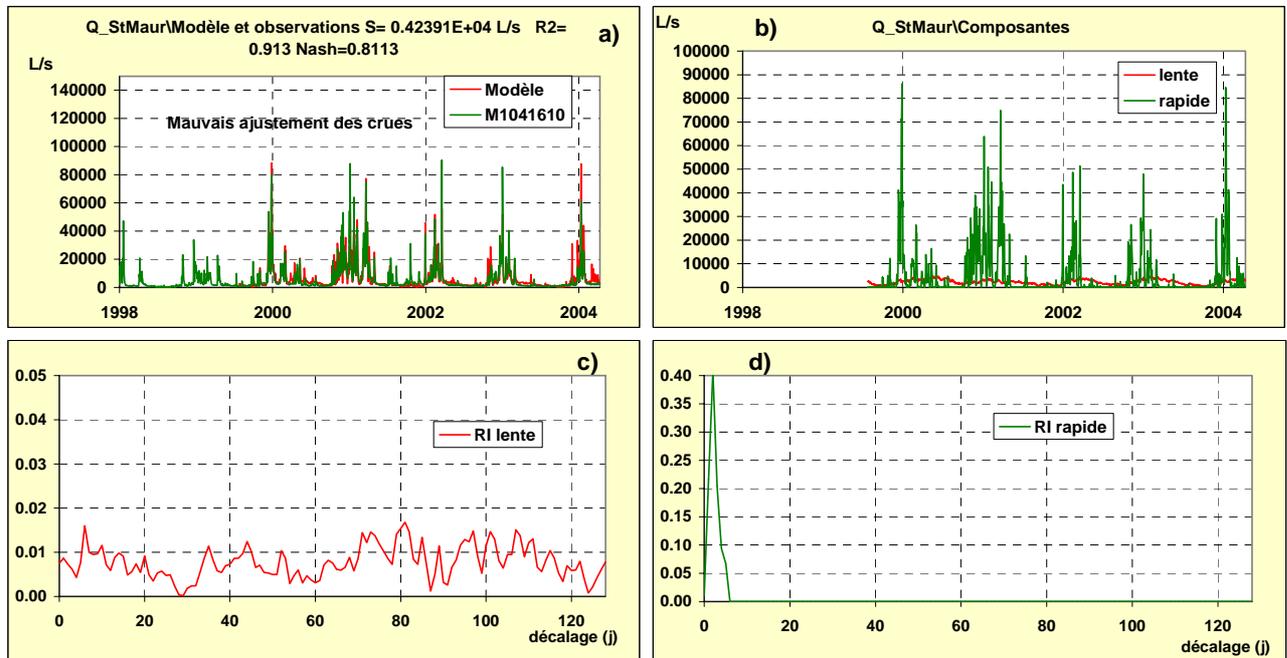


Figure 71 - Le Loir à St Maur – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

2. Le Loir à Villavard

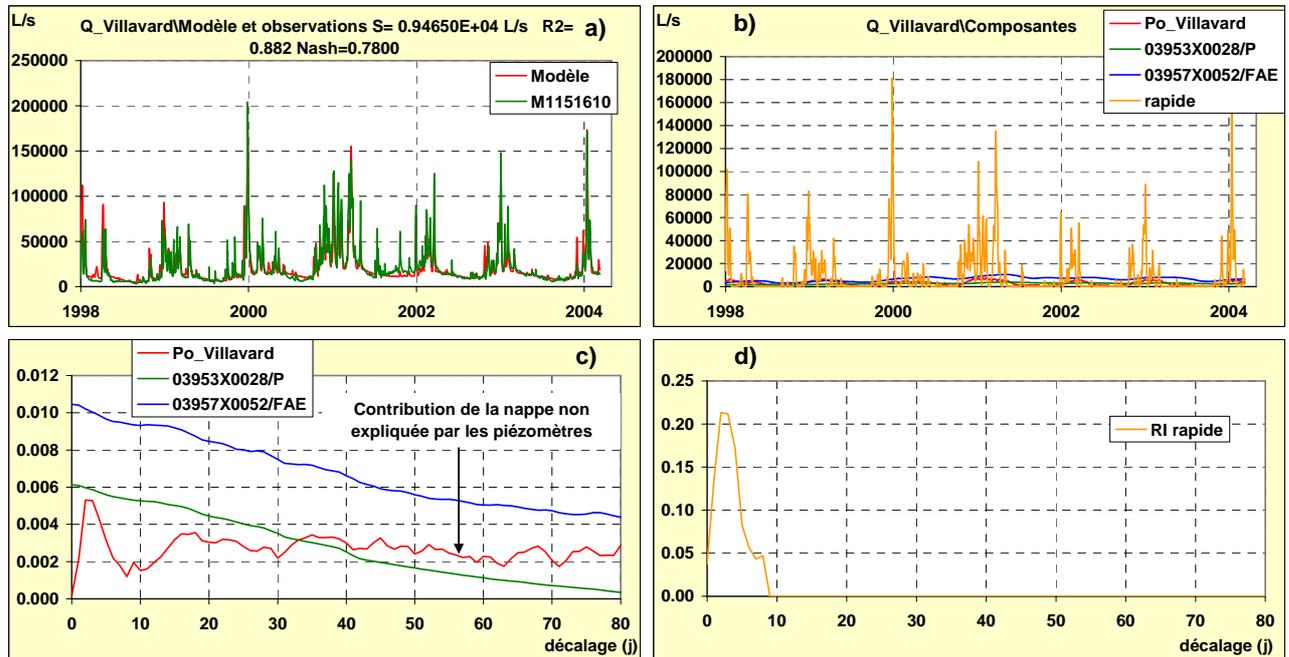


Figure 72 - Le Loir à Villavard – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide, très importante, représente le ruissellement, les 3 composantes lentes reflétant l'alimentation du Loir par les eaux souterraines. En effet, 2 piézomètres sont utilisés, 03953X0028/P et 03957X0052/FAE, chacun d'eux ayant une contribution significative, et la composante Po_Villavard qui représente la contribution des eaux souterraines non prises en compte par les piézomètres – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

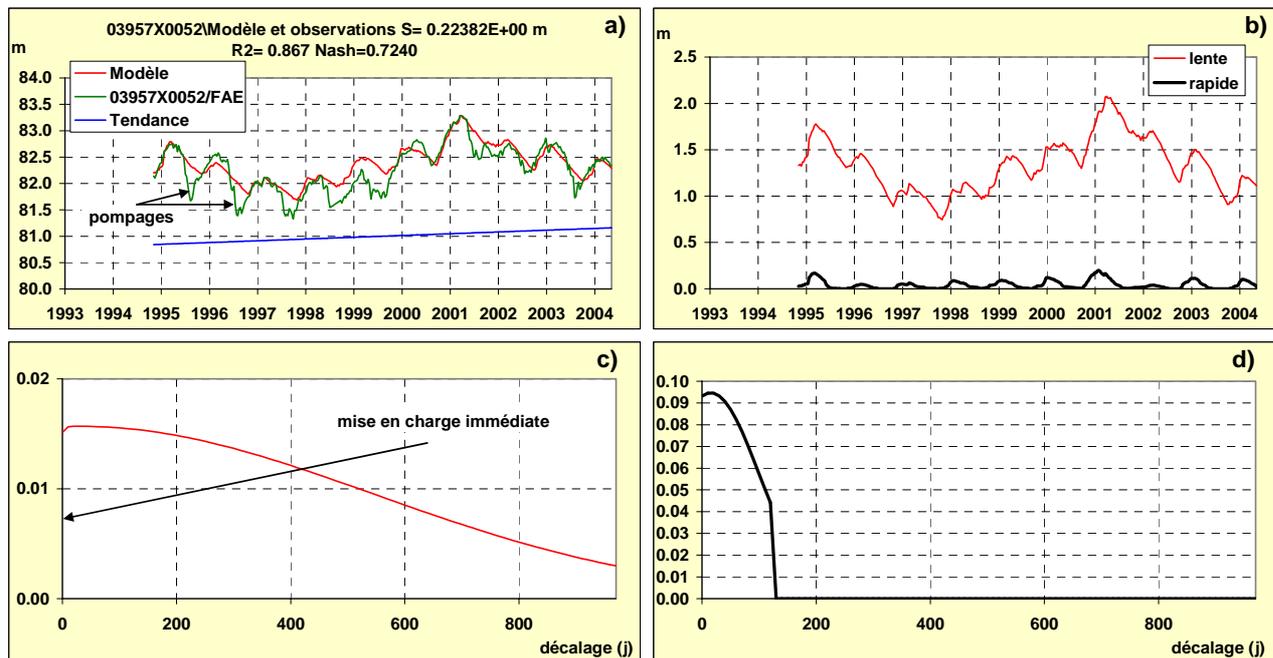


Figure 73 – Piézomètre 03957X0052 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide (peu significative) – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange très lente durant de l'ordre de 3 ans – d) la fonction de transfert rapide

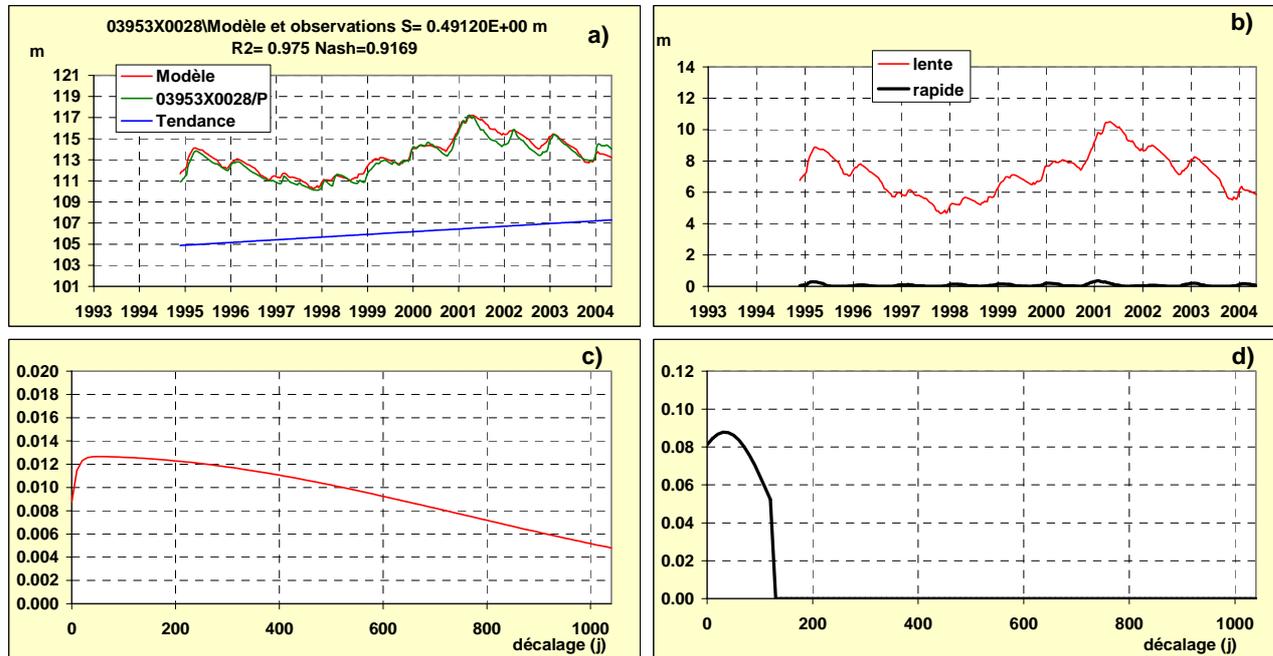


Figure 74 - Piézomètre 03953X0028 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide (peu significative) – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange très lente durant de l'ordre de 4 ans – d) la fonction de transfert rapide

3. Le Loir à Flée

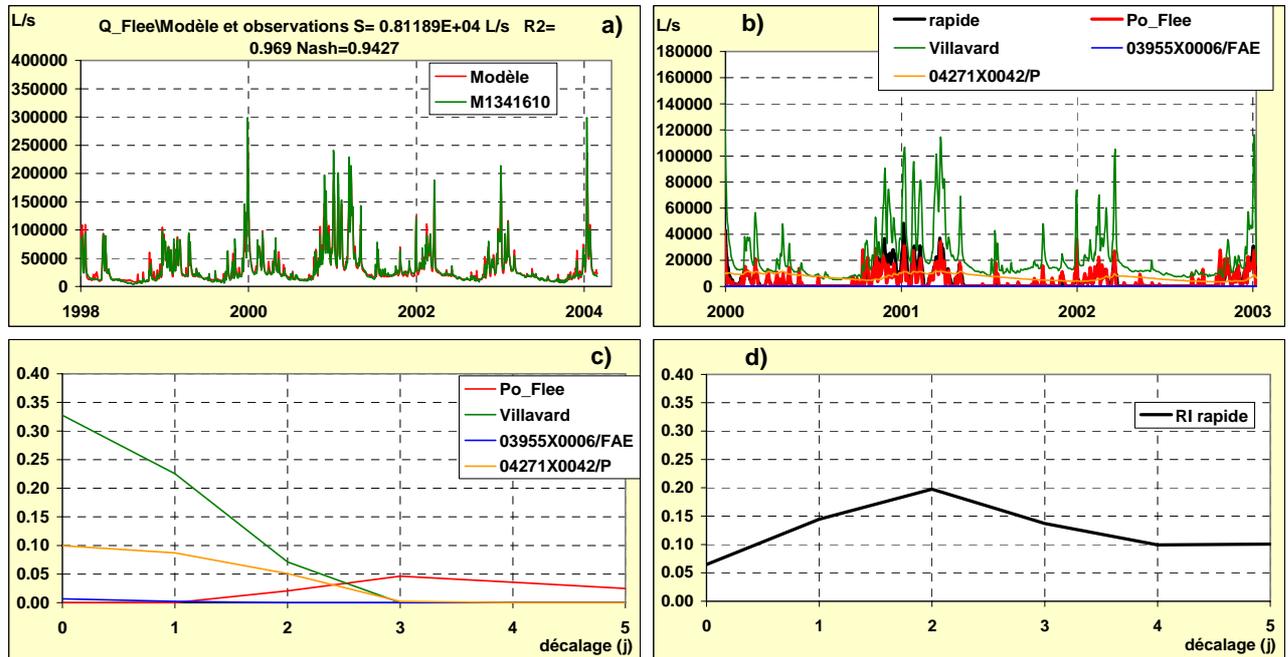


Figure 75 – Le Loir à Flée – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide et la composante Po_Flee représentent le ruissellement (la composante rapide dépend étroitement de l'état de saturation des sols). Seule la composante 04271X0042/P est représentative des eaux souterraines. La contribution du débit amont est matérialisée par la composante Villavard – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

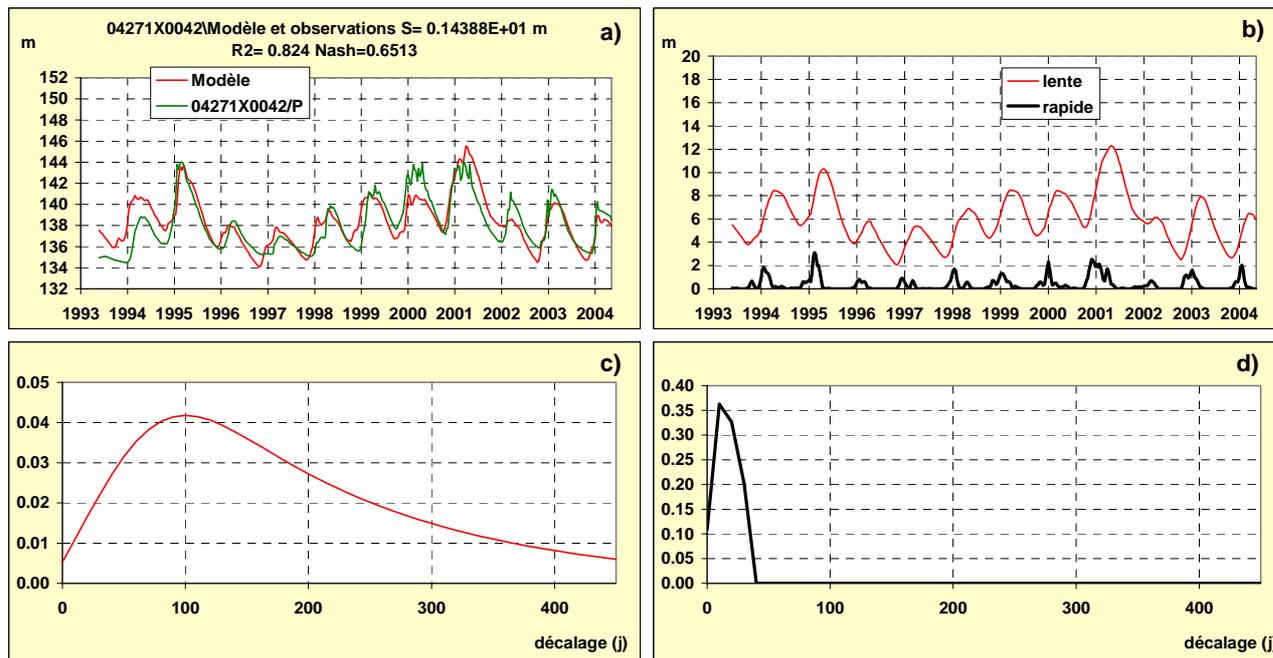


Figure 76 – Piézomètre 04271X0042 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide

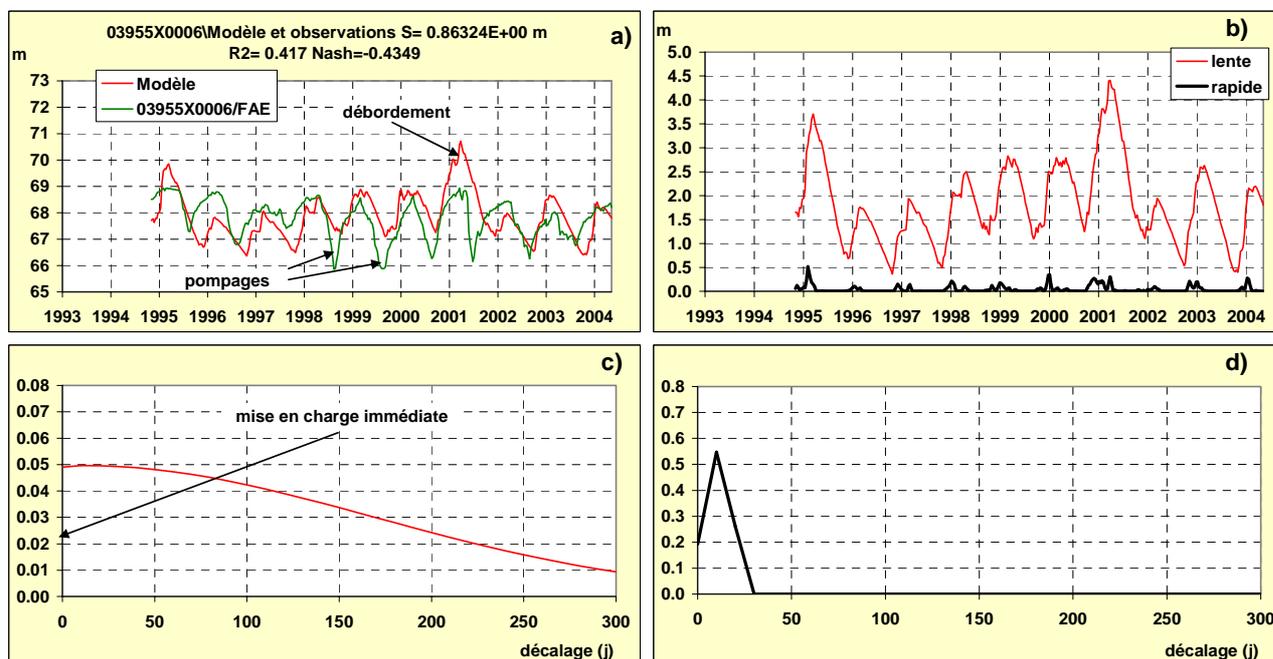


Figure 77 – Piézomètre 03955X0006 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Un phénomène de débordement de la nappe est mis en évidence en 2001 (cote 68.8m) – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, la vidange durant une année – d) la fonction de transfert rapide

4. Le Loir à Durtal

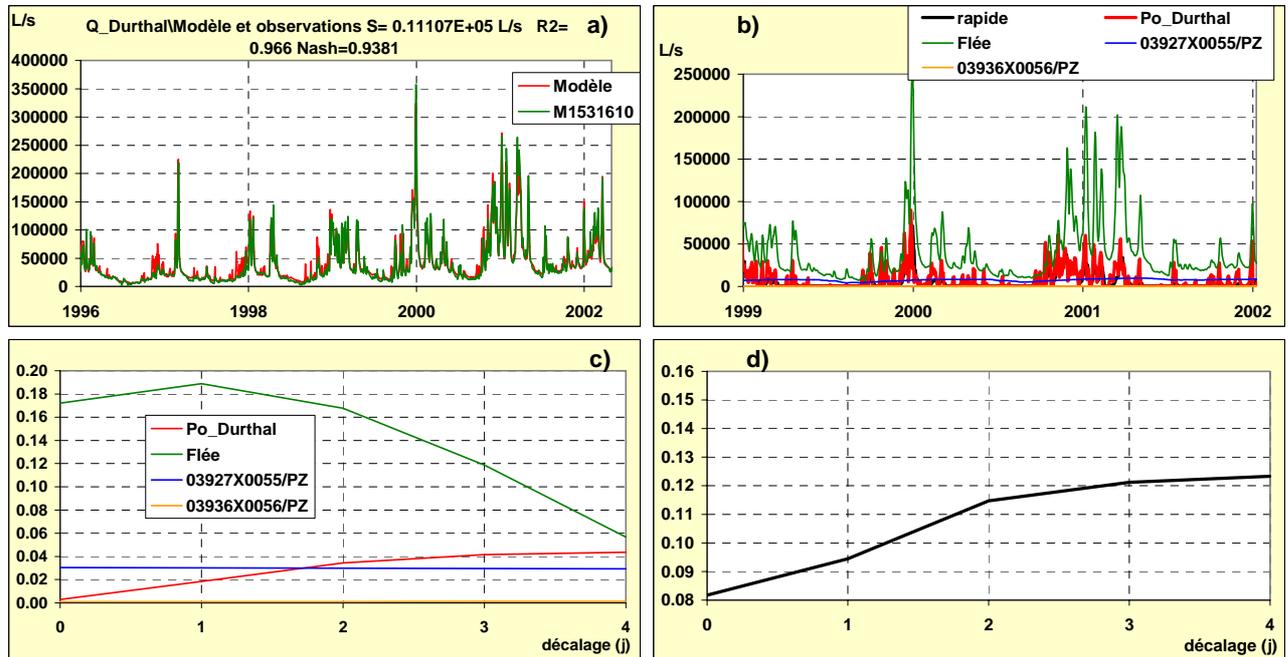


Figure 78 - Le Loir à Durtal – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide (sensible à l'état de saturation des sols) et la composante Po_Durtal sont représentatives du ruissellement. Parmi les 2 piézomètres utilisés en entrée du modèle, seul 03927X0055/PZ est représentatif de l'alimentation du Loir par les eaux souterraines. La composante Flée représente la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

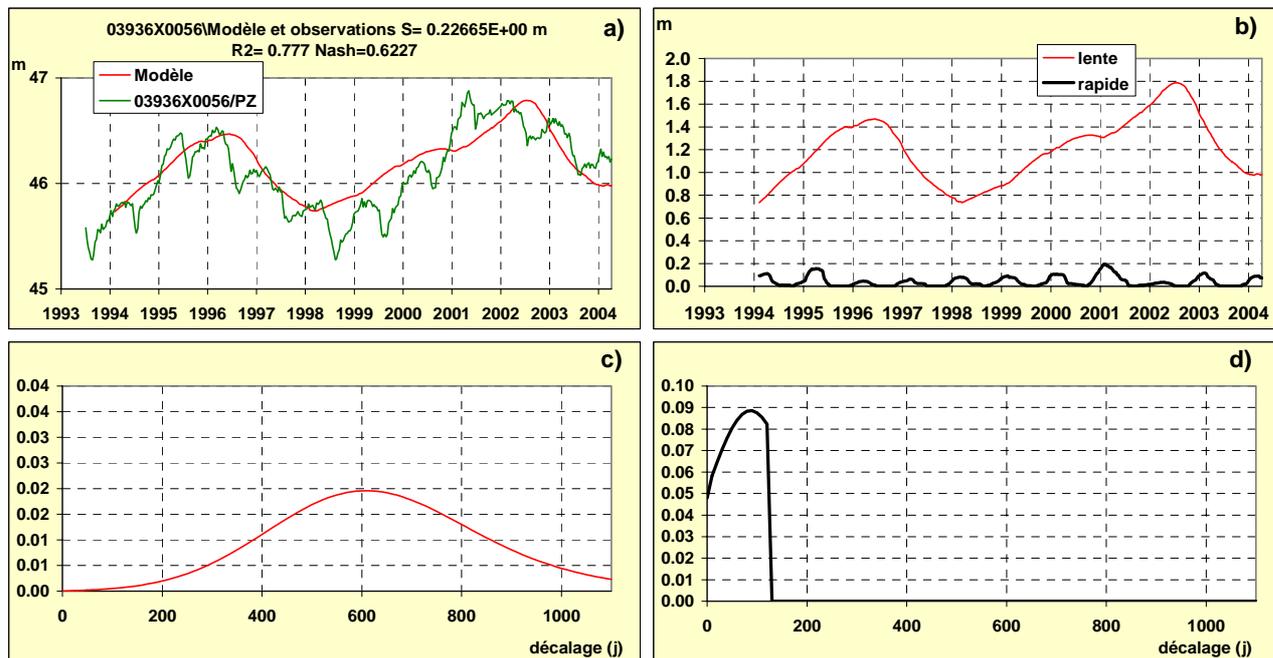


Figure 79 – Piézomètre 03936X0056 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Il s'agit probablement d'un piézomètre influencé par des pompages – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide

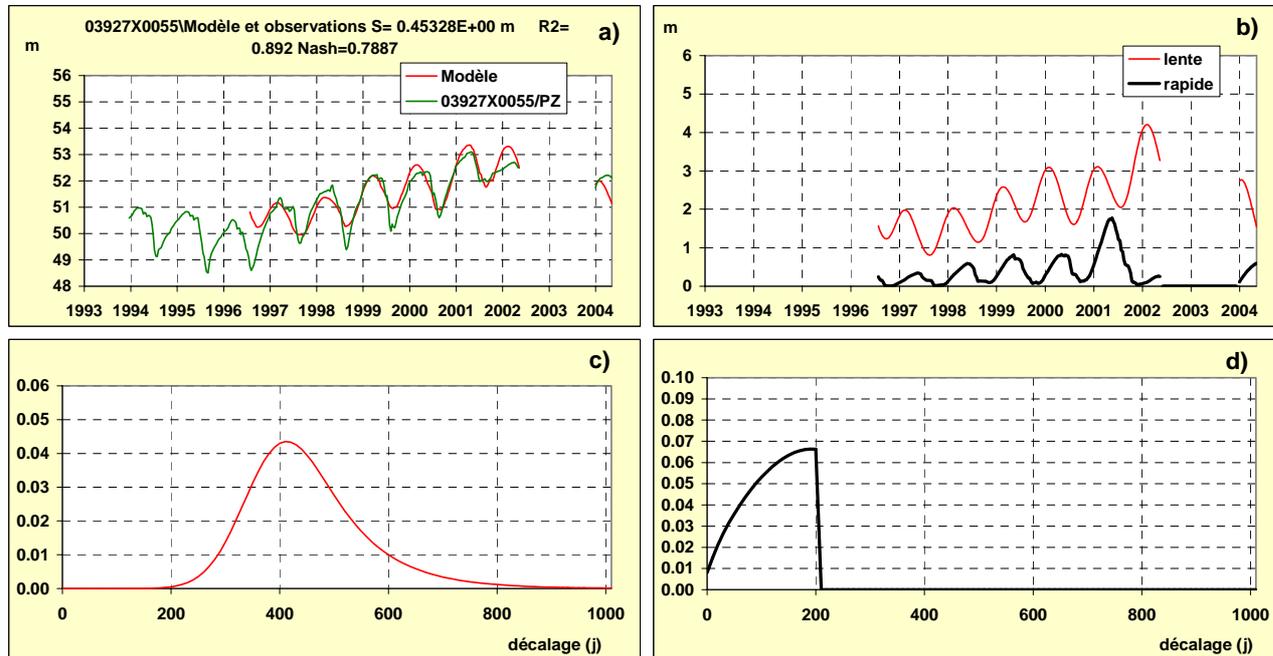


Figure 80 – Piézomètre 03927X0055 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide

iv. L'Oudon

1. L'Oudon à Cossé le Vivien

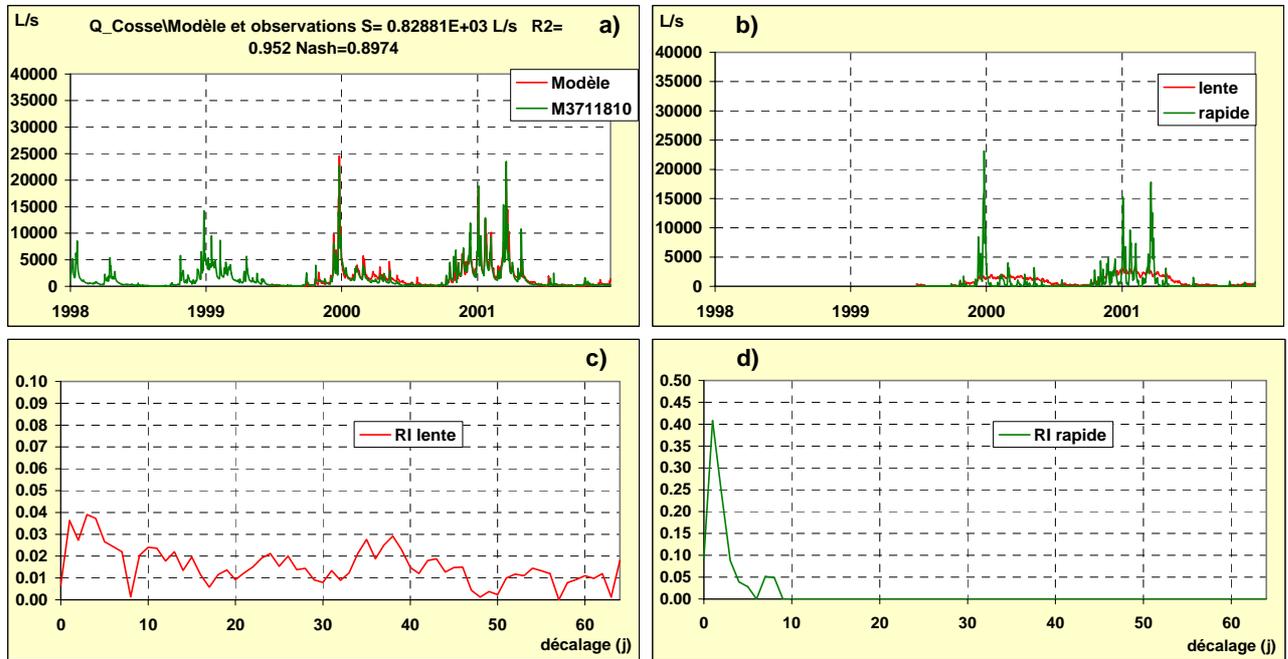


Figure 81 - L'Oudon à Cossé le Vivien – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

2. L'Oudon à Chatelais

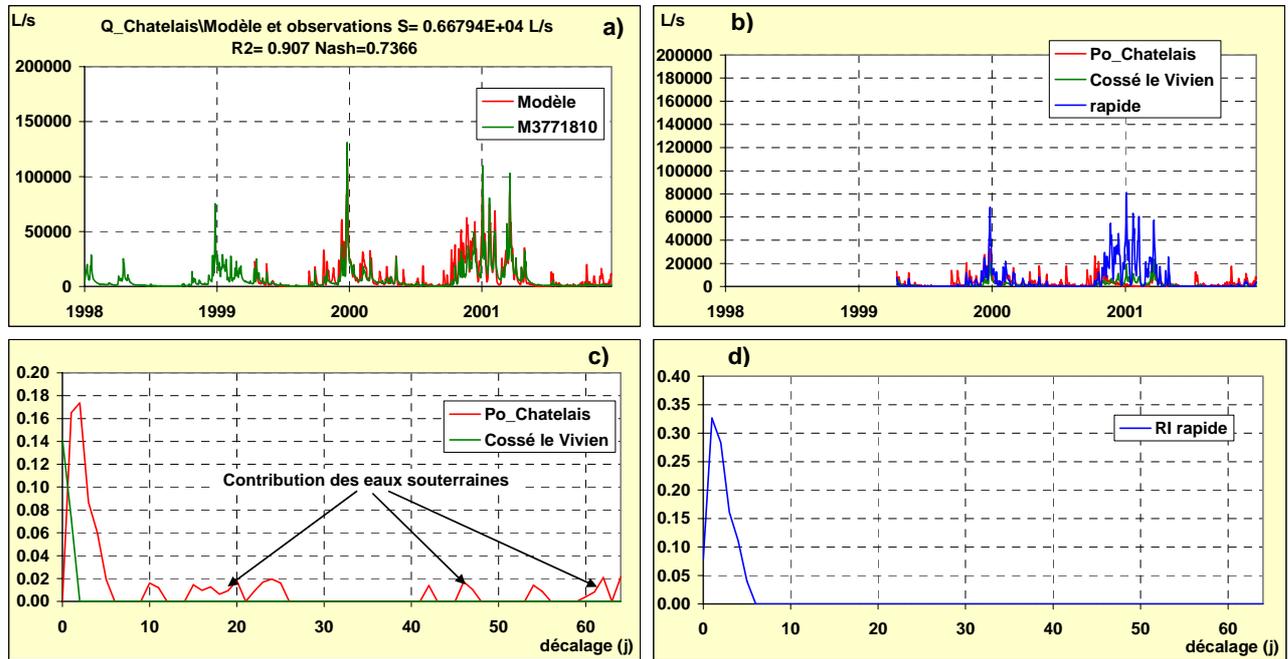


Figure 82 - L'Oudon à Chatelais – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante Po_Chatelais la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Cossé le Vivien se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

3. L'Oudon à Segré

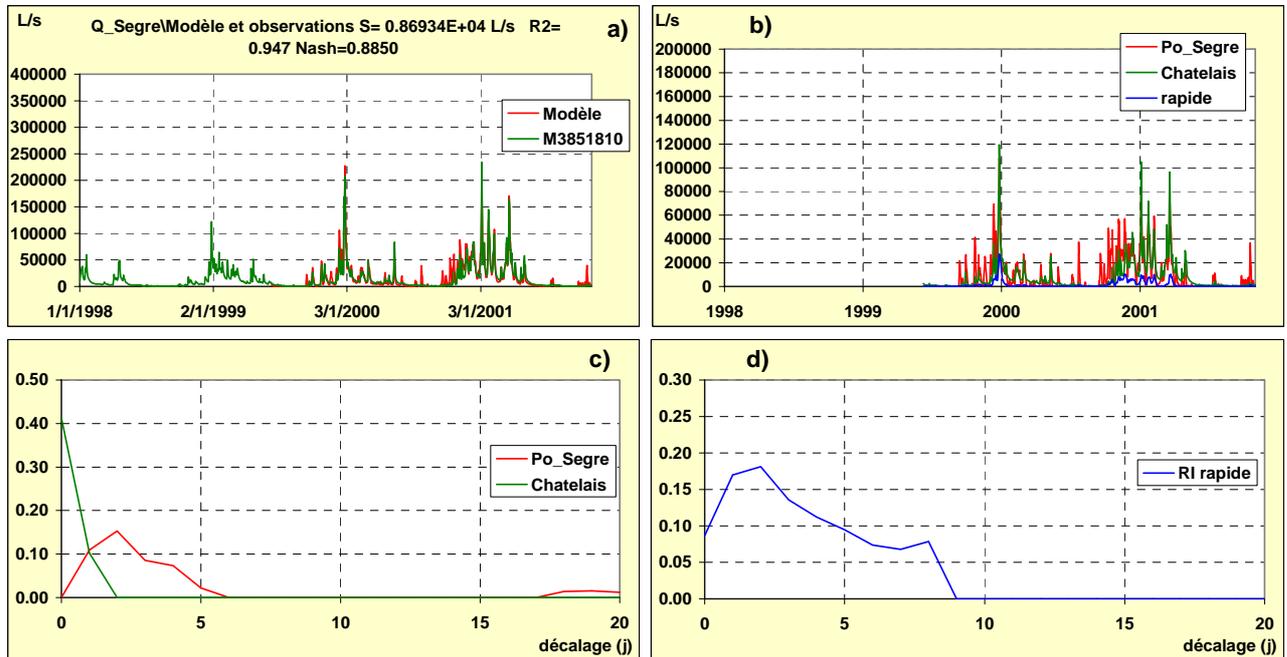


Figure 83 - L'Oudon à Segré – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante Po_Segré la contribution des eaux souterraines et des écoulements légèrement différés, en l'absence de piézomètre (durée de la réponse impulsionnelle). La composante Chatelais se réfère à la contribution du débit amont – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

v. L'Huisne

1. L'Huisne à Réveillon

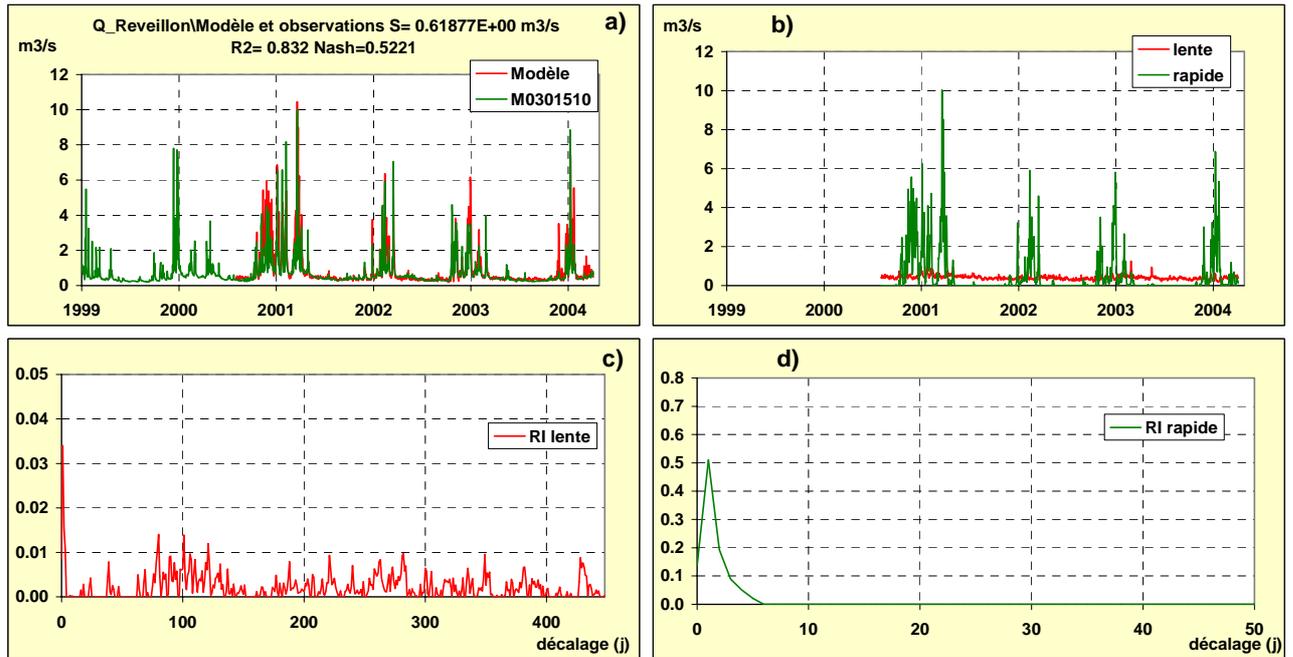


Figure 84 – L'Huisne à reveillon – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

2. L'Huisne à Nogent le Rotrou

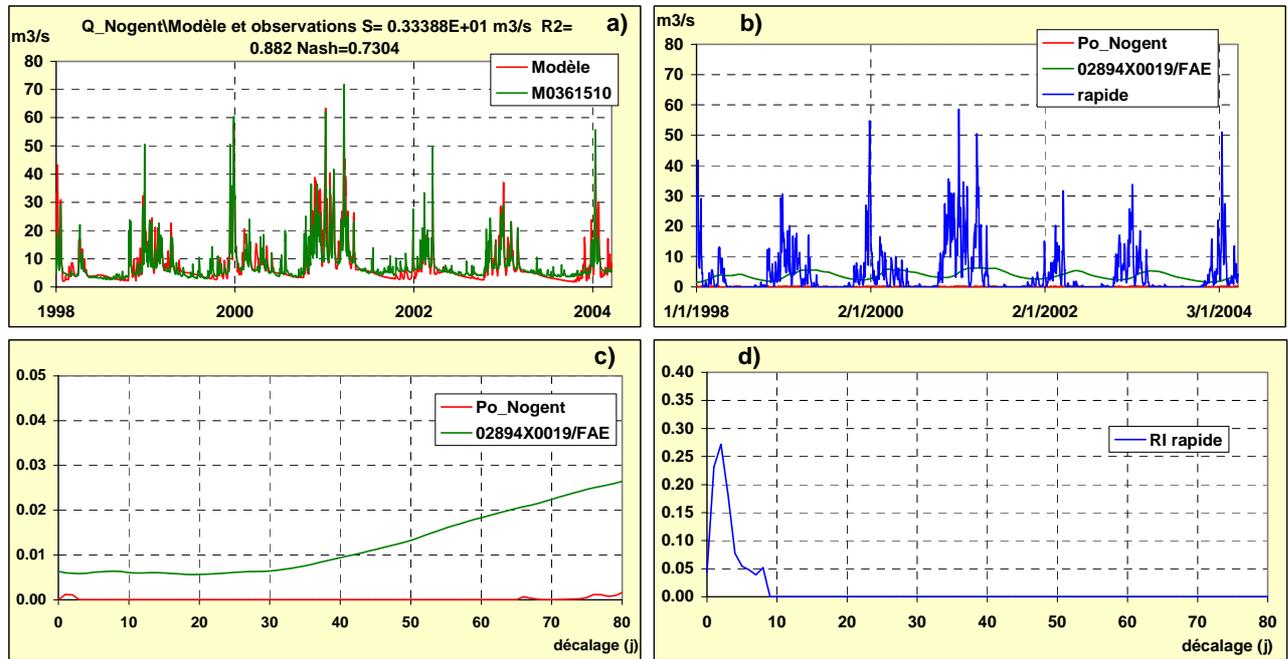


Figure 85 - L'Huisne à Nogent le Rotrou – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente la ruissellement et la composante 02894X0019/FAE la contribution des eaux souterraines au débit de l'Huisne. La composante Po_Nogent est négligeable – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

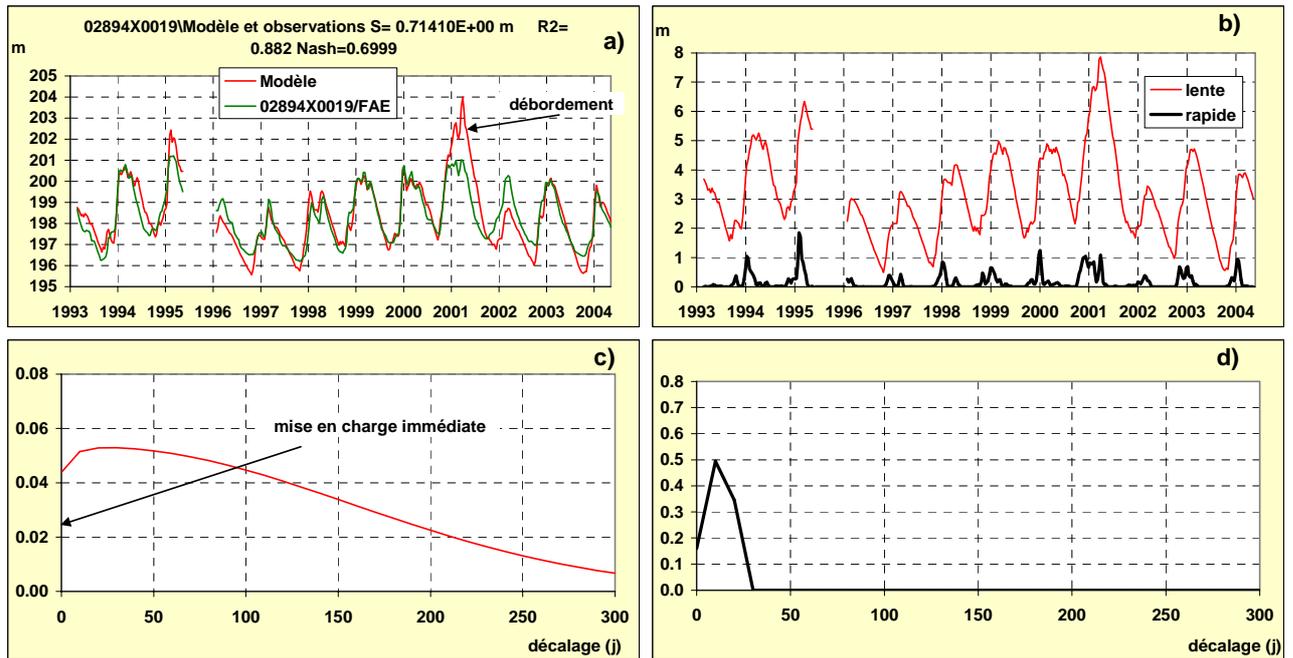


Figure 86 – Piézomètre 02894X0019 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Un phénomène de débordement de la nappe est mis en évidence en 2001 (cote 201m) – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente montre une mise en charge immédiate après un épisode de pluie efficace, puis une vidange s'étalant sur une année – d) la fonction de transfert rapide

3. L'Huisne à Montfort

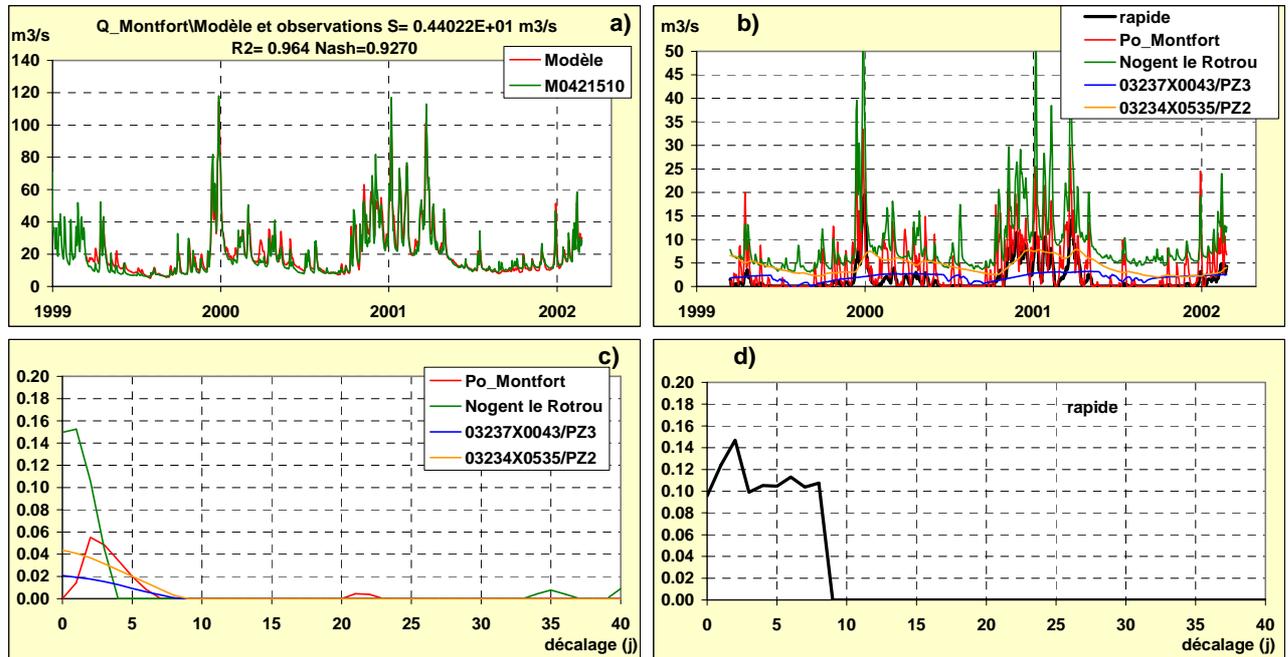


Figure 87 –L’Huisne à Montfort – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide ainsi que la composante Po_Montfort se rapportent au ruissellement. La composante rapide n’intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l’état de saturation des sols alors que la composante Po_Montfort apparaît dès que la pluie est efficace. Les composantes 03237X0043/PZ3 et 03234X0535/PZ2 se réfèrent aux piézomètres du même nom et représentent l’alimentation de l’Huisne par les différentes nappes. La composante Nogent le Rotrou représente la contribution du débit amont au débit de l’Huisne à Montfort – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

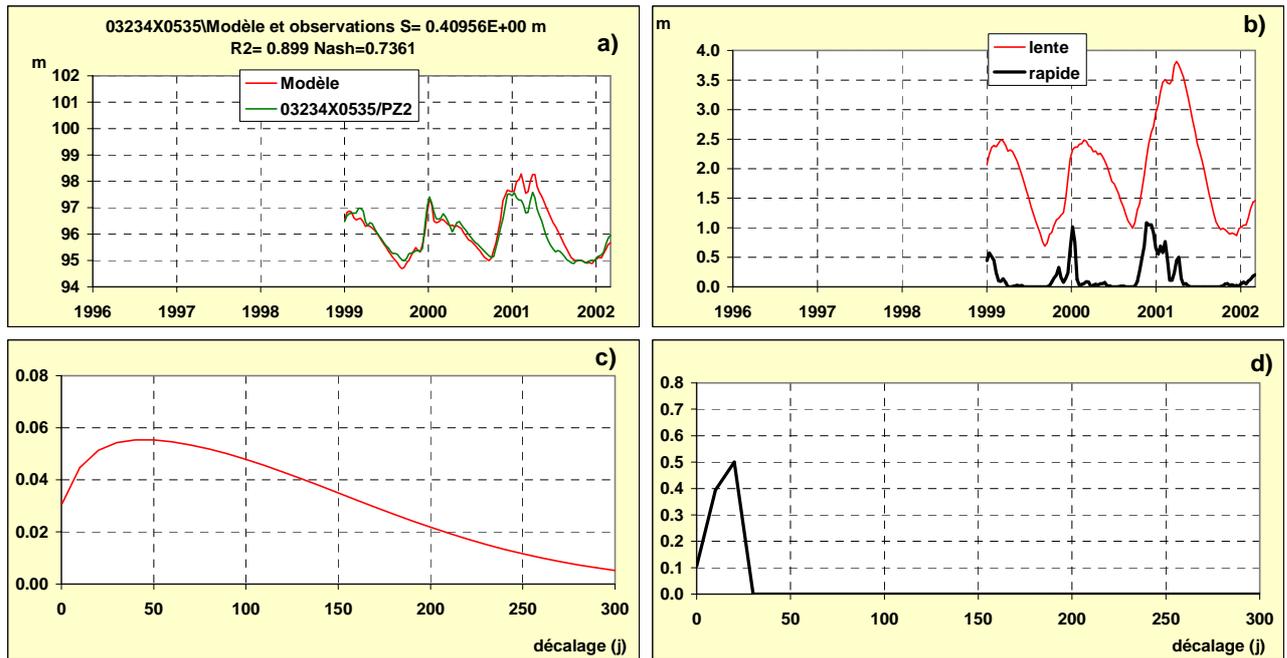


Figure 88 – Piézomètre 03234X0535 - a) Comparaison entre le modèle et les observations – b) Décomposition des variations piézométriques : la composante lente et la composante rapide – c) la fonction de transfert lente – d) la fonction de transfert rapide

vi. La Braye

1. La Braye à Valennes

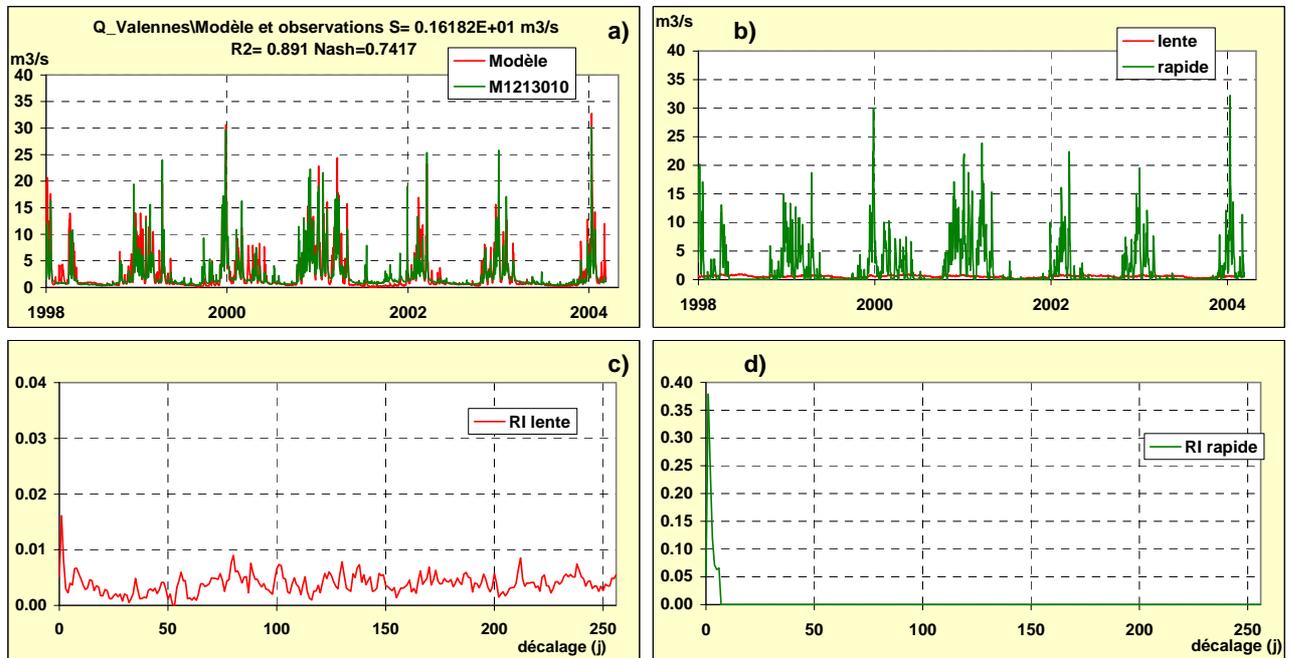


Figure 89 - La Braye à Valennes – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide représente le ruissellement et la composante lente la contribution des eaux souterraines, en l'absence de piézomètre – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

2. La Brayé à Sargé

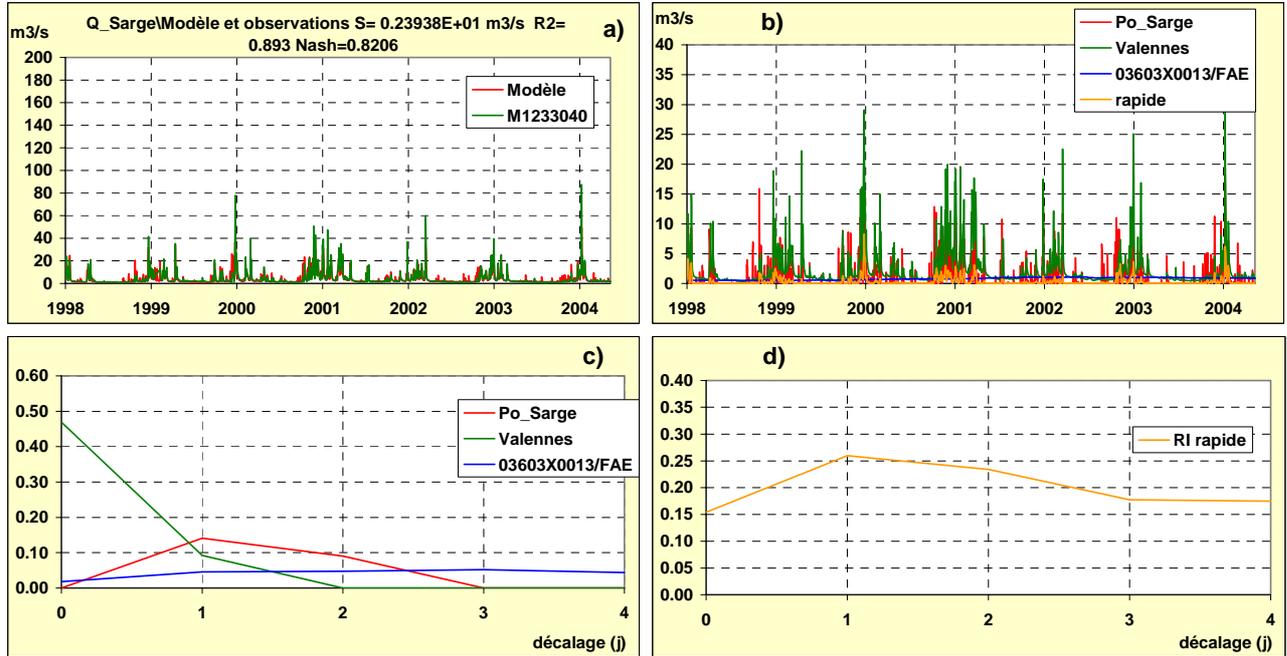


Figure 90 - La Brayé à Sargé – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide ainsi que la composante Po_sarge se rapportent au ruissellement. La composante rapide n'intervient que lors de pluies abondantes et est étroitement liée à l'état de saturation des sols alors que la composante Po_sarge apparaît dès que la pluie est efficace. La composante 03603X0013/FAE représente l'alimentation de la Brayé par les eaux souterraines. La composante Valennes représente la contribution du débit amont au débit de la Brayé à Sargé – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.

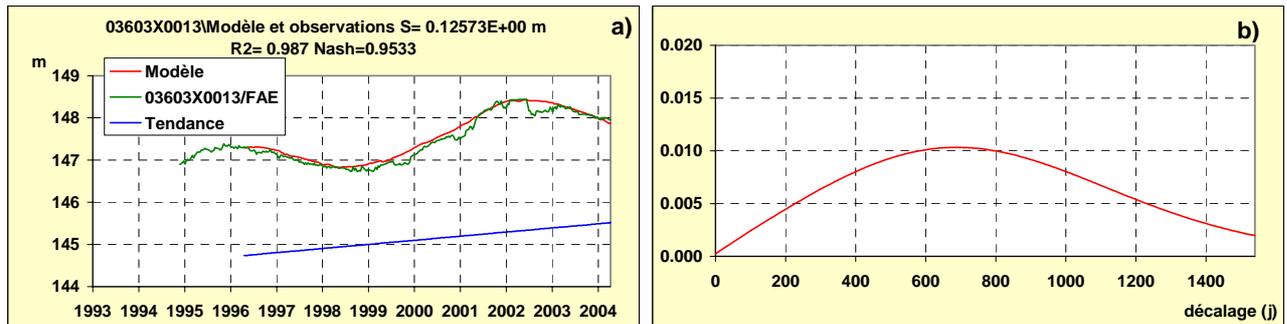


Figure 91 – Piézomètre 03603X0013 - a) Comparaison entre le modèle et les observations. Une nette tendance à la hausse est mise en évidence (probablement en raison de l'arrêt de pompages) – b) la fonction de transfert lente

vii. la Maine

1. La Maine à Angers

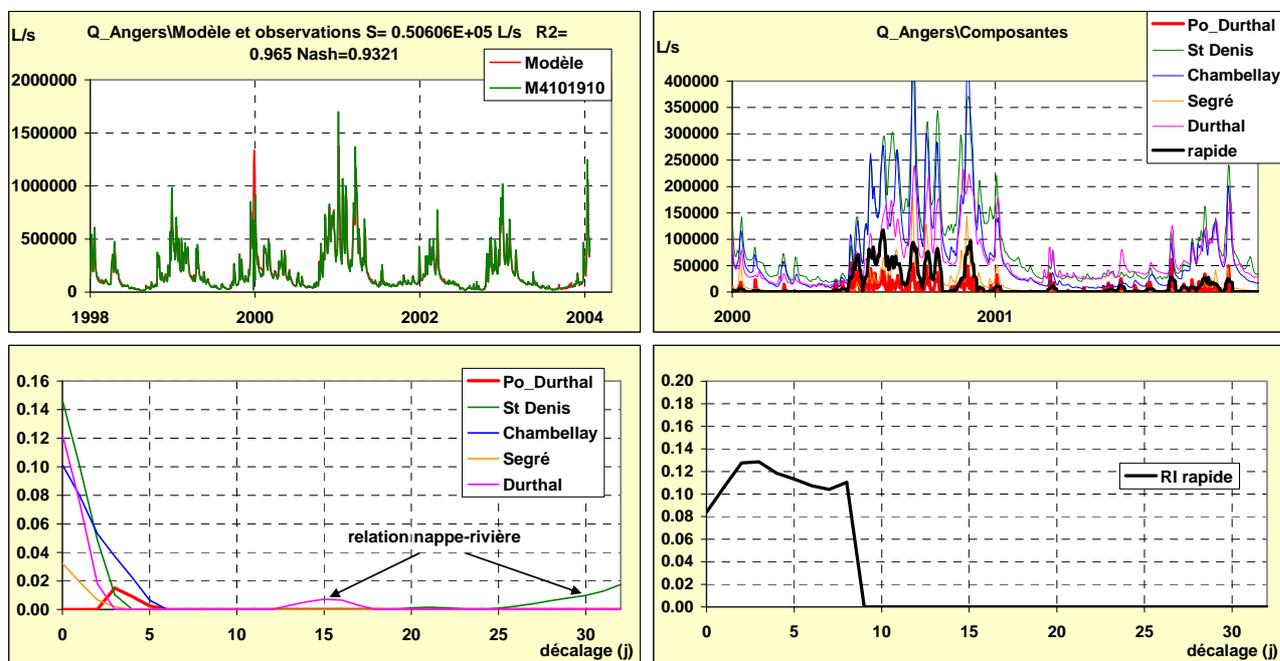


Figure 92 - La Maine à Angers – a) Comparaison modèle/Observations – b) Composantes : la composante rapide et la composante Po_Durthal représentent le ruissellement (la première étant étroitement liée à l'état de saturation des sols). Les composantes se référant aux débits amont mettent nettement en évidence des relations nappe-rivière en raison du caractère différé des réponses impulsionnelles du Loir et de la Sarthe – c) Composantes des réponses impulsionnelles lentes – d) Réponse impulsionnelle rapide.



**Centre scientifique et technique
Service Eau**

3, avenue Claude-Guillemin
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34