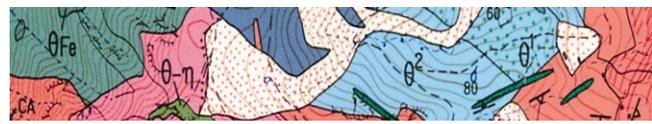
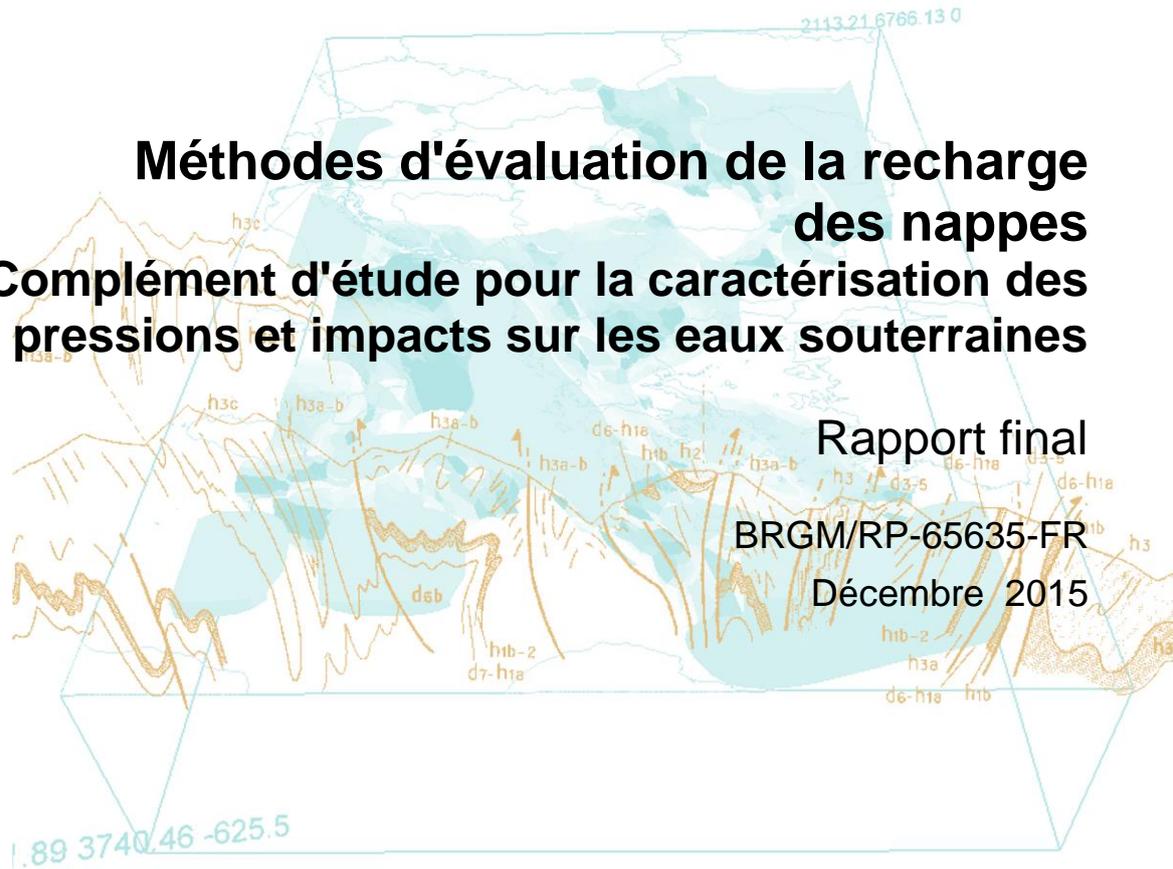


Document public



# Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines

Rapport final  
BRGM/RP-65635-FR  
Décembre 2015





Document public



# Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes

## Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines

Rapport final

BRGM/RP-65635-FR

Décembre 2015

Étude réalisée dans le cadre de la convention ONEMA-BRGM 2013-2015

**Jean-Jacques Seguin**

avec la collaboration de **Sandra Lanini, Yvan Caballero,  
Nadia Amraoui et Nolwenn Croiset**

**Vérificateur :**

Nom : Laurence Gourcy

Date : 07/03/2016

Signature :

**Approbateur :**

Nom : Yves Barthélémy

Date : 22/03/2016

Signature :



## RÉSUMÉ

Pour porter un diagnostic sur l'état quantitatif d'une masse d'eau souterraine ("bon état" ou "mauvais état"), le Guide national d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine préconise d'utiliser un test « *Balance* » nécessitant le calcul du rapport Prélèvements / Recharge. Se pose alors le problème de l'évaluation de la recharge d'une nappe.

Parmi l'ensemble des méthodes décrites dans les publications consultées, une sélection a été opérée pour ne retenir que les méthodes :

- applicables à des unités spatiales d'au moins quelques dizaines de km<sup>2</sup>,
- fournissant des résultats permettant d'obtenir des valeurs moyennes de la recharge sur des périodes de plusieurs années,
- permettant une agrégation des valeurs obtenues sur plusieurs unités spatiales de calcul, par exemple pour passer de l'échelle d'un petit bassin versant hydrographique à une masse d'eau,
- utilisables avec peu de paramètres et des données faciles à obtenir,
- peu coûteuses pour une application envisagée à l'échelle d'un bassin versant ou d'une masse d'eau.

Les méthodes retenues dans un premier temps se rangent en trois groupes :

- celles qui partent d'un bilan des flux (par exemple un bilan hydrologique) pour aboutir à la pluie efficace, qu'il s'agit ensuite de décomposer en ruissellement et infiltration ;
- celles qui partent de l'analyse de l'hydrogramme d'un cours d'eau, pour obtenir la part du débit du cours d'eau qui provient de la nappe connectée au cours d'eau, part que l'on appelle écoulement de base ("base flow") et qui permet d'accéder à la recharge (l'écoulement de base est assimilable à la recharge en l'absence de prélèvements significatifs, sinon ceux-ci doivent lui être ajoutés pour obtenir la recharge) ;
- celles qui partent de l'analyse des fluctuations d'une chronique piézométrique (*Water Table Fluctuation*)

Suite à une analyse de ces méthodes, trois d'entre-elles, basées sur la décomposition d'hydrogrammes, ont été sélectionnées et appliquées à 29 bassins versants ; leurs résultats ont été comparés entre eux et, quand cela était possible, aux résultats de modèles globaux et spatialisés. Les résultats obtenus ont permis de calculer, en moyenne sur une longue période de temps (supérieure à 10 ans le plus souvent) :

- un Base Flow Index (BFI), c'est-à-dire le rapport entre l'écoulement de base  $E_b$  et le débit total  $Q$  du cours d'eau.
- un rapport entre l'écoulement de base  $E_b$  et la pluie efficace  $P_{eff}$ , lorsque ces deux flux d'eau avaient été calculés par un modèle (spatialisé ou global).

Compte tenu de l'intérêt de ces méthodes de décomposition d'hydrogrammes, malgré quelques limitations mentionnées dans ce rapport, il a été jugé intéressant, pour réaliser le test "Equilibre prélèvement/ressource", de rechercher une relation entre l'IDPR<sup>1</sup> et le BFI d'une part et entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base/ Pluie efficace ( $E_b / P_{eff}$ ) d'autre part.

---

<sup>1</sup> L'IDPR (Indice de Développement et de Persistance des Réseaux) est un indicateur caractérisant de façon relative la capacité d'infiltration/ruissellement d'une unité spatiale.

L'étude a permis de montrer qu'il existe une relation approximativement linéaire (qu'il faudrait renforcer par de nouveaux résultats) entre ces deux ratios et l'IDPR.

A partir des droites de régression, des valeurs de coefficients d'infiltration en fonction de l'IDPR ont été proposées.



**Mots-clés :** DCE, Nappe libre, Recharge, Base Flow Index, Coefficient de récession, IDPR

**Niveau géographique :** National

**Couverture géographique :** France métropolitaine

**Niveau de lecture :** Professionnels, experts

**Correspondants ONEMA :**

Bénédicte Augeard, DAST, [benedicte.augeard@onema.fr](mailto:benedicte.augeard@onema.fr)

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

Seguin J.J. (2016) – Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes. Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines. BRGM/RP-65635-FR, 219 p., 106 ill., 49 tabl., 7 ann.

© BRGM, 2016, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

# Sommaire

<b>1. Contexte et objectif de l'étude .....</b>	<b>13</b>
<b>2. Rappels sur les préconisations pour l'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine et sur les tests d'évaluation effectués .....</b>	<b>15</b>
2.1. PROCÉDURE D'ÉVALUATION .....	15
2.1.1. Le test "Equilibre prélèvements/ressource" .....	15
2.1.2. Cas des nappes captives à forte inertie.....	18
2.2. GUIDE "PRESSIONS- IMPACTS" POUR LA MISE A JOUR DES ETATS DES LIEUX DCE...	19
2.2.1. Estimation de la recharge.....	19
2.2.2. Evaluation de l'impact .....	20
2.3. MISE EN ŒUVRE DU TEST ÉQUILIBRE PRÉLÈVEMENTS-RESSOURCE ET DIFFICULTÉS RENCONTRÉES .....	20
2.3.1. Bassin Rhin-Meuse .....	21
2.3.2. Bassin Seine-Normandie.....	22
2.3.3. Bassin Rhône-Méditerranée.....	23
2.3.4. Bassin Adour-Garonne.....	24
2.3.5. Bassin Loire-Bretagne.....	25
2.3.6. Bassin Artois-Picardie .....	26
2.3.7. Conclusion .....	27
2.4. REMARQUES SUR L'ÉVALUATION DES TENDANCES .....	27
2.4.1. Représentativité temporelle des chroniques de mesures.....	27
2.4.2. Significativité de la tendance .....	28
2.4.3. Représentativité spatiale .....	29
2.4.4. Proposition pour moduler le ratio Prélèvements/Recharge .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>3. Cadre de l'étude. Recensement des méthodes d'évaluation de la recharge et sélection .....</b>	<b>30</b>
3.1. CADRE DE L'ÉTUDE .....	30
3.1.1. Limitation à la recharge par les précipitations.....	30
3.1.2. Limitation aux méthodes applicables globalement à un hydrosystème.....	30
3.2. MÉTHODES SÉLECTIONNÉES.....	32
<b>4. Bilans des flux d'eau dans un hydrosystème et première approche de la recharge à partir de la pluie efficace-- .....</b>	<b>33</b>
4.1. LES DIFFÉRENTS BILANS .....	33

4.1.1	Bilan global .....	33
4.1.2	Bilan des flux dans une nappe .....	34
4.1.3.	Bilan simplifié des flux dans une nappe .....	34
4.1.4.	Bilan hydrologique .....	35
4.2.	CALCUL DE LA PLUIE EFFICACE.....	36
4.2.1.	SAFRAN et AURELHY .....	36
4.2.2.	Capacité de stockage du sol.....	40
4.2.3.	Méthode classique de Thornthwaite pour le calcul de la pluie efficace .....	40
4.2.4.	Méthode de Dingman pour le calcul de la pluie efficace .....	43
4.2.5.	Calcul par Météo-France .....	44
4.3.	PARTITION DE LA PLUIE EFFICACE ENTRE INFILTRATION ET RUISSELLEMENT.....	45
4.3.1.	L'indice IDPR .....	45
4.3.2.	Le modèle de surface ISBA .....	47
<b>5.</b>	<b>Méthodes basées sur la fluctuation des niveaux .....</b>	<b>51</b>
5.1.	PRINCIPE.....	51
5.1.1.	Calcul de l'élévation de niveau $\Delta H$ .....	51
5.1.2.	Exemple d'application de la méthode WTF-graphique .....	54
5.1.3.	Exemple théorique de la méthode WTF-MRC .....	56
5.1.4.	Limites de la méthode .....	57
5.2.	VARIANTES .....	58
5.2.1.	Détermination du coefficient d'emmagasinement.....	58
5.2.2.	Vérification dans le cas d'un hydrosystème très simple .....	59
5.3.	APPLICATION A UN AQUIFERE EN MILIEU FISSURÉ.....	60
<b>6.</b>	<b>Méthodes basées sur la décomposition d'hydrogrammes et le calcul d'un écoulement de base .....</b>	<b>63</b>
6.1.	PRINCIPE.....	63
6.2.	BASE FLOW INDEX.....	63
6.2.1.	Définition et calcul .....	63
6.2.2.	Méthode de l'Institut Hydrologique de Wallingford .....	65
6.2.3.	Méthode mise en œuvre dans le logiciel PART de l'USGS.....	66
6.3.	MÉTHODES DES FILTRES RÉCURSIFS .....	69
6.3.1.	Méthodes .....	69
6.3.2.	Discussions .....	70
<b>7.</b>	<b>Calcul de la recharge à partir d'un coefficient de récession caractérisant un hydrogramme.....</b>	<b>75</b>

7.1.	COURBES DE RÉCESSION.....	75
7.1.1.	Définition.....	75
7.1.2.	Modélisation classique d'une courbe de récession.....	75
7.1.3.	Exemple.....	77
7.2.	AUTRES FORMULES POUR LES COURBES DE RÉCESSION .....	78
7.2.1.	Formule de Boussinesq (1904) .....	78
7.2.2.	Formule de Coutagne (1948).....	78
7.2.3.	Exemple .....	78
7.2.4.	Formules de Mangin pour aquifères karstiques .....	80
7.3.	GÉNÉRALISATION DU CALCUL DES COEFFICIENTS DE RÉCESSION .....	80
7.3.1.	Principe de base et méthodes .....	80
7.3.2.	Deux méthodes utilisant une analyse des segments de récession.....	81
7.3.3.	Construction d'une "Master Recession Curve" avec la méthode de Posavec.....	86
7.4.	CALCUL DE LA RECHARGE AVEC LA METHODE RORA.....	89
7.4.1.	Méthode mise en œuvre dans le programme RORA de l'USGS .....	89
7.4.2.	Exemple .....	90
<b>8.</b>	<b>Modèles spatialisés et recharge .....</b>	<b>93</b>
8.1.	EXEMPLE 1 : IDPR ET PARTITION A PRIORI DE LA PLUIE EFFICACE .....	93
8.2.	EXEMPLE 2 : SAFRAN, IDPR ET MODÈLE GLOBAL.....	95
<b>9.</b>	<b>Inter-comparaison des méthodes.....</b>	<b>97</b>
9.1.	MODÈLE DE LA NAPPE DE LA CRAIE DANS LA SOMME .....	97
9.1.1.	Caractéristiques du modèle .....	97
9.1.2.	Sous-bassins sélectionnés et caractérisation .....	99
9.1.3.	Flux d'eau calculés par le modèle dans les trois bassins .....	105
9.1.4.	Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W .....	106
9.1.5.	Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA .....	111
9.1.6.	Comparaison de l'ensemble des méthodes .....	113
9.1.7.	Evaluation de la recharge .....	114
9.2.	LE MODÈLE DU BAJOCIEN-BATHONIEN EN NORMANDIE .....	115
9.2.1.	Caractéristiques du modèle .....	115
9.2.2.	Sous-bassins retenus et caractérisation .....	117
9.2.3.	Résultats du modèle .....	118
9.2.4.	Calcul des coefficients de récession.....	122
9.2.5.	Calcul de l'écoulement de base par les méthodes BFI_W, PART et RORA et comparaison avec les valeurs du modèle.....	123

9.2.6. Evaluation de la recharge .....	126
9.3. SIX BASSINS VERSANTS EN BOURGOGNE.....	128
9.3.1. Caractéristiques .....	128
9.3.2. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W .....	131
9.3.3. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA .....	137
9.3.3. Synthèse des résultats .....	139
9.4. DEUX BASSINS EN ILE-DE-FRANCE .....	141
9.4.1. Bassin du Fusain.....	142
9.4.2. Bassin du Grand Morin .....	146
9.4.3. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W .....	148
9.4.4. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA .....	150
9.5. HUIT BASSINS VERSANTS EN CHAMPAGNE.....	152
9.5.1. Caractérisation .....	152
9.5.2. Résultats des modélisations globales.....	153
9.5.3. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode BFI-W .....	154
9.5.4. Synthèse des résultats .....	161
9.6. TROIS BASSINS EN ZONE DE SOCLE.....	163
9.6.1. Bassins de l'Arguenon et du Gouët en Bretagne .....	163
9.6.2. Bassin de l'Isle.....	170
9.5.4. Synthèse des résultats .....	172
9.7. SYSTÈMES KARSTIQUES.....	174
<b>10. Conclusions .....</b>	<b>177</b>

## Liste des figures

Figure 1 – Les étapes du test " Equilibre prélèvement/ressource" .....	16
Figure 2 - Influence des durées d'acquisition des mesures sur la mise en évidence des tendances .....	28
Figure 3 – Modèle du Jurassique en Poitou-Charentes. Sens des échanges globaux par tonçon pour l'année 2007 .....	31
Figure 4 - Impluvium des systèmes karstiques de la Loue (droite) et du Lison (gauche) et mailles SAFRAN correspondantes (Caballero et al., 2015). .....	37
Figure 5 – Modèle de la plaine de Caen : zones de 100 mm d'amplitude délimitées d'après la grille AURELHY de Météo-France .....	38
Figure 6 - Comparaison entre pluviométries moyennes 1971-2000 fournies par AURELHY et valeurs calculées à partir des données des stations météorologiques.....	38
Figure 7 – Moyennes interannuelles des précipitations en France, période 1981-2010 .....	39
Figure 8 – Algorithme de calcul de la pluie efficace.....	42
Figure 9 – Algorithme de Dingman.....	43

Figure 10 – Grille des précipitations efficaces : moyennes interannuelles sur la période 1981-2010 .....	44
Figure 11 – Carte de l'IDPR calculé au pas d'espace de 25 m (à l'aide du MNT de l'IGN à la résolution de 25 m, fourni par le SCHAPI dans le cadre d'une convention de mise à disposition. ....	46
Figure 12 – ISBA-3L (J.P. Vergnes, 2012).....	49
Figure 13 – Comparaison entre ISBA-3L et ISBA-DF (J.P. Vergnes, 2012).....	50
Figure 14 - Passage de $\Delta H$ à $\Delta H_c$ .....	52
Figure 15 – Trois façons d'utiliser la méthode WTF (Nimmo et al., 2014) .....	53
Figure 16 - Approche WTF-MRC pour estimer l'élévation annuelle du niveau d'eau (Delin, 2007) .....	54
Figure 17 – Exemple d'application de la méthode Water Table Fluctuation .....	55
Figure 18 – Illustration de la méthode WTF-MRC.....	56
Figure 19 - Exemple de vidange théorique d'un réservoir après recharge .....	60
Figure 20 – Exemple d'application de la méthode Water Table Fluctuation en Inde .....	62
Figure 21 - Exemple de décomposition d'hydrogrammes dans deux bassins de caractéristiques différentes et valeurs correspondantes du BFI .....	64
Figure 22 – Ecoulement de base dans le bassin du Luri en Corse. ....	66
Figure 23 – Algorithme du calcul de l'écoulement de base mis en œuvre dans le logiciel PART .....	67
Figure 24 – Exemple de construction d'un écoulement de base .....	68
Figure 25 - Détermination du débit de base « stable » par analyse de l'évolution du débit de base cumulé au cours d'une année (Kao et al., 2012). ....	71
Figure 26 –Filtre d'Eckhardt appliqué à l'hydrogramme du Luri, en Corse (oct. 2003 à sept. 2004).....	73
Figure 27 – Comparaison de la méthode du BFI-Wallingford avec 2 méthodes de filtrage pour le calcul de l'écoulement de base du Luri sur l'année 2005. (Caballero et al., 2015) .....	74
Figure 28 - Hydrogramme en coordonnées semi-logarithmiques .....	75
Figure 29 – Hydrogramme de l'Elbow River (P. Meyboom, 1961).....	77
Figure 30 – Ajustement de 3 courbes sur une séquence de récession de l'hydrogramme du Luri (Corse) selon les formules de Maillet, Boussinesq et Coutagne.....	79
Figure 31 – Exemple d'historique des durées de récession d'une chronique de débits. ....	82
Figure 32 – Découpage d'une période de récession en segments de récession et diagramme de corrélation.....	83
Figure 33 – Chronique théorique de débits avec 5 phases de récession .....	84
Figure 34 – Courbe des débits classé de la chronique théorique. ....	84
Figure 35 – Diagramme ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) .....	85
Figure 36 – Diagramme ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) .....	85
Figure 37 – Organigramme de la méthode Posavec .....	87
Figure 38 – Illustration de la méthode Posavec. ....	88
Figure 39 – Test de sensibilité à la condition d'antécédence.....	91
Figure 40 - Spatialisation de la pluie efficace : modèle du Jurassique de Poitou-Charentes (anté 2015) .....	94
Figure 41 - Mailles Safran utilisées comme zones climatiques dans le modèle du Jurassique .....	95
Figure 42 – Construction de "zones de sol" par croisement d'une grille d'IDPR et d'une grille de "RU" ...	96

Figure 43 - Extension du modèle de la Somme, cours d'eau intégrés et stations de jaugeage. ....	98
Figure 44 – Localisation des bassins de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle .....	100
Figure 45 - Courbe des débits classés de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle .....	101
Figure 46 – Comparaison des débits mesurés et des débits simulés, Avre, Hallue et Selle .....	102
Figure 47 – Evolution des niveaux de nappe dans les bassins de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle.....	103
Figure 48 - Corrélogramme des débits de l'Avre, de la Selle et de l'Hallue .....	104
Figure 49 – Avre : écoulement de base et débits classés.....	108
Figure 50 – Selle : écoulement de base et débits classés .....	109
Figure 51 – Hallue : écoulement de base et débits classés.....	110
Figure 52 – Méthode des corrélations : diagrammes $Q_{t-1} - Q_t$ (Avre, Selle, Hallue) .....	111
Figure 53 – Extension du modèle et principales formations géologiques affleurantes .....	115
Figure 54 - Bassins versants de la plaine de Caen modélisés avec GARDENIA.....	117
Figure 55 - Bassins versants étudiés et valeurs de l'IDPR sur l'extension du modèle.....	118
Figure 56 - Comparaison des débits mesurés et des débits simulés (moyennes mensuelles) : Mue, Seulles et Rouvre .....	120
Figure 57 - Méthode des corrélations : diagrammes $Q_{t-1} - Q_t$ pour la Mue et la Rouvre.....	122
Figure 58 – La Mue : écoulement de base et débits classés .....	124
Figure 59 – La Rouvre : écoulement de base et débits classés .....	125
Figure 60 – Bassins de la Somme et de la plaine de Caen : relation entre l'IDPR .....	127
Figure 61 - Bassins de la Somme et de la plaine de Caen : relation entre l'IDPR et le BFI .....	127
Figure 62 – Localisation de 6 bassins du projet HYCCARE- Bourgogne et IDPR.....	128
Figure 63 – Géologie de la zone des six bassins versants en Bourgogne .....	130
Figure 64 – Méthode du BFI appliquée à l'Armançon.....	131
Figure 65 – Application de la méthode du BFI-W à l'Arroux .....	132
Figure 66 – Application de la méthode du BFI au Serein.....	133
Figure 67 – Application de la méthode du BFI à la Seille .....	134
Figure 68 – Application de la méthode du BFI au Nohain.....	135
Figure 69 – Application de la méthode du BFI à l'Ource.....	136
Figure 70 – Bourgogne : coefficients de récession des hydrogrammes des 6 cours d'eau.....	138
Figure 71 – Six bassins en Bourgogne : relation entre IDPR et BFI .....	139
Figure 72 – Somme, Plaine de Caen et Bourgogne : relation entre IDPR et BFI .....	140
Figure 73 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne : relation entre l'IDPR.....	140
Figure 74 - Localisation des bassins du Fusain (amont Courtempeirre) et du Grand Morin et IDPR.....	141
Figure 75 - Coupe hydrogéologique SO-NE du bassin du Fusain.....	142
Figure 76 – Formations géologiques présentes dans le bassin du Fusain .....	143
Figure 77 – Localisation de la station hydrométrique de Courtempeirre .....	144
Figure 78 – Simulation des débits du Fusain à la station de Courtempeirre (axe des débits en log).....	145
Figure 79 – Localisation du bassin du Grand Morin.....	146

Figure 80 – Grand Morin : résultats du calage Niveau-Débits .....	147
Figure 81 - Application de la méthode BFI-W au Fusain .....	148
Figure 82 – Application de la méthode BFI-W au Grand Morin .....	149
Figure 83 – Coefficients de récession des chroniques de débits de trois cours d'eau (Ile-de-France) ...	150
Figure 84 - Somme, Plaine de Caen, Bourgogne et IDF : relation entre IDPR et BFI .....	151
Figure 85 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne et IDF : relation entre l'IDPR ..	151
Figure 86 – Localisation des 8 bassins versants en Champagne.....	153
Figure 87 - Application de la méthode du BFI-W à la Barbuise (Champagne) .....	155
Figure 88 - Application de la méthode du BFI-W à l'Huitrelle (Champagne) .....	156
Figure 89 - Application de la méthode du BFI-W à l'Auve (Champagne) .....	157
Figure 90 - Application de la méthode du BFI-W à la Retourne (Champagne) .....	158
Figure 91 – Application de la méthode du BFI-W à l'Ardusson (Champagne).....	159
Figure 92 – La Vanne (Champagne) : écoulement de base et BFI calculés avec la méthode BFI-W....	160
Figure 93 – Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF et Champagne : relation entre l'IDPR et le BFI .....	162
Figure 94 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF et Champagne : relation entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base /Pluie efficace ( $Q_b\_M / Peff\_M$ ).....	162
Figure 95 – Bassin versant de l'Arguenon, à l'amont du barrage. ....	163
Figure 96 – Bassin versant du Gouët à l'amont de la station de Ploufragan .....	164
Figure 97 - IDPR dans les bassins de l'Arguenon et du Gouët.....	164
Figure 98 – Arguenon et Gouët : résultats du calage sur les débits (Logiciel Gardénia) .....	166
Figure 99 – Application de la méthode du BFI-W au bassin de l'Arguenon.....	167
Figure 100 – Application de la méthode du BFI-W au bassin du Gouët.....	168
Figure 101– Coefficients de récession des chroniques de débits de trois cours d'eau (Ile-de-France) ..	169
Figure 102 – Bassin hydrographique de l'Isle et IDPR.....	170
Figure 103 – Application de la méthode du BFI-W au bassin de l'Isle.....	171
Figure 104 – Diagramme $Q_{t-1}$ - $Q_t$ de la méthode MRC-corrélation.....	172
Figure 105 – Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF, Champagne, Bretagne et Limousin : relation entre l'IDPR et le BFI.....	173
Figure 106 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF, Champagne, Bretagne : relation entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base /Pluie efficace ( $Q_b/Peff$ ).....	173

## Liste des tableaux

Tableau 1 – Caractérisation des niveaux de pression pour les masses d'eau libre du bassin Rhin-Meuse .....	21
Tableau 2 – Impact des prélèvements sur les cours d'eau associés aux masses d'eau alluviales du bassin Rhin-Meuse.....	22
Tableau 3 - Caractérisation des niveaux de pression pour les masses d'eau captives.....	22
Tableau 4 – Méthodes de calcul de la recharge utilisées dans les tests et ratios Prélèvements / Recharge .....	27

Tableau 5 – Exemples de valeurs des paramètres entrant dans le calcul de la réserve utile d'un sol.....	41
Tableau 6 – Valeurs de l'indice IDPR caractérisant l'importance relative de l'infiltration et du ruissellement .....	45
Tableau 7 - Variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'ISBA en mode forcé .....	47
Tableau 8 – Flux et stocks d'eau dans ISBA (J.P. Vergnes, 2012) .....	48
Tableau 9 – Exemple de calcul d'un écoulement de base .....	65
Tableau 10 - Classes d'IDPR retenues en fonction de la valeur de l'IDPR et répartition de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement. ....	93
Tableau 11 – Superficie et IDPR des bassins de l'Avre, de de l'Hallue et de la Selle .....	99
Tableau 12 – Débits caractéristiques de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle (en m <sup>3</sup> /s).....	101
Tableau 13 – Flux d'eau calculés par le modèle dans les 3 bassins .....	105
Tableau 14 – Comparaison des BFI-W avec les BFI issus du modèle de la Somme.....	106
Tableau 15 – Coefficients de récession calculés selon 3 méthodes, Avre, Selle et Hallue .....	112
Tableau 16 – BFI calculés avec les méthodes PART et RORA.....	112
Tableau 17 – Comparaison des écoulements de base .....	113
Tableau 18 – Comparaison des recharges dans les bassins de l'Avre, de la Selle et de l'Hallue .....	114
Tableau 19 – IDPR, BFI et rapport Recharge/Pluie efficace.....	114
Tableau 20 - Couches du modèle hydrogéologique de la plaine de Caen .....	116
Tableau 21 – Modèle de la plaine de Caen : cours d'eau choisis .....	117
Tableau 22 - Superficie et IDPR des 4 bassins de la plaine de Caen .....	118
Tableau 23 - Flux d'eau calculés à l'aide du modèle maillé dans 4 bassins versants de la zone d'étude .....	119
Tableau 24 – Coefficients de récession pour la Mue et la Rouvre .....	122
Tableau 25 – Comparaison des écoulements de base pour la Mue et la Seulles .....	123
Tableau 26 – Comparaison des recharges dans les bassins de la Mue et de la Rouvre .....	126
Tableau 27 – IDPR, BFI et rapport Ecoulement de base /Pluie efficace pour 4 bassins de la plaine de Caen .....	126
Tableau 28 – Caractéristiques des six bassins de étudiés (Bourgogne) .....	129
Tableau 29 – Pluie efficace et rapport Ecoulement de base / Pluie efficace (résultats Gardénia) .....	129
Tableau 30 – BFI, Pluie efficace et rapport Ecoulement de base / Pluie efficace .....	137
Tableau 31 – Coefficients de récession des 6 cours d'eau.....	137
Tableau 32 – Bourgogne : comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W,PART et RORA .....	139
Tableau 33 – IDPR moyen des bassins du Fusain et du Grand Morin .....	141
Tableau 34 – Fusain : pluie efficace et rapport Ecoulement lent / Pluie efficace (résultats Gardénia)....	145
Tableau 35 – Pluie efficace et rapport Ecoulement lent / Pluie efficace (résultats Gardénia) .....	147
Tableau 36 – Coefficients de récession du Fusain et du Grand Morin .....	150
Tableau 37 – Comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W,PART et RORA.....	150
Tableau 38 – Fusain et Grand Morin : BFI, Pluie efficace et rapport Ecoulement de base / Pluie efficace .....	151

Tableau 39 - Superficie et IDPR des 9 bassins de Champagne étudiés .....	152
Tableau 40 – Bilans des modélisations globales .....	154
Tableau 41 - Bassins versants de Champagne : comparaison des résultats Gardénia et BFI-W .....	161
Tableau 42 – Pluie efficace et rapport Ecoulement de base / Pluie efficace (résultats Gardénia) .....	165
Tableau 43 – Coefficients de récession du Fusain et du Grand Morin .....	169
Tableau 44 – Comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W, PART et RORA.....	169
Tableau 45 – Comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W, PART et RORA.....	172
Tableau 46 - Bassins versants de Champagne : comparaison des résultats Gardénia et BFI-W.....	172
Tableau 47 – Valeurs théoriques issues des équations de régression entre IDPR, BFI et Qb/peff .....	178
Tableau 48 – Quelques points de vue sur les méthodes d'évaluation de la recharge, dont le calcul du base flow.....	179
Tableau 49 – Proposition de valeurs de coefficients d'infiltration en fonction de l'IDPR .....	180

## Liste des annexes

Annexe 1 - Différentes formulations du coefficient de récession .....	184
Annexe 2 – Recharge et vidange d'un réservoir .....	189
Annexe 3 – Calcul de la recharge par la méthode de Rorabaugh .....	193
Annexe 4 - Une formule de calcul du débit drainé par un cours d'eau .....	201
Annexe 5 – Calcul de coefficients de récession avec la méthode Posavec .....	205
Annexe 6 – Méthode des chlorures.....	211
Annexe 7- Méthode cartographique APLIS.....	215





## 1. Contexte et objectif de l'étude

La mise en œuvre de la Directive cadre européenne sur l'eau (DCE) conduit les États membres à développer et harmoniser l'ensemble des méthodes d'évaluation de l'état des eaux, dont notamment l'état quantitatif des eaux souterraines. L'état des lieux se décline en plusieurs phases dont la caractérisation des masses d'eau, l'analyse des pressions et l'évaluation du risque de non-respect des objectifs. Pour le premier cycle d'évaluation de l'état quantitatif (2010-2015) les règles d'évaluation, rassemblées dans plusieurs guides, dont le "*Guide pressions-Impacts pour la mise à jour de l'état des lieux DCE*" et le "*Guide d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine*" inclus dans la circulaire du 23 octobre 2012 ont été appliquées dans les 6 bassins hydrographiques de France. Actuellement, de nombreux travaux sont menés pour faire évoluer les méthodes d'évaluation en lien avec les exigences de la DCE. L'étude dont ce rapport rend compte contribue à ces travaux.

Le bilan qui a été fait de l'exercice de l'état des lieux 2013, sur l'application des tests d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraines et de l'estimation des pressions et impacts liés aux prélèvements selon les méthodologies nationales, a fait ressortir les limites de ces estimations et les difficultés d'évaluation de certaines de leurs composantes, en particulier l'évaluation de la recharge des nappes. La connaissance de la recharge est en effet nécessaire au *Test Equilibre prélèvements-ressource* et à l'évaluation de la pression significative.

Le guide national "*Pressions-Impacts*" (Partie III, Dispositifs de caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines, v3, 2012) propose quelques méthodes d'évaluation de la recharge des nappes. En effet, s'il est aisé d'obtenir la pluie efficace, soit directement auprès de Météo-France, soit indirectement par bilan hydrique (à partir de la pluie et de l'ETP, en déduisant la capacité de stockage des sols), il est moins immédiat de réaliser une partition de cette pluie efficace en ruissellement et infiltration (celle-ci représentant la recharge des nappes). Dans l'unité spatiale considérée, par exemple un bassin hydrographique, le rapport entre ces deux flux dépend en effet de nombreux paramètres : caractéristiques du bassin (dont le relief, la densité du réseau hydrographique, la couverture végétale), des sols et du sous-sol (en particulier la perméabilité).

De cette difficulté, il résulte qu'il n'existe pas à l'échelle du territoire national une grille de valeurs de l'infiltration ou du ratio infiltration / pluie efficace.

Pour l'estimation de la partition de la pluie efficace entre recharge et ruissellement, le guide *Pressions-Impacts* propose de retenir :

" par ordre de priorité :

- 1- les valeurs obtenues à partir de modèles locaux calés pour la masse d'eau concernée,
- 2- des méthodes disponibles localement et donnant les résultats les plus satisfaisants pour les hydrogéologues régionaux".

À l'échelle des aquifères, plusieurs méthodes existent pour le calcul de la recharge, chacune avec ses limitations et son domaine propre d'application spatial et temporel. Depuis plus de 50 ans paraissent des articles consacrés à telle ou telle méthode, citons par exemple en 1961 "*Estimating groundwater recharge from stream hydrographs* (Meyboom P., Journal of Geophysical Research, vol. 66, 1961) et très récemment, paru en juillet 2015 "*Spatial distribution of groundwater recharge and base flow : assessment of controlling factors*" (Zomlot Z. et al., Journal of Hydrology, vol. 4, 2015).

Cette abondance non seulement d'articles, mais aussi de synthèses, de guides, voire d'ouvrages (une sélection est fournie en références bibliographiques) témoigne non seulement de la difficulté du problème mais aussi de son importance.

La présente étude, réalisée dans le cadre de la convention Onema/BRGM n'a pas pour objectif de recenser toutes les méthodes d'évaluation de la recharge, quelles que soient les échelles d'espace et de temps, de les analyser et d'en préciser les limites. Elle s'est focalisée sur les méthodes susceptibles d'être appliquées pour l'évaluation de l'état quantitatif des eaux souterraines et des pressions et impacts au sens de la DCE. Une sélection a donc été opérée pour ne retenir que les méthodes :

- applicables à des unités spatiales d'au moins quelques dizaines de km<sup>2</sup>,
- fournissant des résultats permettant d'obtenir des valeurs moyennes de la recharge sur des périodes de plusieurs années,
- permettant une agrégation des valeurs obtenues sur plusieurs unités spatiales de calcul, par exemple pour passer de l'échelle d'un petit bassin versant hydrographique à une masse d'eau,
- utilisables avec peu de paramètres et des données faciles à obtenir,
- peu coûteuses pour une application envisagée à l'échelle d'un bassin versant ou d'une masse d'eau.

Les méthodes sélectionnées ont été appliquées à différents contextes hydrogéologiques où une évaluation de la recharge avait été faite par modélisation (globale et/ou spatialisée), ce qui a permis d'établir des comparaisons entre méthodes.

Parallèlement, et en interaction avec elle, une étude réalisée par Caballero, et al. (*Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône-Méditerranée et Corse*. Rapport de fin de 1<sup>ère</sup> année. BRGM/RP-64779-FR, 2015) a permis d'appliquer certaines des méthodes exposées dans ce rapport à plusieurs aquifères karstiques du bassin Rhône-Méditerranée. Un résumé de cette étude sera présenté au chapitre 9. Les méthodes utilisées ont été rassemblées dans un outil fonctionnant sous Excel : ESPERE (Lanini S., Caballero Y., Manuel utilisateur ESPERE, version 1.5. Rapport BRGM/RP-65164-FR, 2015).



## 2. Rappels sur les préconisations pour l'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine et sur les tests d'évaluation effectués

### 2.1. PROCÉDURE D'ÉVALUATION

La procédure d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine est décrite en Annexe IV de la circulaire DEVL1227826C relative à l'application de l'arrêté du 17 décembre 2008 : *Guide d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine* (Septembre 2012).

Cette circulaire stipule que :

*" L'évaluation du bon état quantitatif consiste en la réalisation d'un certain nombre de tests qui correspondent aux conditions qui définissent le bon état quantitatif d'une masse d'eau souterraine (cf. guide européen n°18 édité en 2009).*

*Les tests seront réalisés a minima pour les masses d'eau à risque, c'est-à-dire à celles identifiées en 2005 comme risquant de ne pas atteindre le bon état quantitatif en 2015 mais également pour les masses d'eau à enjeux (exemple les ZRE). "*

La description du test "Equilibre prélèvements/ressource" qui suit est extraite de l'annexe IV de cette circulaire.

#### 2.1.1. Le test "Equilibre prélèvements/ressource"

Ce test s'effectue à l'échelle globale de la masse d'eau et permet d'évaluer l'équilibre entre la ressource disponible et les prélèvements.

Il comprend une condition initiale puis 4 étapes de calcul ou d'estimation à réaliser et enfin une condition finale qui permet la caractérisation de l'état de la masse d'eau pour ce test (figure 1 ci-après).

Ce qui suit correspond au § 3.3 de l'annexe IV.

##### Condition initiale

*La condition initiale consiste à évaluer la tendance évolutive sur le long terme des niveaux issus de la surveillance quantitative de la masse d'eau. Cette évaluation peut être menée à dire d'expert ou être réalisée à partir d'outils statistiques.*

*Si la tendance est à la baisse, alors les étapes suivantes du test sont à réaliser. Si ce n'est pas le cas, alors la masse d'eau est considérée en bon état pour ce test d'équilibre entre prélèvements et ressources.*

*Les données issues des réseaux de surveillance sont utilisées pour évaluer cette tendance. Dans le cas où ces données ne sont pas ou peu fiables ou insuffisantes pour déterminer une tendance à la baisse des niveaux d'eau due aux prélèvements, les étapes suivantes du test sont à réaliser.*

##### Étapes suivantes

*Dans un deuxième temps si la condition initiale n'est pas respectée, il s'agit de calculer la recharge, d'estimer la contribution des eaux souterraines au soutien des rivières et écosystèmes terrestres dépendants puis de déterminer les prélèvements en nappe.*

*L'idée est d'effectuer un **bilan des flux dans l'hydrosystème** en confrontant notamment l'évaluation de la moyenne annuelle à long terme des prélèvements à celle de la ressource en eau souterraine disponible. Cette dernière est une valeur approximative, basée sur **la recharge***

**soustraite de l'écoulement requis pour assurer l'état écologique des eaux de surface et des écosystèmes terrestres dépendants.**

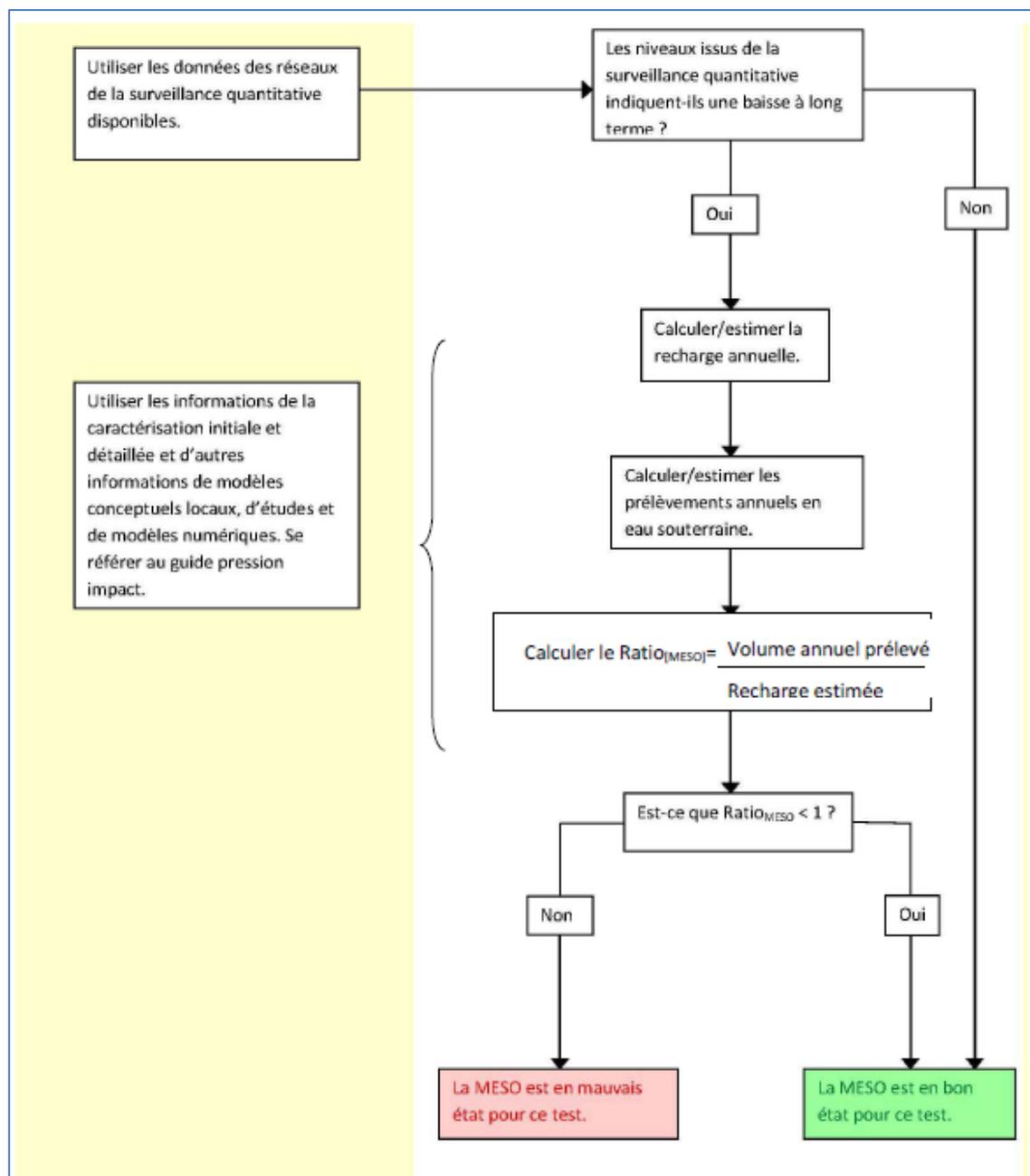


Figure 1 – Les étapes du test " Equilibre prélèvement/ressource"

*Selon les connaissances disponibles, les échanges avec les autres masses d'eau devront être pris en compte.*

*D'après le guide européen, « la recharge moyenne annuelle devra être estimée pour la masse d'eau entière, en incluant toutes les eaux de recharge provenant éventuellement de l'extérieur (par exemple, eau de ruissellement provenant de couches imperméables adjacentes) ».*

*Les principes des relations nappe-rivière et nappe-écosystème sont donc en théorie partie prenante de ce test et le bon fonctionnement des eaux de surface ainsi que des écosystèmes terrestres associés en est un facteur limitant. Une des exigences serait donc d'estimer si oui ou non la nappe participe au soutien en étiage d'un écoulement de surface.*

*Le volume de ces écoulements devra donc être évalué ainsi que les impacts des prélèvements d'eau souterraine sur celui-ci. Il est important de souligner que c'est ici la valeur moyenne annuelle de la contribution des eaux souterraines au débit des cours d'eau qui est évaluée tandis que, lors de la mise en œuvre du test « eaux de surface », la saisonnalité de cette contribution est prise en compte.*

***En pratique, dans la majorité des cas, on sera contraint de se limiter à la recharge par manque de connaissances/données sur les débits minimum biologiques et l'état des écosystèmes terrestres d'une part et les volumes d'écoulement entre nappe et cours ou nappe et écosystème terrestre d'autre part.***

*Une fois la ressource en eau souterraine disponible évaluée, le **taux de prélèvements moyens annuels** devra également être évalué à l'échelle de la masse d'eau considérée et pourra inclure certaines incidences localisées ayant comme origine la présence de carrières ou celle d'un système de drainages artificiels. La décision de comptabiliser ou non les eaux souterraines prélevées mais qui sont ensuite réinjectées dans le sol ou dans une rivière (cas de l'irrigation ou de pompage continu dans les carrières) pourra si nécessaire se baser sur une étude hydrogéologique. Cette notion d'évaluation des prélèvements à l'échelle des masses d'eau est primordiale.*

*Dans le cas d'échange de flux avec des masses d'eau voisines, que cela soit sous la forme d'arrivée d'eau (recharge) ou de sortie d'eau, il conviendra d'en tenir compte pour l'estimation du bilan. Une solution peut être le regroupement des masses d'eau concernées.*

*Enfin il s'agit d'estimer l'équilibre entre les prélèvements et la ressource, on utilisera pour ce faire la méthodologie définie dans le guide pression impact afin de déterminer un ratio volume annuel prélevé/recharge estimée.*

*Ce ratio sera donc estimé pour chaque masse d'eau souterraine libre comme suit :*

$$\text{Ratio[MESO]} = \text{Volume annuel prélevé} / \text{Recharge estimée}$$

*Si ce ratio est inférieur à 1, la masse d'eau est en bon état pour ce test (le volume annuel prélevé est inférieur à la recharge estimée). Si ce ratio est supérieur à 1, la masse d'eau est en mauvais état pour ce test (le volume annuel prélevé est supérieur à la recharge estimée) .*

*Dans certains contextes hydrogéologiques (exemple : le karst), les estimations de ce test seront parfois difficiles à mener si bien qu'il existera des incertitudes qu'il conviendrait d'enregistrer. Elles peuvent également être prises en compte dans une évaluation du niveau de confiance associé aux conclusions sur l'état de la masse d'eau pour ce test.*

### 2.1.2. Cas des nappes captives à forte inertie

Ce qui suit correspond aussi au § 3.3 de l'annexe IV.

*"Les spécificités des nappes captives à forte inertie<sup>2</sup>, notamment du bassin aquitain, ont entraîné la nécessité de préciser leur fonctionnement.*

*En général, une nappe captive n'est pas enfermée dans un aquifère isolé : elle est en liaison hydraulique plus ou moins forte avec les aquifères situés au dessus et au dessous dont elle est séparée par des formations peu perméables (les épontes).*

*Des échanges de flux plus ou moins importants suivant le degré d'imperméabilité des épontes et leur épaisseur peuvent se produire par drainance entre la nappe captive considérée et la nappe située au dessus et celle située au dessous : la nappe captive peut recevoir de l'eau en provenance soit de l'aquifère supérieur, soit de l'aquifère inférieur, soit des deux, mais elle peut aussi fournir de l'eau aux aquifères encadrant (alors même qu'elle peut être en déséquilibre).*

*La nappe captive peut aussi être alimentée par les précipitations au niveau des affleurements de la formation géologique qui la contient. L'importance de cette alimentation directe sera fonction de la superficie des affleurements. Pour certains aquifères, les affleurements sont réduits, rendant la nappe profonde tributaire des flux de drainance pour le maintien de son équilibre si elle est exploitée. Si les épontes supérieure et inférieure sont très peu perméables, les flux de drainance seront très réduits et des prélèvements excédant la recharge par les affleurements conduiront à une situation de surexploitation.*

*Dans ce cas, l'évaluation de la ressource disponible doit donc prendre en compte non seulement la recharge par infiltration au niveau des affleurements de l'aquifère, mais aussi la recharge à partir des affleurements des autres aquifères du système ainsi que les flux de drainance. Une modélisation du système multicouches peut être nécessaire pour permettre de quantifier ces flux et d'apprécier la conséquence des prélèvements opérés.*

*Contrairement à un aquifère à nappe libre, un aquifère à nappe captive à forte inertie est caractérisé par une forte diffusivité (rapport perméabilité sur coefficient d'emmagasinement) qui le rend très réactif à des modifications de son régime hydrodynamique, en particulier à une augmentation ou à une réduction des prélèvements.*

*L'équilibre hydrodynamique d'une nappe captive, dont le régime initial a été modifié plus ou moins durablement par des prélèvements, se met en place par une double réaction se déroulant sur deux échelles de temps : une réaction de la nappe elle-même, relativement rapide (par transfert de pression), et une réaction du système multicouches, auquel elle peut être plus ou moins liée hydrodynamiquement, reportant l'atteinte de l'équilibre sur le long terme.*

*Ainsi il est possible que les niveaux baissent alors que les prélèvements n'augmentent plus. Il s'agit d'un état transitoire précédant le retour à l'équilibre, équilibre qui sera atteint au bout d'un temps plus ou moins long en fonction de l'inertie du système multicouches. Cet équilibre doit être atteint à des niveaux permettant d'atteindre les objectifs de qualité écologique des eaux de surface associées fixés à l'article 4, d'éviter toute diminution significative de l'état écologique de ces eaux, d'éviter toute dégradation significative des écosystèmes terrestres associés et de ne pas occasionner d'invasion salée ou autre.*

*L'indication du temps nécessaire au retour à l'équilibre (hors tendances naturelles) et aux niveaux correspondant à cet état d'équilibre peut être obtenue par modélisation.*

---

<sup>2</sup> Une nappe captive profonde est beaucoup plus réactive qu'une nappe libre (elle a une forte diffusivité). Par inertie, il faut donc entendre un temps de rééquilibrage qui peut-être long (par exemple suite à une augmentation des prélèvements) quand la nappe fait partie d'un vaste ensemble multicouche.

*En résumé, pour ces nappes captives, l'évolution tendancielle des niveaux piézométriques, évaluée à partir des chroniques disponibles, ne permet pas toujours de juger du dépassement ou non de la capacité de renouvellement de la ressource disponible par les prélèvements, il est donc recommandé de mettre en place des outils de modélisation appropriés afin de pouvoir évaluer la capacité de renouvellement de la ressource et l'état quantitatif des masses d'eau souterraine concernées."*

## **2.2. GUIDE "PRESSIONS- IMPACTS" POUR LA MISE A JOUR DES ETATS DES LIEUX DCE**

*Le "Guide pressions-impacts pour la mise à jour des états des lieux DCE" - Partie III : dispositifs de caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines" (Décembre 2011) aborde le problème de l'estimation de la recharge comme suit (extrait du document, § 2.5.6).*

### **2.2.1. Estimation de la recharge**

*"L'estimation de la recharge sera faite sur la base de l'estimation de la pluie efficace. La pluie efficace est estimée à partir des données de pluies (normale de la période de référence : 1971-2000<sup>3</sup>), de l'ETP et de la réserve utile (voir annexe 1 de la note du bon état quantitatif des masses d'eau souterraines). La pluie efficace correspond à la fraction des précipitations génératrice d'écoulement.*

*Cet écoulement peut être superficiel (ruissellement) ou souterrain (recharge). Les données de pluies efficaces utilisées pourront également provenir de Météo-France. Les pluies efficaces sont obtenues par maille de 8 kmX8 km sur une période allant jusqu'à 2008 et sont calculées à partir du croisement de deux modèles, SAFRAN (analyse météorologique) et ISBA (schéma de surface). La moyenne des précipitations efficaces calculées de 1995 à 2006 pourra être utilisée"....*

*"Une fois la pluie efficace obtenue, il convient de connaître la partie de la pluie efficace qui s'infiltre au travers du sol et de la zone non saturée pour atteindre réellement les nappes. Ce ratio ruissellement / recharge de la nappe est donc à définir".*

#### Estimation des ratios ruissellement / recharge de la nappe - Cas des nappes libres

*"Plusieurs méthodes existent pour donner une estimation du ratio ruissellement / recharge de la nappe. Les meilleurs résultats sont obtenus lors d'études locales consistant à établir un modèle hydrodynamique des aquifères ou de mesures in-situ.*

*A l'échelle du territoire il existe peu de masses d'eau souterraines pour lesquelles un modèle hydrodynamique fiable a été établi. Il conviendra donc dans certains d'utiliser d'autres méthodes utilisable pour les masses d'eau ne disposant pas de modèles ni de données acquises sur le terrain et donnant les résultats les plus précis à l'état d'avancement des connaissances et bases de données actuelles. Plusieurs méthodes sont proposées.*

*Ainsi on retiendra pour l'estimation de la partition de la pluie efficace entre recharge de la nappe et ruissellement, par ordre de priorité :*

- 1- les valeurs obtenues à partir de modèles locaux calés pour la masse d'eau concernée,*
- 2- autres méthodes disponibles localement et donnant les résultats les plus satisfaisant pour les hydrogéologues régionaux (voir annexe 1 de la note pour l'évaluation du bon état quantitatif des masses d'eau souterraines*

---

<sup>3</sup> La période de référence de Météo-France est actuellement 1981-2010

Un ratio sera donc estimé pour chaque masse d'eau souterraine libre comme suit :

$$\text{Ratio[MESO]} = \text{Volume annuel prélevé/Recharge estimée}$$

Le résultat donnera donc la proportion de la recharge mobilisée pour un usage industriel, domestique agricole ou AEP".

#### Cas des nappes captives

" Dans le cas des nappes captives, la recharge est difficile à estimer (recharge effective sur la partie « libre » et affleurante de l'aquifère participant à la recharge, échanges et phénomènes de drainage en relation avec d'autres aquifères) et un simple ratio entre la recharge de l'aquifère (importante) et les volumes exploités ne permettra pas une visualisation à l'échelle de la masse d'eau d'une pression significative. Il est ainsi important de mettre en valeur les zones à très forts prélèvements, en reportant les volumes exploités par secteur (commune). Ainsi une approche différente sera utilisée :

Les prélèvements seront estimés par unité de surface. Ils seront rapportés à la commune (échelle à laquelle la localisation des points semble sûre) et donc exprimés par an en  $\text{m}^3/\text{km}^2$ .

Cependant ceci rendra compte seulement d'un prélèvement sans pouvoir mettre en évidence une pression sur un volume (stock) donné. Il donnera cependant une vision claire des zones de prélèvements importants dans les MESO captives et donc susceptibles d'impacter celles-ci."

### 2.2.2. Evaluation de l'impact

§ 2.5.7. du guide :

" Il est important de noter que l'évaluation des impacts (au sens de la DCE) liés aux pressions de prélèvement sur les eaux souterraines est difficile. Parmi les impacts à considérer (impact sur les écosystèmes terrestres associés, impact sur les cours d'eau associés, déséquilibre entre recharge et prélèvements, intrusion salée ou autre au sein de la masse d'eau) aucun ne peut être estimé à partir de bases nationales de données. Le guide européen sur le bon état quantitatif (Annexe V2.1.1) indique que l'utilisation des données piézométriques doit être complétée par des études régionales et les avis d'experts. L'utilisation de ces données constitue toutefois un point de départ à un travail d'estimation d'impact. Nous proposons quelques pistes afin de permettre une estimation à l'échelle des bassins de l'impact des prélèvements sur les eaux souterraines : • **Pour les nappes libres** à travers l'observation des assecs (ROCA, RDOE, voire ONDE) et des disparitions de zones humides. Avec en complément une observation de l'état quantitatif des masses d'eau avec une étude de tendances piézométriques. Dans certains cas l'utilisation d'indicateurs piézométriques. • **Pour les nappes captives** : pas d'impact direct observable, seulement observation de l'état quantitatif des masses d'eau avec une étude de tendances piézométriques".

### 2.3. MISE EN ŒUVRE DU TEST ÉQUILIBRE PRÉLÈVEMENTS-RESSOURCE ET DIFFICULTÉS RENCONTRÉES

La présente étude portant sur les méthodes d'évaluation de la recharge, on ne mentionnera dans la mise en œuvre du test par les Agences de l'eau que ce qui a trait à l'estimation de la recharge : méthodes utilisées, difficultés d'application selon le type de masse d'eau souterraine, incertitudes.

Mais l'estimation des prélèvements peut être aussi un problème en soi, source d'incertitudes, par exemple incertitude sur le rattachement d'un captage à une masse d'eau. Ces difficultés d'estimation sont détaillées dans les différents documents sur l'Etat des lieux, listés ci-après).

### 2.3.1. Bassin Rhin-Meuse

Document consulté : *Etat des lieux des districts Rhin et Meuse - parties française. Méthodes et procédures. Aspects communs aux districts du Rhin et de la Meuse. Document de référence. Novembre 2013.*

#### 2.3.1.1. Calcul de la pluie efficace et de la recharge

La pluie efficace provient du système SAFRAN de Météo-France (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie, cf. § 4.2.1.1.). Les normales annuelles des pluies efficaces sur la période 1971-2000 ont été utilisées.

La recharge a été supposée directement proportionnelle à la perméabilité des formations superficielles. Cette perméabilité a été évaluée à partir de la carte de l'indice IDPR<sup>4</sup> (BRGM, 2007, cf. § 4.3.1) dont les valeurs ont été agrégées à l'échelle de petites unités fonctionnelles homogènes vis-à-vis de leurs caractéristiques géologiques.

#### 2.3.1.2. Evaluation de l'impact des prélèvements sur les eaux souterraines

- Cas des masses d'eau libres

Le ratio entre la lame d'eau prélevée et la recharge a été calculé pour chaque unité fonctionnelle puis les résultats ont été agrégés à la masse d'eau. Le seuil d'alerte à partir duquel les prélèvements doivent être considérés comme excessifs est très dépendant des échanges nappes-rivières et des échanges entre aquifères.

La pression exercée sur les nappes a été caractérisée par 4 niveaux d'intensité, de faible à très fort, chaque niveau étant associé à un ratio prélèvement/recharge (tableau 1), qualifié d'arbitraire en raison du peu d'informations exploitables pour caractériser ces échanges.

Prélèvement / Recharge (%)	Niveau de pression
< 10 %	Faible
10 – 30 %	Modéré
30 – 60 %	Fort
> 60 %	Très fort

Tableau 1 – Caractérisation des niveaux de pression pour les masses d'eau libre du bassin Rhin-Meuse

- Cas des masses d'eau alluviales

Pour ce type de masse d'eau, le calcul de la recharge est peu pertinent. La recharge ne se limite pas à l'infiltration au droit de nappe alluviale, elle est aussi alimentée par les échanges nappe-rivière. Un deuxième indicateur complémentaire du ratio prélèvement / recharge a été mis en place pour évaluer l'intensité du prélèvement en regard du débit d'étiage (QMNA5).

Pour les quatre masses d'eau concernées, ce test montre que les prélèvements sont inférieurs à 5 % du débit d'étiage du cours d'eau associé et ne représentent pas une pression significative sur le cours d'eau.

---

<sup>4</sup> L'IDPR (Indice de Développement et de Persistance des Réseaux) est un moyen d'évaluer l'importance relative de l'infiltration par rapport au ruissellement. C'est donc une approche de la partition de la pluie efficace entre ces deux composantes, mais ce n'est qu'une approche et cet indice ne fournit pas directement une valeur de coefficient d'infiltration.

Rhin		
QMNA5	635	m <sup>3</sup> /s à Lauterbourg
Débit prélevé en nappe d'Alsace	12,6	m <sup>3</sup> /s
% du débit prélevé à l'étiage	2,0	%
Moselle aval		
QMNA5	22,5	m <sup>3</sup> /s à la frontière
Débit prélevé en nappe de Moselle aval	0,49	m <sup>3</sup> /s
% du débit prélevé à l'étiage	2,2	%
Moselle amont		
QMNA5	16,9	m <sup>3</sup> /s à la confluence
Débit prélevé en nappe de Moselle aval	0,76	m <sup>3</sup> /s
% du débit prélevé à l'étiage	4,5	%
Meuse aval		
QMNA5	25,6	m <sup>3</sup> /s à la frontière
Débit prélevé en nappe de Meuse, Chiers et Bar	0,31	m <sup>3</sup> /s
% du débit prélevé à l'étiage	1,2	%

Tableau 2 – Impact des prélèvements sur les cours d'eau associés aux masses d'eau alluviales du bassin Rhin-Meuse

- Cas des masses d'eau captives

La recharge n'a pas été évaluée pour les masses d'eau captives. L'intensité des pressions a été estimée en fonction de seuils relatifs à la lame d'eau prélevée annuellement (tableau 3).

Prélèvement annuel	Niveau de pression
< 10 mm	Pression faible
10 à 50 mm	Pression modérée
> 50 mm	Pression forte
> 100 mm	Pression très forte

Tableau 3 - Caractérisation des niveaux de pression pour les masses d'eau captives du bassin Rhin-Meuse

### 2.3.2. Bassin Seine-Normandie

Document consulté : *Etat des lieux du bassin de la Seine et des cours d'eau côtiers normands* (Décembre 2013).

#### 2.3.2.1. Estimation de la recharge

Les valeurs de recharge ont été estimées à partir des résultats de modélisations effectuées avec le logiciel MODCOU développé par Armines. Deux modèles ont été utilisés pour obtenir une estimation de la recharge sur l'ensemble du bassin : le modèle Seine et le modèle Basse-Normandie.

L'évaluation des pressions de prélèvements a été réalisée à l'échelle de la masse d'eau souterraine mais également à l'échelle de sous-secteurs de masse d'eau. Ces secteurs ont été obtenus par intersection SIG entre les masses d'eau souterraines et les unités hydrographiques.

Outre le Ratio Prélèvement/Recharge une recharge nette a été calculée :

$$\text{Recharge nette} = \text{Recharge moyenne annuelle} - \text{Quantité d'eau consommée annuelle}$$

Trois masses d'eau sont qualifiées en mauvais état en raison d'une tendance à la baisse supérieure à 2 cm/an et d'un ratio Prélèvement/Recharge supérieur à 10% sur plus de 20% de la superficie de la masse d'eau.

Dans le cas des masses d'eau alluviales et des secteurs karstiques la recharge a été considérée comme sous-estimée. Pour les premières, la sous-estimation est due au fait que seuls les apports directs par les précipitations ont été pris en compte et pour les secondes, elle est due aux difficultés de modélisation des échanges d'eau en zones karstiques.

### 2.3.3. Bassin Rhône-Méditerranée

Document consulté : *Etat des lieux du SDAGE 2016-2021. Difficultés rencontrées lors de l'utilisation des méthodes nationales*. Note de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse. Juillet 2013.

#### 2.3.3.1 Masses d'eau alluviales et/ou majoritairement libres

La recharge a été estimée selon la méthodologie du guide national en utilisant :

- les valeurs de pluie efficace fournies par Météo-France : il s'agit de la normale des pluies efficaces sur la période de référence 1971-2000,
- l'indice IDPR.

Dans le cas où elle était connue, une recharge artificielle a été prise en considération sur la base des données disponibles issues d'études locales.

Le document mentionne les difficultés rencontrées et les solutions retenues. Il constate aussi l'absence dans le guide national de quelques points ayant leur importance dans l'évaluation des pressions.

- Ainsi, sur le ratio Prélèvements/Recharge :

*" Dans le guide, on ne trouve aucune indication permettant de définir ce qu'est une pression significative. A partir de quelle proportion de la recharge mobilisée pour l'ensemble des usages doit-on considérer une pression significative."*

*" L'estimation de la recharge dans cet exercice ne prend en compte que la recharge naturelle par les précipitations (et le cas échéant par réalimentation de nappe) sans tenir compte des possibilités d'apports latéraux ou verticaux depuis les autres aquifères ou masses d'eau superficielles en connexion. Au final, les ratios calculés selon la méthode nationale ne doivent pas être pris comme une mesure directe des impacts mais comme le moyen d'évaluer l'importance des prélèvements par rapport à la recharge des aquifères considérés et de pouvoir comparer les taux de sollicitation entre les différentes masses d'eau. Ce constat devrait apparaître clairement dans le guide".*

- Sur le cas des nappes alluviales :

*" Dans le cas des nappes alluviales, le volume que l'on peut extraire de la nappe est en général directement dépendant d'une alimentation de la nappe par le (ou les) cours d'eau associé(s). La seule utilisation de la méthode nationale utilisant l'IDPR couplé à la pluie efficace pour l'estimation de la recharge conduit à des ratios prélèvements/recharge très élevés. Il faudrait prendre en considération les volumes soustraits au cours d'eau dans la part de la recharge et considérer que la différence entre volume prélevé et recharge par les précipitations correspond à la pression exercée sur les cours d'eau associés. Par conséquent, il n'a pas été considéré de pression de prélèvement importante pour ces masses d'eau. **La pression a été reportée sur les masses d'eau de surface en liaison avec les masses d'eau alluviales concernées.**"*

- Sur le cas des aquifères karstiques :

" Pour certaines masses d'eau karstiques, certaines pressions de prélèvement identifiées comme ayant peu d'impact sur les eaux souterraines elles-mêmes (peu d'abaissement des niveaux) peuvent avoir des impacts considérables sur les sources qui constituent leurs exutoires et les cours d'eau issus de ces sources à l'aval. C'est pourquoi les prélèvements sur les sources ont été pris en compte uniquement pour l'évaluation des prélèvements sur les masses d'eau superficielles qu'elles alimentent ".

#### 2.3.3.2. Masses d'eau majoritairement sous couverture

Pour ces masses d'eau, la méthode utilisée repose sur le ratio des volumes d'eau consommés rapportés à la superficie totale de la masse d'eau.

Les résultats sont très variables suivant les possibilités de recharge de ces ressources profondes, latéralement ou verticalement (drainance) par d'autres aquifères en connexion. Seul un avis d'expert sur la base de données existantes peut permettre de qualifier la pression.

#### 2.3.3.3. Impacts sur les eaux superficielle et les zones humides

" Outre le déséquilibre prélèvements/ressource et les intrusions salées, les impacts sur les eaux de surface et les zones humides font partie des critères de l'évaluation de l'état quantitatif eaux souterraines. Dans certaines situations, les prélèvements en eau souterraine n'engendrent pas de déséquilibre de la ressource souterraine mais ont un impact fort sur les eaux de surface. Nous avons, dans ces cas, attribué un risque de non atteinte des objectifs environnementaux à la masse d'eau de surface et à la masse d'eau souterraine (vis-à-vis de l'état quantitatif pour cette dernière).

La cohérence des résultats de la modélisation des pressions en eaux de surface et en eaux souterraines est délicate à obtenir".

### 2.3.4. Bassin Adour-Garonne

Document consulté : *Préparation du SDAGE et PDM 2016-2021 du bassin Adour-Garonne. Aide à l'identification des données, des méthodes et traitement des données nécessaires à l'actualisation de l'état des lieux DCE pour les eaux souterraines.* BRGM/RP-62452-FR, 2013.

Le document précise que le test réalisé est relatif à **l'équilibre quantitatif pluriannuel, à long terme** et ne traite pas de certaines problématiques locales du bassin, tels que les déséquilibres quantitatifs rencontrés en période d'étiage, générateurs de conflits d'usages. Pour le Bassin Adour-Garonne, le test national a été jugé pertinent.

#### 2.3.4.1. Masses d'eau libres

- L'estimation d'une recharge moyenne annuelle a été faite en utilisant plusieurs sources de données :
  - Les normales des pluies efficaces de 1971 à 2000 à la maille 8 km x 8 km provenant du système SAFRAN de Météo France.
  - Les valeurs de recharges issues des modèles hydrodynamiques locaux ou régionaux (Garonne et Ariège en Midi-Pyrénées, Crétacé et Jurassique en Poitou-Charentes).
  - Les coefficients d'infiltration provenant des travaux réalisés dans le cadre de la délimitation d'unités de gestion en Midi-Pyrénées et en Aquitaine. La recharge est alors le produit de ces coefficients par la moyenne des pluies efficaces sur la période 1971-2000.
  - L'IDPR (2007) moyenné à l'échelle d'unités fonctionnelles (croisement entre masse d'eau souterraine, Référentiel Hydrogéologique Français BD RHF® version 1, géologie, bassins versants superficiels). La recharge est alors le produit des coefficients d'infiltration fonction des valeurs de l'IDPR par la moyenne des pluies efficaces sur la période 1971-2000.

- Le rapport mentionne les limites du test, liées :
    - aux incertitudes sur le calcul des coefficients d'infiltration : coefficients d'infiltration par unité de gestion et coefficients d'infiltration issus de l'IDPR,
    - à la diversité des méthodes de calcul et à l'hétérogénéité des échelles spatiales de calculs.
- Par ailleurs, la période sur laquelle la recharge est calculée est différente de celle de l'estimation des volumes prélevés.
- Résultat du test : pour toutes les masses d'eau souterraines du bassin Adour-Garonne le ratio volumes consommés / recharge est largement inférieur à 100 %, **compris entre 0 et 20 %**.

#### 2.3.4.2. Masses d'eau captives

L'état quantitatif a été évalué à dire d'expert sur la base des résultats du modèle multicouche nord-aquitain (M. Saltel et N. Pedron, 2012), des conclusions du SAGE "Nappes profondes" (Etat des lieux, 2010)

Pour certaines nappes captives, soumises à des déséquilibres localisés, il a été décidé que la totalité de la masse d'eau ne devait pas être déclassée et des secteurs ont été définis qualitativement (pas de contours précis).

Un doute est attribué à une masse d'eau lorsque le manque de connaissance ne permet pas de conclure (pas de suivi quantitatif).

### 2.3.5. Bassin Loire-Bretagne

Document consulté : *Etat des lieux du bassin Loire-Bretagne établi en application de la directive cadre sur l'eau* (2013).

#### 2.3.5.1. Calcul de la recharge

La recharge a été estimée sur la base du volume moyen interannuel de pluie infiltrée, calculé à partir de données de pluies efficaces de Météo-France et des ratios infiltration/ruissellement fournis par l'IDPR.

Le document précise que :

*" La part de la ressource disponible en nappe à l'étiage ne peut pas être facilement déterminée. La pression est donc calculée sur une base annuelle, ce qui est plutôt modérateur".*

Pour les nappes alluviales, seule la recharge par les pluies est prise en compte car le soutien par les cours d'eau est très difficile à estimer.

#### 2.3.5.2. Masses d'eau libres

Le ratio Prélèvements / Recharge est **inférieur à 20 % sur la plus grande partie du bassin** (figure V.39 du chapitre 5 du document sur l'Etat des Lieux).

Mais il est noté que :

*" la taille importante des masses d'eau souterraine conduit à un lissage des pressions. Ainsi, certaines masses d'eau apparaissent en faible pression mais peuvent présenter des secteurs hétérogènes où s'exercent localement de très fortes pressions. C'est particulièrement le cas de la masse d'eau libre du Cénomaniens fortement exploitée dans le secteur de l'Authion et moins dans les autres secteurs qu'elle recouvre".*

La pression est considérée comme très forte (ratio > 15%) sur la masse d'eau Beauce (ratio > 20%) et la chaîne des Puys en Auvergne en raison de prélèvements importants pour l'irrigation l'eau potable ou l'embouteillage.

Elle est jugée forte (ratio compris entre 10 et 15 %) en Champagne berrichonne, Poitou, bassin d'alimentation de la Sèvre Niortaise et du Marais poitevin, vallée de l'Huisne et monts du Devès,

régions agricoles où l'irrigation est intensive hormis le Devès où l'eau potable est prépondérante.

Comme pour les autres bassins, les nappes alluviales posent le problème de leur alimentation :

*" De fortes pressions sont affichées pour les masses d'eau alluviales (c'est-à-dire contenues dans les alluvions) de la Loire, de l'Allier et de la Vaine. Il s'agit d'un biais méthodologique : la recharge de ces nappes est calculée à partir de l'infiltration de l'eau de pluie et ne tient pas compte de la réalimentation continue par le fleuve lors des crues ou lorsque les pompes s'effectuent. Cette réalimentation variable spatialement et temporellement n'est pas chiffrable sur tout le linéaire des cours d'eau concernés. La forte pression observée sur ces masses d'eau se répercute de fait sur les cours d'eau".*

#### 2.3.5.3. Masses d'eau captives

Les nappes captives du bassin étant généralement profondes et leur alimentation largement inconnue, sauf dans les cas, rares, où il y a eu une modélisation, il n'y a pas eu possibilité de déterminer quelle était la ressource annuelle de ces nappes. La pression a alors été calculée comme étant le rapport entre le volume annuel prélevé et la surface de la masse d'eau. La gamme de valeurs calculées va de 1 à plus de 7000 (figure V.40 du chapitre 5 du document sur l'Etat des lieux).

Les pressions de prélèvements sont importantes (ratios >3000) dans les calcaires de Beauce sous la forêt d'Orléans, une partie du Cénomaniens, dans la vallée du Loir, le Dogger du Haut Poitou.

Il est précisé que :

*" La dimension importante de certaines de ces masses d'eau conduit là aussi à un lissage des pressions. C'est particulièrement le cas de la nappe captive centrale du Cénomaniens qui présente une forte hétérogénéité d'exploitation avec des secteurs à très forte pression en région tourangelle et vallée du Cher notamment. Ces disparités apparaissent lorsque ces mêmes pressions sont calculées à l'échelle communale".*

### 2.3.6. Bassin Artois-Picardie

Document consulté : *Etat des lieux des districts hydrographiques Escaut, Somme et Côtiers, Manche, Mer du nord, Meuse (partie Sambre) – 2013.*

#### 2.3.6.1. Masses d'eau libres et alluviales

Le Bassin Artois-Picardie est occupé essentiellement par la nappe de la craie en position libre.

La recharge moyenne a été supposée égale à la pluie efficace moyenne sur la période 1971-2000, fournie par le système Safran de Météo-France.

Le ratio Prélèvements / Ressource est **en général inférieur à 20%**. Cette valeur est dépassée seulement pour deux masses d'eau : ratio de 28 % et 44%.

#### 2.3.6.2. Masses d'eau captives

La nappe des Calcaires carbonifères est captive en France ; son alimentation se fait en Belgique dans sa partie libre mais aussi par des échanges verticaux avec la nappe de la Craie, qu'il est difficile d'estimer.

Le Calcaire Carbonifère de Roubaix Tourcoing a été estimé en mauvais état, malgré un ratio favorable *prélèvement / débit*, car son niveau piézométrique, même s'il est stabilisé, est en dessous de son niveau initial, avant l'exploitation de la masse d'eau pour les activités humaines.

### 2.3.7. Conclusion

• Pour les masses d'eau libre, dans 4 bassins sur six, la recharge a été estimée à partir de coefficients d'infiltration, pour la plupart issus de l'IDPR (tableau 4). Dans le bassin Artois-Picardie, la recharge a été assimilée à la pluie efficace. Dans le bassin Seine-Normandie, elle est issue du modèle MODCOU.

Bassin	Méthode d'estimation de la recharge pour Masses d'eau libre et alluviale	Ratio Prélèvement / Recharge Masse d'eau libre
Artois Picardie	Recharge = Pluie efficace	<b>En général inférieur à 20%.</b> Deux valeurs supérieures : 28 % et 44 %
Rhin-Meuse	IDPR	4 classes de pression définies (seuils arbitraires) : <10%, 10 à 30%, 30 à 60%, >60% Pas d'indication sur la ventilation des masses d'eau dans ces classes ni sur le maximum atteint.
Seine-Normandie	Modèle Modcou	Ratio supérieur à 10% sur plus de 20% de la superficie de 3 masses d'eau
Loire Bretagne	IDPR	<b>Inférieur à 20 % sur la plus grande partie du bassin</b>
Rhône-Méditerranée et Corse	IDPR	Nombreuses remarques sur le guide national (cf. § 2.3.3.), mais pas de ratio fourni dans le document consulté.
Adour-Garonne	IDPR et coefficients d'infiltration calculés sur des unités de gestion (délimitées lors d'études antérieures)	<b>Compris entre 0 et 20 %.</b>

Tableau 4 – Méthodes de calcul de la recharge utilisées dans les tests et ratios Prélèvements / Recharge

• Pour les masses d'eau alluviales, il n'y a pas de ratio fourni en raison de la difficulté d'évaluer l'apport des cours d'eau.

Dans le bassin Rhône-Méditerranée et Corse il n'a pas été considéré de pression de prélèvement importante pour les masses d'eau alluviales. La pression a été reportée sur les masses d'eau de surface en liaison avec les masses d'eau alluviales concernées."

## 2.4. REMARQUES SUR L'ÉVALUATION DES TENDANCES

L'évaluation des tendances faite sur des chroniques piézométriques est la première étape du test " Equilibre prélèvement/ressource".

### 2.4.1. Représentativité temporelle des chroniques de mesures

Le *Guide d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine* recommande d'utiliser l'ensemble des chroniques disponibles à l'échelle d'une masse d'eau pour réaliser l'évaluation de la tendance (§ 2.2.2. Représentativité temporelle).

Il souligne aussi l'importance de disposer de chroniques longues pour déterminer une tendance d'évolution des niveaux, comme le montre la figure 2 ci-dessous extraite du guide :

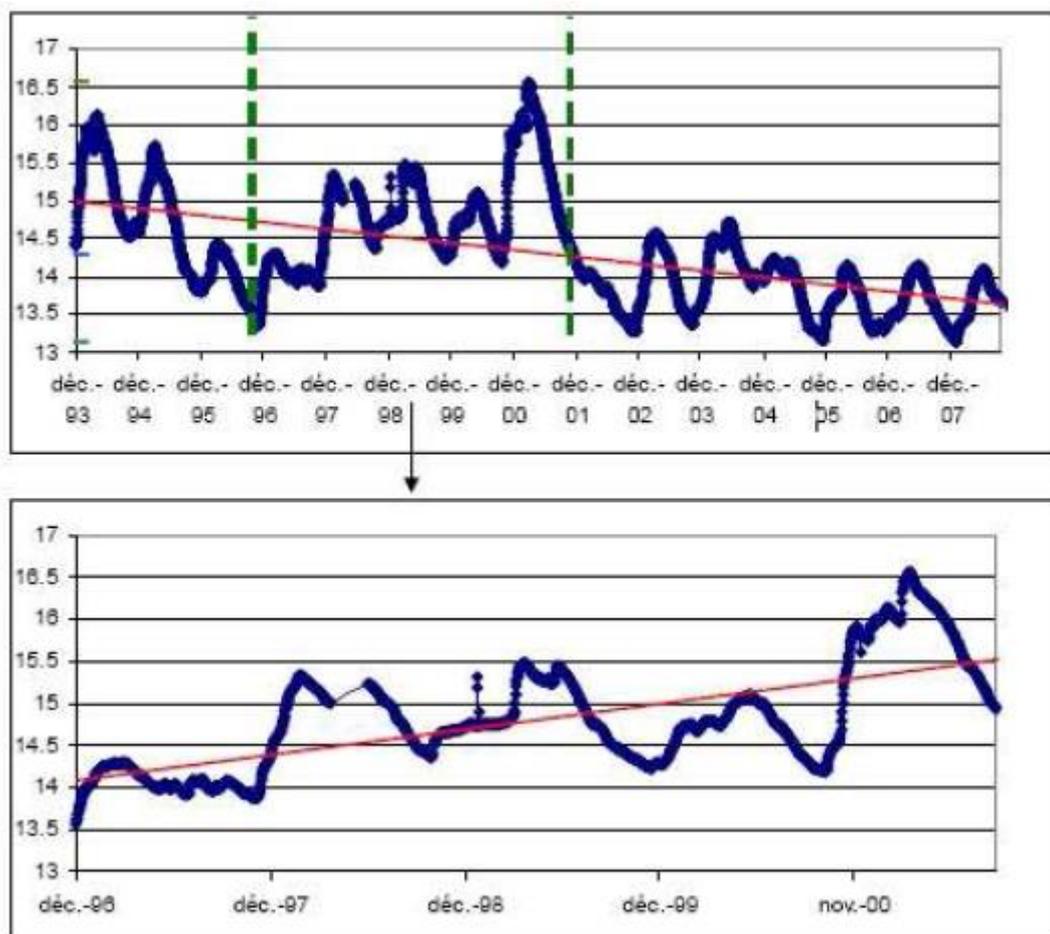


Figure 2 - Influence des durées d'acquisition des mesures sur la mise en évidence des tendances

Le guide d'évaluation oriente vers trois méthodes d'estimation d'une tendance suivant la longueur de la chronique de mesures :

- si la durée est inférieure à 10 ans, la tendance doit être estimée à dire d'expert en fonction des caractéristiques hydrogéologiques du système,
- si la durée est comprise entre 10 et 30 ans, il est possible soit d'utiliser des outils de modélisation soit de se référer à un avis d'expert,
- si la durée de la chronique est supérieure à 30 ans, alors la tendance peut être déterminée à partir de méthodes statistiques (sans exclure l'avis d'expert).

#### 2.4.2. Significativité de la tendance

Si l'on utilise des méthodes statistiques pour détecter une tendance, se pose le problème de la significativité de la tendance mise en évidence. Ce point important n'est pas abordé par le guide.

Plusieurs méthodes statistiques existent pour détecter une tendance (cf. thèse de B. Renard, 2006). Une méthode fréquemment utilisée est le test de Mann-Kendal (la régression linéaire

peut aussi être appliquée). Il convient d'être prudent dans l'application de ces méthodes en raison de l'autocorrélation qui existe dans de nombreuses séries piézométriques.

Dans ce cas, il faut **utiliser des méthodes qui tiennent compte de cette autocorrélation**, par exemple le test de Mann-Kendall modifié par Hamed et Rao (*A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data*, Journal of Hydrology, Vol. 204, 1998) ou bien la régression linéaire modifiée (Woodward and Gray, *Global Warming and the Problem of Testing for Trend in Time Series Data*, Journal of Climate, 6, 1993).

Le choix du seuil de risque associé au test n'est pas spécifié (il est sans doute choisi égal à 5%).

### 2.4.3. Représentativité spatiale

L'extrapolation à une masse d'eau de tendances piézométriques détectées sur quelques chroniques peut s'avérer délicat.

Dans le guide d'évaluation (§ 2.2.3), il est indiqué que :

*" Le guide européen conseille de « subdiviser la masse d'eau en sous bassins hydrogéologiques dans le cas où celle-ci couvre une large zone géographique ou lorsqu'elle comprend plusieurs aquifères » et « d'appliquer ce test séparément à chacun de ces sous-ensembles ».*

*L'état général de la masse d'eau correspondra à l'état le moins favorable de toutes ces sous-parties, à condition que ces résultats soient significatifs. La DCE ne visant qu'à donner une image globale de l'état des eaux souterraines, il est donc possible que quelques sous bassins soient en mauvais état et que l'ensemble de la masse d'eau reste en bon état.*

*D'autre part, le déclassement d'une masse d'eau souterraine à partir de l'évaluation réalisée sur une masse d'eau de surface est difficile à réaliser. La position de la masse d'eau de surface au sein de la masse d'eau souterraine en relation peut appeler à des critères d'évaluation différents. En effet peut-on, par exemple, déclasser la totalité d'une masse d'eau souterraine si une seule masse d'eau de surface en lien avec celle-ci est réputée en mauvais état. Les connaissances existantes ne permettant pas de définir de règles générales applicables à toute situation, il convient d'évaluer la nécessité d'un éventuel déclassement au cas par cas, à dire d'expert".*



## 3. Cadre de l'étude. Recensement des méthodes d'évaluation de la recharge et sélection

### 3.1. CADRE DE L'ÉTUDE

#### 3.1.1. Limitation à la recharge par les précipitations

Dans cette étude, on se limite à l'évaluation globale de la **recharge d'une nappe libre par les précipitations**.

On exclut les nappes alluviales, pour lesquelles l'alimentation par les cours d'eau est difficile à évaluer. L'estimation nécessite

- soit un modèle spatialisé nappes-rivières, avec l'acquisition de très nombreuses données pour avoir une estimation fiable. Par exemple, dans le cadre de l'actualisation du modèle maillé à 8 couches des aquifères du Jurassique en Poitou-Charentes (O. Douez, 2015), un important travail de collecte de données sur les cours d'eau (linéaire cumulé de 3300 km) a été réalisé, avec un recensement et une quantification de 1650 prélèvements dans les cours d'eau et 350 rejets de station d'épuration.  
Le calage du modèle a permis de caractériser les échanges nappes-rivières, représentés sur la figure 3.
- soit le recours à des études locales faisant appel à des méthodes spécifiques, détaillées en particulier dans les deux documents suivants :
  - *Synthèse bibliographique sur les relations entre eau souterraine et eau de surface en lien avec la DCE*. J.F. Vernoux et al., 2009. Rapport BRGM/RP-57044-FR
  - *Caractérisation des échanges nappes rivières en milieu alluvionnaire. Guide méthodologique*. Paran et al., 2015. Document de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse.

Ne sont pas aussi pris en compte l'apport par les canaux d'irrigation dont les pertes peuvent représenter une source d'alimentation non négligeable pour les nappes (par exemple en basse Provence et dans la plaine du Roussillon).

#### 3.1.2. Limitation aux méthodes applicables globalement à un hydrosystème

Parmi les méthodes d'évaluation de la recharge, on ne retiendra que celles qui sont potentiellement applicables à l'échelle d'un hydrosystème (quelques dizaines de km<sup>2</sup> au moins), et susceptibles d'être agrégées à l'échelle d'un grand bassin (aquifère ou masse d'eau), conformément aux objectifs de cette étude.

Seront donc exclues du champ d'investigation :

- les méthodes basées sur des mesures dans la zone non saturée (teneurs en eau, pressions), permettant de quantifier un flux d'infiltration à partir de mesures de teneur en eau à différentes profondeurs.
- les méthodes basées sur l'utilisation de traceurs dans la zone non saturée : par exemple le tritium, les chlorofluorocarbones (CFC), les hexafluorures de soufre (SF<sub>6</sub>). Un chapitre leur est consacré dans l'ouvrage de R. Healy (2010).

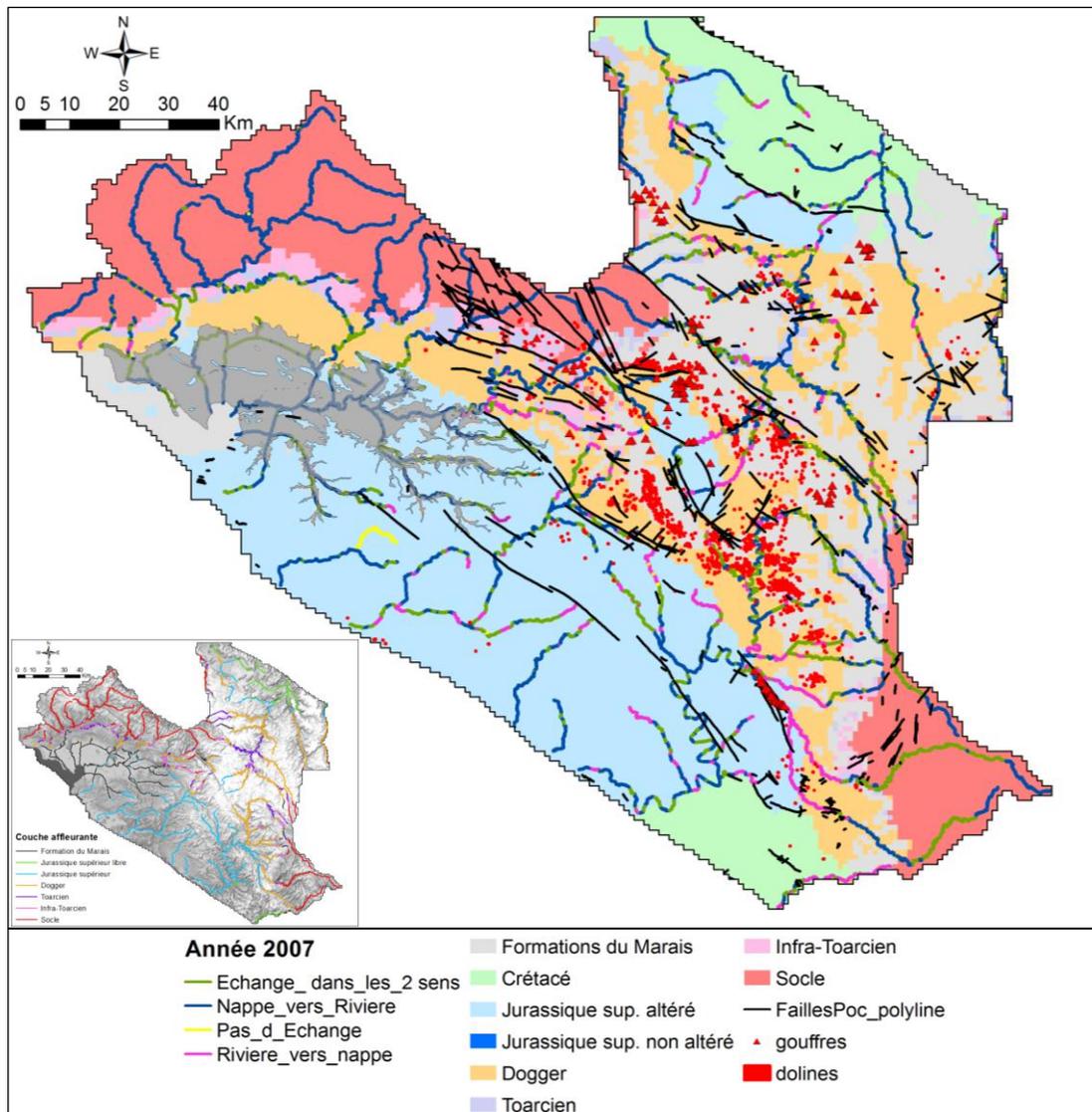


Figure 3 – Modèle du Jurassique en Poitou-Charentes. Sens des échanges globaux par tonçon pour l'année 2007

Ces méthodes sont de portée très locale et peuvent être coûteuses à l'échelle d'un bassin versant ou d'une masse d'eau.

Une méthode parfois employée, en particulier dans les pays arides ou semi-arides, est la méthode des chlorures, dont on trouvera une description en annexe 6.

En annexe 7, on trouvera une description de la méthode *APLIS* (**A**litude, **P**ente, **L**ithologie, **I**nfiltration et **S**ol). Il s'agit d'une méthode cartographique utilisable avec un SIG, développée en Espagne par Andreo et al. (2008), qui permet d'estimer le taux de recharge par rapport aux précipitations annuelles moyennes pour les aquifères karstiques.

### 3.2. MÉTHODES SÉLECTIONNÉES

En dehors des modèles, spatialisés et globaux, qui fournissent après calage les différentes composantes d'un bilan, dont la recharge, les méthodes qui ont été retenues pour cette étude répondent aux critères suivants, mentionnés en introduction :

- elles sont applicables à des unités spatiales d'au moins quelques dizaines de km<sup>2</sup>,
- elles fournissent des résultats permettant d'obtenir des valeurs moyennes de la recharge sur des périodes de plusieurs années,
- elles permettent une agrégation des valeurs obtenues sur plusieurs unités spatiales de calcul, par exemple pour passer de l'échelle d'un petit bassin versant hydrographique à une masse d'eau,
- elles sont utilisables avec peu de paramètres et des données faciles à obtenir,
- elles sont peu coûteuses pour l'échelle de travail souhaitée.

Pour les distinguer des modèles, globaux et spatialisés, dont quelques exemples d'utilisation sont fournis dans ce rapport, on qualifiera ces méthodes d'analytiques. On peut les ranger en trois catégories, il y a :

- celles qui partent d'un bilan des flux (par exemple un bilan hydrologique) pour aboutir à la pluie efficace, qu'il s'agit ensuite de décomposer en ruissellement et infiltration (chapitre 4) ;
- celles qui partent de l'analyse de l'hydrogramme d'un cours d'eau, pour obtenir la part du débit du cours d'eau qui provient de la nappe connectée au cours d'eau, part que l'on appelle écoulement de base ("base flow") et qui permet d'accéder à la recharge (chapitres 6 et 7) ;
- celles qui partent de l'analyse des fluctuations d'une chronique piézométrique dont on déduit la recharge (chapitre 5).



## 4. Bilans des flux d'eau dans un hydrosystème et première approche de la recharge à partir de la pluie efficace

### 4.1. LES DIFFÉRENTS BILANS

#### 4.1.1 Bilan global

Le bilan sur l'emprise d'un bassin versant de surface peut s'exprimer sous la forme condensée suivante, **tous les termes étant exprimés en mm par unité de temps**, les débits étant rapportés à la superficie du bassin :

$$P + Q_{in} = ET + Q_{out} + \Delta S \quad [B1]$$

P = précipitations (dont éventuellement fonte de la neige)

ET = évapotranspiration

$Q_{in}$  = flux entrant dans le bassin

$Q_{out}$  = flux sortant du bassin

$\Delta S$  = variation de stock

- Sous cette forme générale, la variation de stock englobe celle de la zone non saturée et celle de la zone saturée ainsi que les variations de niveau dans les éventuels réservoirs de surface (lacs, ...), mais dont on ne tiendra pas compte ici :

$$\Delta S = \Delta S^{nap} + \Delta S^{zns}$$

- Le terme ETP comprend l'évapotranspiration de la zone racinaire et un flux venant éventuellement de la nappe (on ne tiendra pas compte non plus de l'évaporation à partir des réservoirs de surface) :

$$ET = ET^{nap} + ET^{zns}$$

- Le flux global sortant  $Q_{out}$  peut être décomposé comme suit :

$$Q_{out} = R + Q_b + Q_p + Q_{out}^{nap}$$

- R est le ruissellement,
- $Q_b$  est le débit drainé par les cours d'eau (=débit de base),
- $Q_p$  représente les pompages,
- $Q_{out}^{nap}$  est le flux sortant de la nappe (latéralement et, éventuellement, par drainance descendante).

- Pour le flux entrant  $Q_{in}$ , on se limitera :

- aux flux entrant dans la nappe latéralement et, éventuellement, par drainance ascendante,
- au flux d'alimentation par les cours d'eau.

Pour simplifier, on ne tient pas compte d'éventuels flux entrant dans le bassin par transferts, injections, ...). Il reste :

$$Q_{in} = Q_{out}^{nap} + Q_{in}^{riv}$$

Sous une forme plus développée, la relation [B1] peut donc s'écrire :

$$P + Q_{in}^{nap} + Q_{in}^{riv} = ET^{nap} + ET^{zns} + R + Q_b + Q_p + Q_{out}^{nap} + \Delta S^{nap} + \Delta S^{zns} \quad [B2]$$

Pour simplifier l'écriture, on peut intégrer  $Q_{in}^{riv}$  dans  $Q_{in}^{nap}$  ou considérer qu'il s'agit d'une fraction du ruissellement R retournant à la nappe (auquel cas R serait un ruissellement "net").

#### 4.1.2 Bilan des flux dans une nappe

Par ailleurs, en faisant intervenir la recharge par infiltration I, c'est à dire la lame d'eau arrivant à la nappe par la zone non saturée, on a la relation suivante, exprimant la redistribution de cette recharge vers les différents flux de sortie de la nappe :

$$I = Q_b + Q_p + Q_{out}^{nap} - Q_{in}^{nap} + ET^{nap} + \Delta S^{nap} \quad [B3a]$$

C'est une relation analogue à celle que l'on écrit pour obtenir l'équation générale des écoulements dans une nappe libre en faisant un bilan "entrées-sorties" sur un volume élémentaire représentatif :

$$Q_{in}^{nap} - Q_{out}^{nap} + I - Q_p = \omega \frac{dH}{dt} \quad [B3b]$$

$\omega$  le coefficient d'emmagasinement et H la charge hydraulique.

#### 4.1.3. Bilan simplifié des flux dans une nappe

##### 4.1.3.1. Simplification de l'équation B3a

Dans la cas d'une nappe :

- dont les lignes de crête coïncident avec celle d'un bassin versant de surface,
- sans relation avec une nappe sous-jacente (pas de drainance),
- connectée avec un cours d'eau uniquement drainant,
- non sollicitée par l'évapotranspiration,

on a :

$$Q_{out}^{nap} = Q_{in}^{nap} = 0$$

$$Q_{in}^{riv} = 0$$

$$ET^{nap} = 0$$

et donc, par simplification de [B3a] :

$$I = Q_b + Q_p + \Delta S^{nap} \quad [B4]$$

Si l'on considère une assez longue période de temps, telle que la variation de stock est négligeable, il reste :

$$I = Q_b + Q_p$$

et si les prélèvements sont peu importants, une estimation de la recharge est alors fournie par l'écoulement de base. C'est le principe de la méthode du "**Base Flow Index**" (détaillée au chapitre 6).

#### 4.1.3.2. Simplification de l'équation B3b

• Si l'on considère une période de temps suffisamment courte (de l'ordre du jour par exemple), de sorte que la lame d'eau qui arrive à la nappe n'ait pas le temps de se "dissiper", on peut alors considérer que la variation de niveau  $dH/dt$  est alors générée par cette lame d'eau et il reste :

$$I = \omega \frac{dH}{dt}$$

Une estimation de la recharge est alors fournie par le calcul des variations de niveau (à condition de connaître le coefficient d'emmagasinement  $\omega$ ). C'est le principe de la méthode appelée "**Water Table Fluctuation, WTF**" (détaillée au chapitre 5).

• Si l'on est dans le cas d'une nappe où  $Q_{in}^{nap} \approx 0$  et  $Q_p$  négligeable, il reste :

$$Q_{out}^{nap} + I = \omega \frac{dH}{dt}$$

équation qui peut s'intégrer dans des cas simples et conduit par exemple aux lois de type exponentiel utilisées pour représenter la décroissance des niveaux (ou de débits, cf. annexe 2), lois qui sont à la base des méthodes d'estimation de la recharge à partir des **courbes de récession** (méthodes détaillées au chapitre 7).

#### 3.1.4. Bilan hydrologique

En tenant compte de la relation [B4] assorties des hypothèses simplificatrices, la relation [B2] devient :

$$P = I + R + ET^{zns} + \Delta S^{zns}$$

d'où :

$$I = P - ET^{zns} - R - \Delta S^{zns} \quad [B5]$$

C'est l'équation classique d'un **bilan hydrologique** qui aurait pu être écrite directement, mais le "détour" fait pour y parvenir à l'avantage de présenter tous les flux transitant dans le bassin considéré.

L'intérêt de la méthode du bilan des flux réside dans sa facilité d'application. De plus la méthode ne dépend pas des mécanismes qui régissent les processus à l'œuvre derrière chacun des flux.

Pour être précis, ce bilan doit être fait idéalement au pas de temps journalier, au plus décadaire. Au pas de temps mensuel par exemple, l'évapotranspiration pourra l'emporter sur les précipitations, alors même que des pluies de quelques jours auront pu engendrer une recharge.

Mais cette simplicité, masque les difficultés liées à l'évaluation ou estimation des différentes composantes du bilan :

- variabilité spatiale des précipitations, surtout à l'échelle d'une masse d'eau de grande extension,
- remplacement la plupart du temps de l'évapotranspiration réelle par une évapotranspiration potentielle,
- difficulté d'évaluation du ruissellement.

De plus, les limites d'un bassin souterrain ne sont pas toujours connues avec précision. On fait alors souvent l'hypothèse que les lignes de crête piézométrique coïncident à peu près avec les lignes de crête topographique.

## 4.2. CALCUL DE LA PLUIE EFFICACE

Les termes du bilan dans l'équation [B5], exprimés en mm d'eau, sont :

- les précipitations P (plus éventuellement l'irrigation),
- l'évapotranspiration réelle ( $ET^{zns} = ETR$ ),
- le ruissellement R,
- l'infiltration I,
- la variation de stock d'eau dans la zone non saturée.

$$I + R = P - ETR - \Delta S^{zns}$$

I + R est la pluie efficace,  $P_{eff}$

$$P_{eff} = P - ETR - \Delta S^{zns}$$

L'ETR n'étant pas connue, on raisonne avec l'ETP.

### 4.2.1. SAFRAN et AURELHY

#### 4.2.1.1. Utilisation des données SAFRAN

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) est un système d'analyse de variables atmosphériques intégré dans la chaîne SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU). SAFRAN a été initialement développé au Centre National de la Météorologie pour la prévision des risques d'avalanche en zone montagneuse (<http://www.cnrm.meteo.fr/>).

SAFRAN analyse 8 variables météorologiques au pas de temps horaire : le vent à 10 mètre, la température de l'air et l'humidité relative à 2 m, la nébulosité, les rayonnements solaires visible et infra-rouge, ainsi que les précipitations liquides et solides (Habets et al., 2008). Les informations disponibles au niveau du réseau d'observations (précipitations, température, ETP...) ainsi que celles des modèles atmosphériques (Arpège ...) sont exploités.

Les variables météorologiques, comme les précipitations et l'ETP, sont ensuite interpolées sur une grille régulière de 8 km x 8 km et au pas de temps journalier. La France est alors couverte par 9892 mailles.

#### Exemple

Les données SAFRAN ont été utilisées dans le cadre de l'étude de Caballero et al. : *Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône-Méditerranée-Corse*, rapport BRGM/RP-64779-FR, 2015).

L'exemple ci-dessous concerne les systèmes karstiques des sources de la Loue et du Lison.

La superposition de la grille de données journalières de SAFRAN sur les impluviums de ces sources (figure 4) permet de repérer les numéros des mailles SAFRAN concernées et ensuite d'en extraire les données de pluie et d'évapotranspiration. Les moyennes des précipitations et de l'ETP sont ensuite pondérées par la fraction de l'impluvium dans chaque maille.

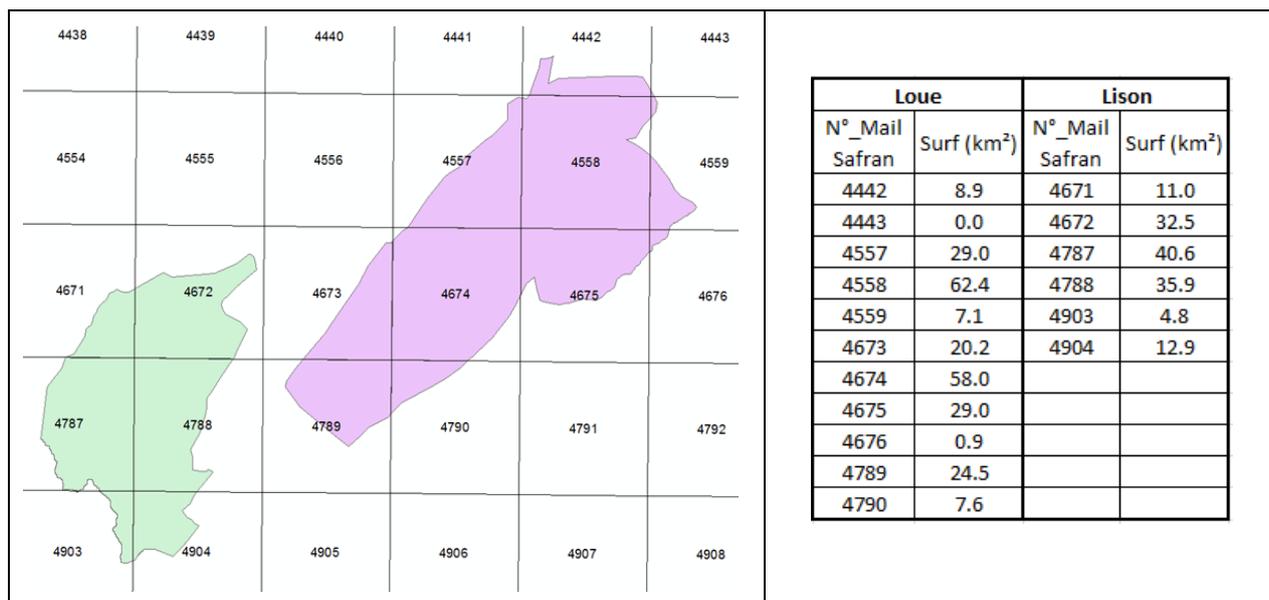


Figure 4 - Impluvium des systèmes karstiques de la Loue (droite) et du Lison (gauche) et mailles SAFRAN correspondantes (Caballero et al., 2015).

#### 4.2.1.2. Utilisation des données AURELHY

Quand il y a une variabilité spatiale des précipitations dans le domaine étudié, plusieurs zones peuvent être définies en utilisant soit la méthode classique des polygones de Thiessen (pour mémoire), soit la zonation que fait apparaître la méthode d'interpolation AURELHY (Analyse Utilisant le RELief pour l'Hydrométéorologie) de Météo-France.

Les données AURELHY ont ainsi été exploitées dans la modélisation des aquifères du Bajocien-Bathonien de la Plaine de Caen (N. Croiset et al., 2013) pour définir des zones de pluies (figure 5). Des plages de 100 mm d'amplitude ont été délimitées. La zone correspondant à la gamme de 700-800 mm, particulièrement étendue, a été subdivisée en secteurs calqués sur les limites de bassin versant. Cette approche a fourni un découpage du domaine modélisé en 13 zones représentées sur la figure 5.

Toutes les mailles appartenant à une même zone météorologique reçoivent les mêmes précipitations, dont les valeurs sont déterminées en rattachant une chronique pluviométrique à chacune des zones.

Afin de s'assurer d'une bonne cohérence entre chroniques pluviométriques locales et informations fournies par la grille AURELHY au pas kilométrique, la pluviométrie moyenne interannuelle 1971-2000 de chaque station pluviométrique a été comparée à la valeur AURELHY locale (figure 6). L'écart le plus important est observé à la station de Sassy (6%), ce qui peut s'expliquer par une importante lacune de données entre 1991 et 1994. Les autres écarts demeurent inférieurs à 4% et la corrélation linéaire obtenue montre l'absence de biais systématique entre observations et grille AURELHY.

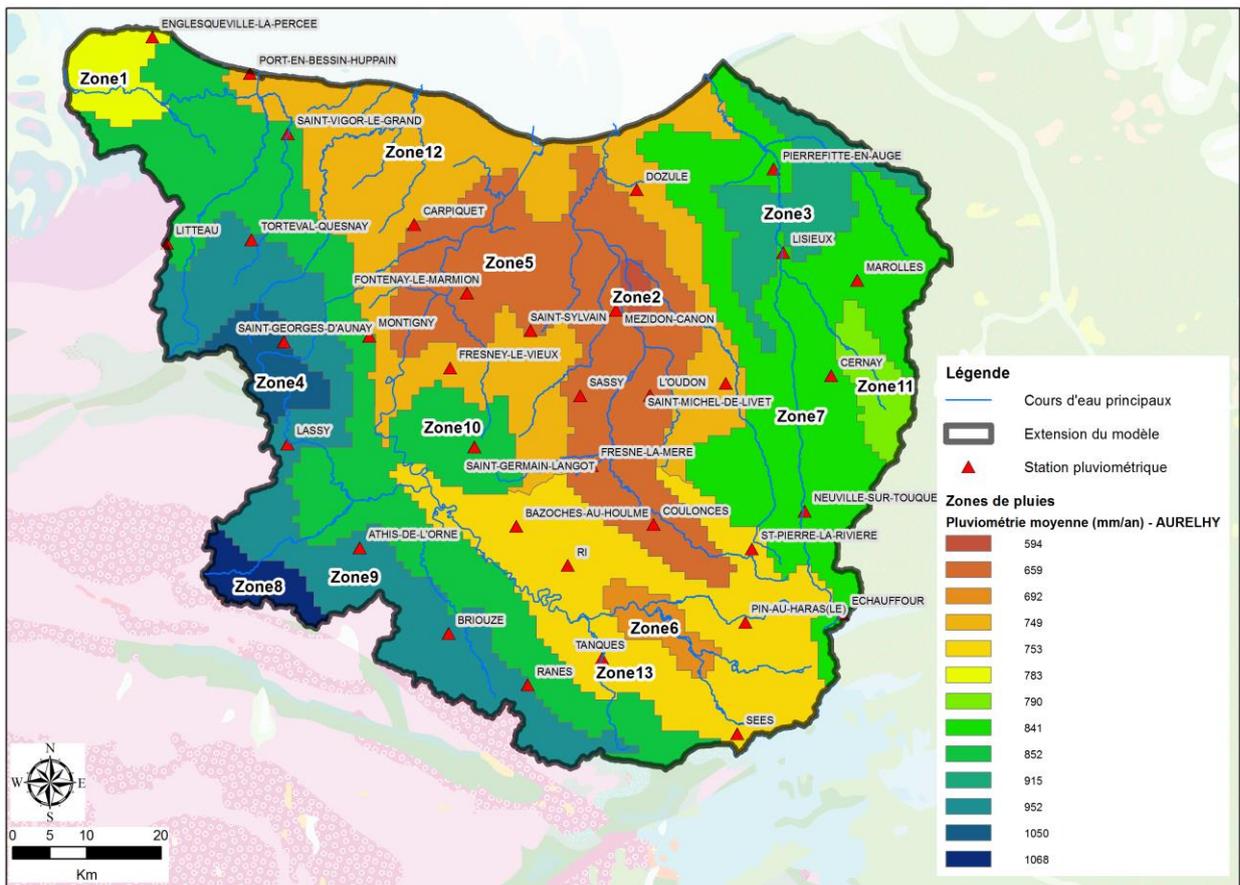


Figure 5 – Modèle de la plaine de Caen : zones de 100 mm d'amplitude délimitées d'après la grille AURELHY de Météo-France  
 Source : Rapport BRGM/RP-62648-FR

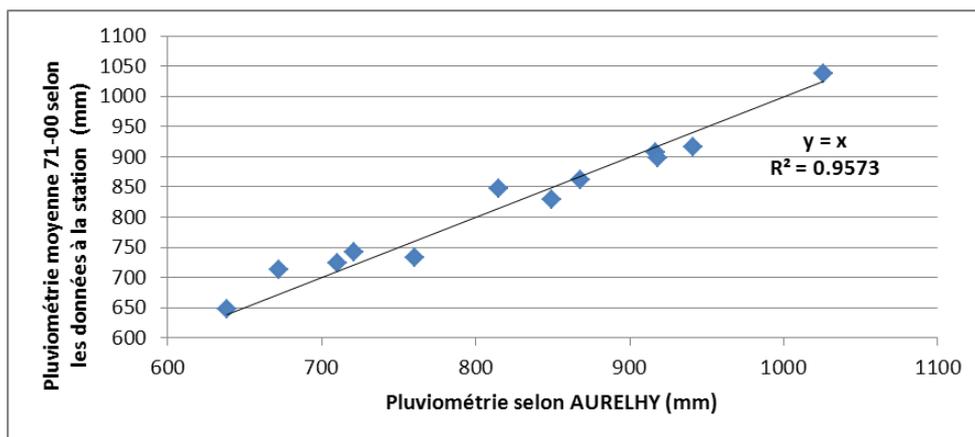


Figure 6 - Comparaison entre pluviométries moyennes 1971-2000 fournies par AURELHY et valeurs calculées à partir des données des stations météorologiques  
 Source : Rapport BRGM/RP-62648-FR

La figure 7 montre la carte des moyennes annuelles de pluie sur la période de référence 1981-1990, réalisée à partir des valeurs de la grille AURELHY.

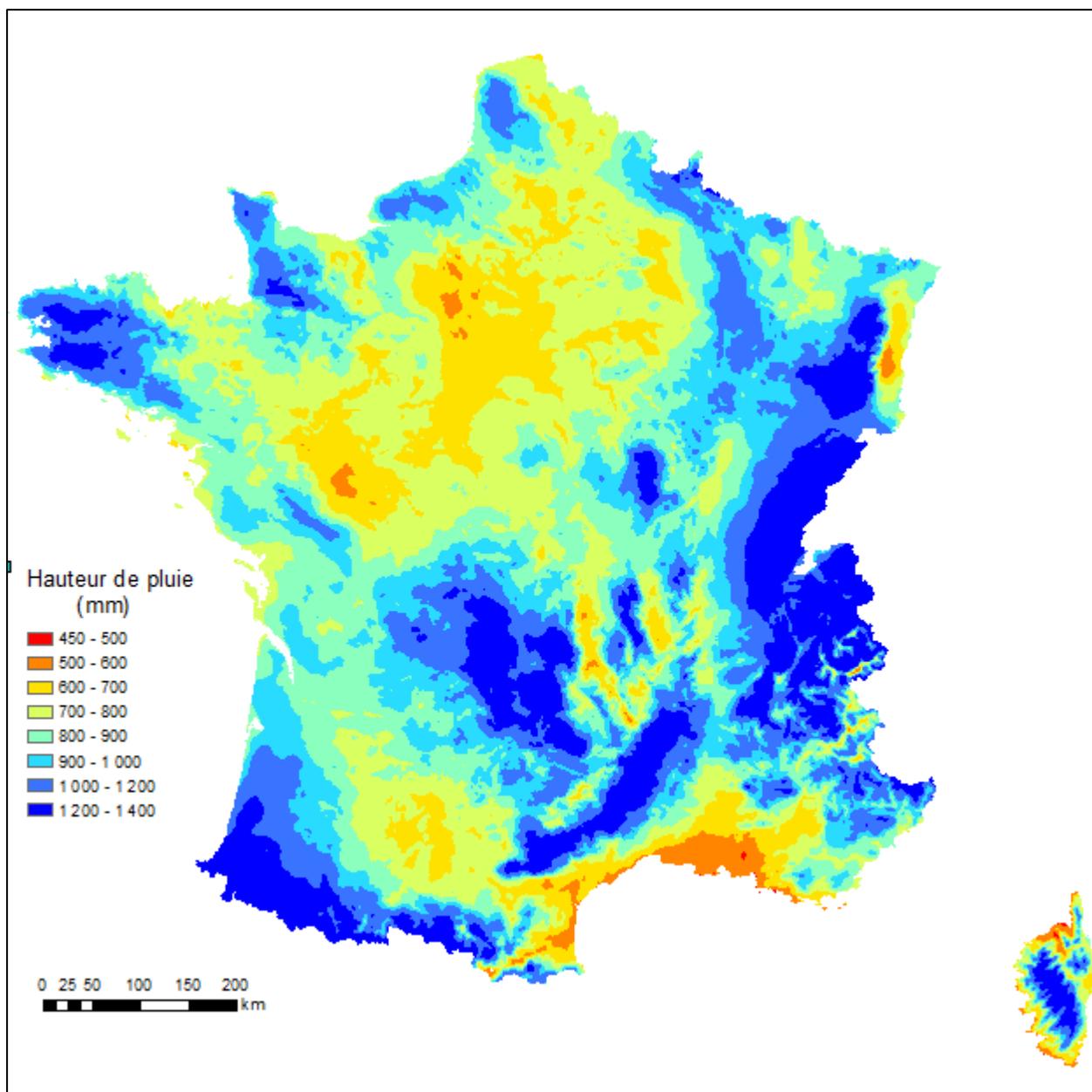


Figure 7 – Moyennes interannuelles des précipitations en France, période 1981-2010  
Carte établie d'après les données AURELHY fournies par Météo-France.

La moyenne des précipitations à l'échelle du territoire est de 925 mm (écart-type de 243 mm).

#### 4.2.2. Capacité de stockage du sol

Pour le calcul de la pluie efficace, on considère classiquement que la variation de stock  $\Delta S^{\text{ZNS}}$  du bilan hydrologique concerne une tranche de sol d'épaisseur  $\Delta z$  : le sol est ainsi assimilé à un réservoir avec une certaine capacité maximale en eau, fonction du type de sol, capacité maximale souvent appelée réserve utile RU.

La RU est un concept agronomique, introduit pour calculer les doses d'irrigation qu'il faut apporter aux cultures. La RU est définie comme la différence entre le volume d'eau contenu dans le sol à la capacité de rétention et le volume d'eau restant au point de flétrissement. Pour une surface unitaire et une couche de sol d'épaisseur  $\Delta z$ , on a donc en supposant un sol homogène :

$$RU = (\theta_{\text{ret}} - \theta_{\text{fp}}) \Delta z$$

- La *capacité de rétention* est la teneur en eau  $\theta_{\text{ret}}$  au-delà de laquelle la composante gravitaire de la charge l'emporte sur la pression capillaire. Pour de nombreux sols, la capacité de rétention correspond à la valeur moyenne suivante de la pression :

$$\theta = \theta_{\text{ret}} \Rightarrow h = -3,3 \text{ m} \quad \text{ou} \quad \Psi = 0,33 \text{ bar} \quad \text{ou} \quad pF = 2,5$$

- Le *point de flétrissement permanent* est la teneur en eau  $\theta_{\text{fp}}$  en deçà de laquelle les forces retenant l'eau dans le sol surpassent la capacité d'extraction racinaire.

$$\theta = \theta_{\text{fp}} \Rightarrow h = -160 \text{ m} \quad \text{ou} \quad \Psi = 16 \text{ bar} \quad \text{ou} \quad pF = 4,2$$

Pour ces différents paramètres, le tableau 5 ci-après fournit des exemples de valeurs.

Rigoureusement, la RU d'un sol dépend donc de l'épaisseur de sol considérée.

#### Remarque

A cette notion de Réserve Utile, qui a donc une signification précise en agronomie, **il est préférable de substituer une notion plus neutre, en rapport avec la pratique des bilans hydrologiques, par exemple Capacité de Stockage en Eau du Sol (CSE), ou Réserve Disponible pour l'Evapotranspiration (RDE)**, sachant que les valeurs utilisées ou calculées par modélisation ne correspondent pas nécessairement à la RU agronomique, telle qu'elle est définie ci-dessus.

Une valeur moyenne de 100 mm est souvent utilisée sur un vaste territoire (grande variété de sols), par exemple à l'échelle de la France. En général, lorsqu'un modèle est utilisé, il s'agit d'un paramètre de calage.

#### 4.2.3. Méthode classique de Thornthwaite pour le calcul de la pluie efficace

La méthode dite de Thornthwaite nécessite des chroniques de pluie et d'ETP et la connaissance de la capacité de stockage en eau du sol.

La figure 8 ci-après présente l'algorithme de calcul.

On part d'un état initial où la réserve en eau  $S$  du sol est épuisée (début d'année hydrologique).

## Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes

Classe de texture (selon le triangle de Jamagne)	Humidité % à la capacité au champ (pF=2.5)	Humidité % au point de flétrissement permanent (pF=4.2)	Eau utile (g d'eau pour 100 g de sol)	Densité apparente (sans dimension)	Réservoir utilisable (mm d'eau par cm de sol)
S	8	3	5	1.35	0.7
SL	12	5	7	1.40	1.0
SA	19	10	9	1.50	1.35
LIS	15	7	8	1.50	1.20
LS	19	9	10	1.45	1.45
LmS	20	9	11	1.45	1.60
LSA	22	11	11	1.50	1.65
LAS	24	12	12	1.45	1.75
LI	17	8	9	1.45	1.30
Lm	23	10	13	1.35	1.75
LA	27	13	14	1.40	1.95
AS	33	22	11	1.55	1.70
A	37	25	12	1.45	1.75
AL	32	19	13	1.40	1.80
A lourde	29	18	11	1.50	1.65

Tableau des réservoirs en eau selon les textures, Service de cartographie des sols de l'Aisne, Jamagne et al., 1977 ; in Baize et Jabiol, 1995).

Tableau 5 – Exemples de valeurs des paramètres entrant dans le calcul de la réserve utile d'un sol

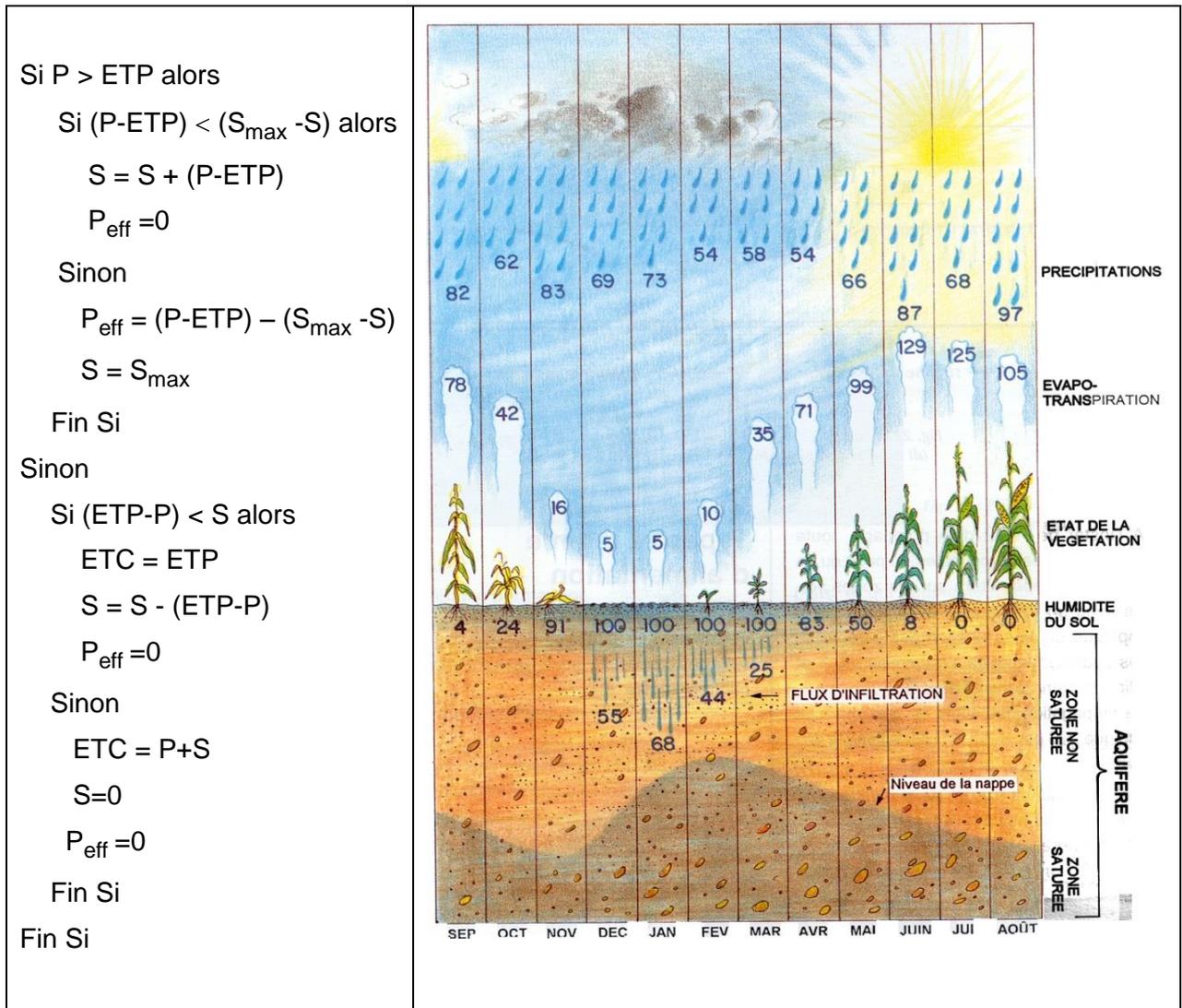


Figure 8 – Algorithme de calcul de la pluie efficace (source : BRGM)

- Si  $P > ETP$ , la différence comble d'abord le déficit en eau du sol puis alimente la nappe s'il y a un excédent.
- Si  $P < ETP$ , la différence  $ETP-P$  est prélevée sur la réserve  $S$  du sol jusqu'à épuisement de celle-ci.

Si l'évapotranspiration potentielle ne peut être satisfaite, le niveau le prélèvement en eau est :  $ETC = P + S$

Une fois le calcul de la pluie efficace effectué, il reste à la partitionner entre ruissellement et infiltration.

Remarque :

Dans cet algorithme, il est préférable de parler d'évapotranspiration calculée  $ETC$  plutôt que d'évapotranspiration réelle  $ETR$  correspondant à une réalité plus complexe.

#### 4.2.4. Méthode de Dingman pour le calcul de la pluie efficace

Des améliorations successives ont été apportées au modèle de Thornthwaite, notamment pour prendre en compte les précipitations neigeuses dans le calcul de la pluie efficace. L'introduction d'une vidange de la réserve du sol progressive (et donc plus réaliste) a également été recherchée.

Dingman (2002) propose une méthode dont l'algorithme est présenté par la figure 9, en reprenant les mêmes notations que pour la méthode précédente. Les indices n-1 et n sont relatifs aux valeurs des variables à un pas de temps et au pas de temps suivant.

La méthode fait intervenir un paramètre F, appelé facteur de fonte de la neige, compris entre 0 et 1.

```

si T ≤ 0 alors F = 0
si 0 < T < 6°C alors F = 0.167 * T
si T > 6 °C alors F = 1
Neige = (1 – F) * Precipitation
Pluie = F * Precipitation
StockNeigen = (1 – F) * (1 – F) * Precipitationn + (1 – F) * StockNeigen-1
FonteNeigen = F * [StockNeigen-1 + Neigen]
EntréeEAU = Pluie + FonteNeige
si EntréeEAU ≥ ETP alors
    ETC = ETP
    Sn = min [(EntreEAUn – ETPn + Sn-1 ; Smax]
si EntréeEAU < ETP alors
    ETCn = EntréeEAUn + Sn-1 - Sn
    Sn = Sn-1 * exp [-(ETPn – EntréeEAUn)/Smax]
Peffn = EntréeEAUn – ETCn – (Sn-Sn-1)
si Peff < 0 alors Peff = 0

```

Figure 9 – Algorithme de Dingman

Source : rapport BRGM/RP-64779-FR (Y. Caballero, S. Lanini, et al. , 2015)

#### 4.2.5. Calcul par Météo-France

La pluie efficace peut être obtenue auprès de Météo-France. La carte de la figure 10 a été établie à partir des moyennes interannuelles des précipitations efficaces sur la période 1981-2010, fournies par Météo-France sur une grille constituée de mailles de 8 km de côté.

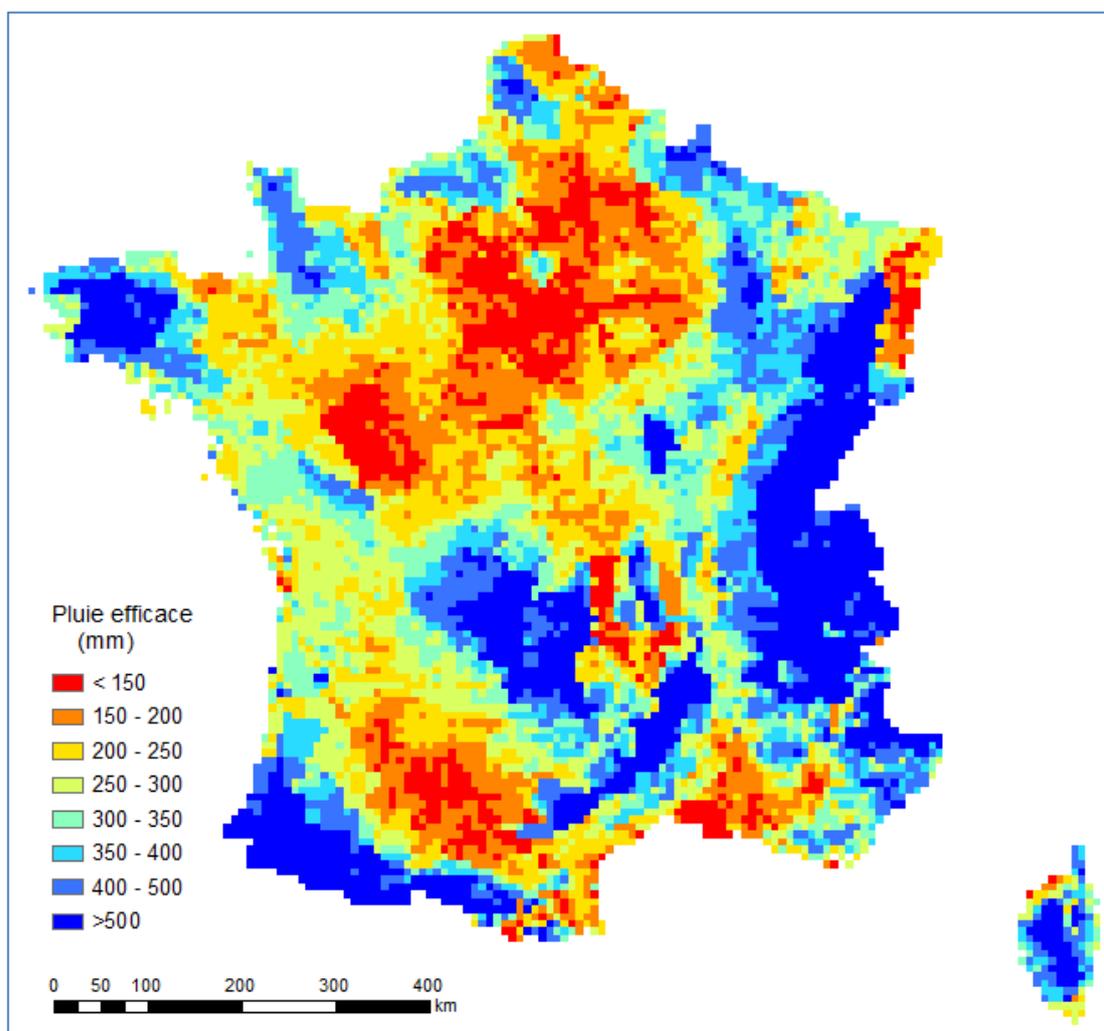


Figure 10 – Grille des précipitations efficaces : moyennes interannuelles sur la période 1981-2010  
Source des données : Météo-France

La moyenne à l'échelle du territoire sur cette période est de **355 mm** (écart-type de 232 mm), soit **38% des précipitations** sur la même période (cf. figure 7, § 4.2.1.2.)

### 4.3. PARTITION DE LA PLUIE EFFICACE ENTRE INFILTRATION ET RUISSELLEMENT

La partition de la pluie efficace est un problème récurrent, dès lors que l'on souhaite connaître la recharge des nappes. En dehors de la modélisation (modèles globaux ou spatialisés), deux voies d'accès à la recharge sont décrites dans ce qui suit :

- l'indice IDPR (*Indice de Développement et de Persistance des Réseaux*). Il s'agit d'une approche et non un calcul proprement dit (§ 4.3.1). Au chapitre 9, cette approche sera confrontée aux résultats obtenus par d'autres méthodes.
- Le module ISBA de la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU permet d'accéder aux deux composantes de la pluie efficace (cf. chapitre 8).

#### 4.3.1. L'indice IDPR

L'IDPR a été mis au point par le BRGM, à l'origine pour la réalisation de cartes de vulnérabilité simplifiées des eaux souterraines à l'échelle régionale (cf. Mardhel V., 2006. *Carte de vulnérabilité intrinsèque simplifiée des eaux souterraines de la région Aquitaine*. BRGM/RP-55311-FR).

Cet indice permet de rendre compte indirectement de la capacité intrinsèque du sol à laisser infiltrer ou ruisseler les eaux de surface. Cette capacité d'infiltration dépend en particulier de la perméabilité de la zone non saturée mais aussi d'autres paramètres comme la végétation ou la déclivité.

Le calcul de l'IDPR est basé sur la comparaison entre le réseau hydrographique existant et un réseau hydrographique fictif qui considère la présence d'une rivière dans chaque fond de vallée (réseau de talwegs). Cela permet de faire ressortir les zones à faible réseau hydrographique (zones d'infiltration forte) et celles où le ruissellement est important (réseau hydrographique dense).

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 (tableau 6). Les deux distances calculées sont pondérées par la pente.

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.
IDPR voisin ou égal à 2000	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.

Tableau 6 – Valeurs de l'indice IDPR caractérisant l'importance relative de l'infiltration et du ruissellement

La carte de l'IDPR à l'échelle de la France présentée ci-dessous a été réalisée avec ArcView© en utilisant un MNT au pas de 25 m et la version de la BD-Carthage disponible en 2011.

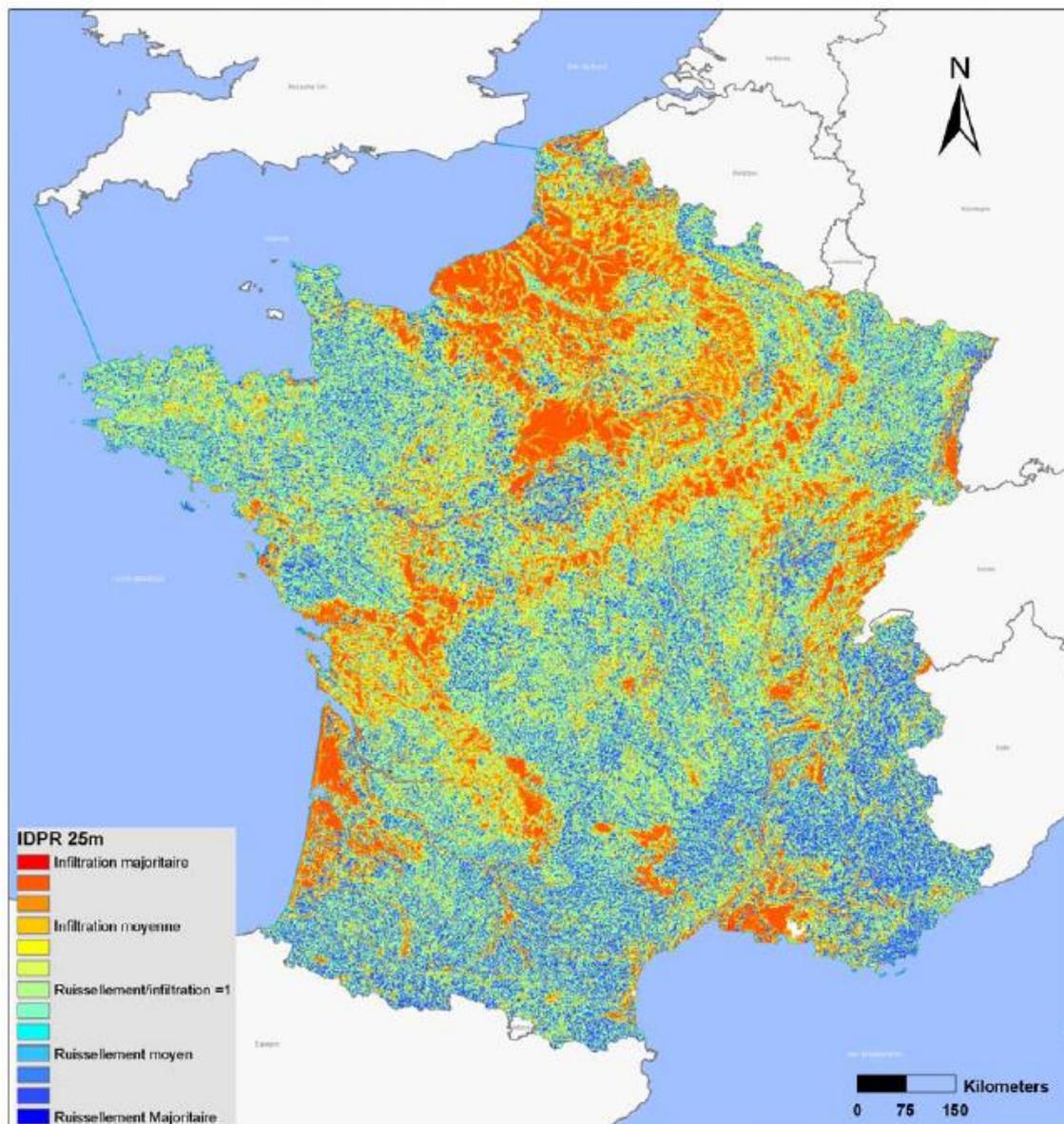


Figure 11 – Carte de l'IDPR calculé au pas d'espace de 25 m (à l'aide du MNT de l'IGN à la résolution de 25 m, fourni par le SCHAPI dans le cadre d'une convention de mise à disposition).

Source : A. Hohmann, M. Delmas, O. Cerdan, V. Mardhel. 2011. Appui au SCHAPI 2011. Module 2 : comportement Hydrodynamique des bassins versants. BRGM/RP-60499-FR

L'IDPR est inférieur à 1000 quand le réseau théorique n'est pas repris par une rivière réelle. Ce rapport indique alors une infiltration majeure des eaux.

Inversement, quand le réseau réel est plus dense que le réseau calculé, on est en zone de ruissellement majeure, l'IDPR tend vers 2000.

Pour le calcul de l'IDPR, les données suivantes ont été utilisées :

- le réseau hydrographique naturel (réel/observé) issu de la Base de Données Carthage. Les attributs exploités pour l'analyse sont la nature, le type, l'état, la position des cours d'eau et des plans d'eau. Toutes les voies d'eau artificielles sont écartées de l'analyse.

- le réseau théorique des écoulements, fondé sur l'analyse des talwegs. Il s'établit à partir du modèle numérique de terrain (MNT) de l'IGN au pas de 50m (ou de 25 m).

Seule l'altitude est fournie de manière "brute" par le MNT. Le calcul des pentes, des bassins versants et des talwegs font appel aux techniques de traitements spatiaux intégrés aux logiciels de Système d'Information Géographique.

**Remarque : l'IDPR est seulement une approche de la partition de la pluie efficace, qui a pu être utilisée dans certaines études, sur la base du découpage indiqué dans le tableau 6 ou d'un découpage plus fin, mais découpages comportant une part d'arbitraire et conduisant donc à une incertitude sur les valeurs de recharge déduites.**

Un exemple d'utilisation de l'IDPR dans le cadre d'une modélisation est présenté au chapitre 8. Une approche alternative exploitant l'IDPR est proposée au chapitre 9.

#### 4.3.2. Le modèle de surface ISBA

ISBA est décrit de façon détaillée dans la thèse de J.P. Vergnes (2012), *Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale (2012)*.

ISBA est un *modèle de surface* (Land Surface Model) qui fait partie du *Système Hydrologique Continental* ISBA-TRIP utilisé à Météo France pour fournir des conditions d'humidité et de température au modèle atmosphérique ARPEGE (Action de Recherche Petite Échelle et Grande Échelle).

ISBA calcule les échanges d'eau et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère et TRIP (*modèle de routage*) assure le transfert du ruissellement total généré par ISBA vers les cours d'eau jusqu'aux embouchures des grands fleuves.

Il existe deux versions d'ISBA : une version à 3 couches (ISBA-3L) et une version multicouches (ISBA-DF) simulant les écoulements d'eau dans la zone non saturée en résolvant l'équation de Richards. ISBA-DF permet un couplage direct du sol avec la nappe sous-jacente. Ce système constitue la plate-forme de modélisation appelée SURFEX (SURFace EXternalized).

SURFEX est utilisée pour la prévision du temps, la simulation de scénarios climatiques (Noilhan et al., 2011 ; Seity et al., 2011 ; Voldoire et al., 2012), la prévision des crues à Météo France (Habets et al., 2004) ou pour des applications hydrologiques à grande échelle (Alkama et al., 2010).

ISBA calcule des bilans d'énergie et de flux d'eau. Sans couplage avec le modèle atmosphérique ARPEGE (c'est-à-dire en mode forcé), les variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'ISBA sont indiquées dans le tableau 7.

Variable atmosphérique	Notation	Unité
Rayonnement solaire	$R_g$	$\text{W m}^{-2}$
Rayonnement atmosphérique	$R_a$	$\text{W m}^{-2}$
Précipitations liquides	$P_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Précipitations solides	$S_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Température de l'air à 2 m d'altitude	$T_a$	K
Vitesse horizontale du vent à 10 m d'altitude	$V_a$	$\text{m s}^{-1}$
Humidité spécifique de l'air à 2 m d'altitude	$q_a$	$\text{kg kg}^{-1}$
Pression atmosphérique à la surface	$P_s$	Pa

Tableau 7 - Variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'ISBA en mode forcé (J.P. Vergnes, 2012)

## 4.3.2.1. ISBA-3L

Dans ISBA-3L, les flux et les stocks d'eau pris en compte dans les bilans hydriques sont indiqués dans le tableau 8.

Variable	Notation	Unité
Évaporation du sol nu	$E_s$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Évaporation de la végétation	$E_v$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Transpiration des plantes	$E_{tr}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Sublimation de la neige	$S_s$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Ruissellement de la canopée	$d_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Sublimation de la neige	$S_s$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Infiltration réelle	$I_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Fonte de la neige	$S_m$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Ruissellement de surface	$Q_s$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Stock de neige	$W_n$	$\text{kg m}^{-2}$
Stock d'eau de la canopée	$W_r$	$\text{kg m}^{-2}$
Contenue en eau volumique de chaque couche	$w_i (i = 1, 3)$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$

Tableau 8 – Flux et stocks d'eau dans ISBA (J.P. Vergnes, 2012)

La zone non saturée est divisée en 3 couches (figure 12).

- La première couche, couche de surface d'épaisseur  $d_1$  limitée à 1 cm, permet de représenter l'évaporation du sol nu.
- La deuxième couche correspond à la zone racinaire d'épaisseur  $d_2$ , variable selon le type de végétation. La teneur en eau volumique moyenne de la couche superficielle ( $w_1$ ) évolue vers celle de la zone racinaire ( $w_2$ ).

Le flux  $D_1$  représente la diffusion verticale d'humidité entre la zone superficielle et la zone racinaire, et le flux  $D_2$  la diffusion entre la zone racinaire et la couche profonde. Le terme  $K_2$  correspond au drainage de la couche racinaire vers la 3<sup>ième</sup> couche.

- La troisième couche de sol a une épaisseur  $d_3 - d_2$  et une teneur en eau volumique moyenne ( $w_3$ ). Elle est le lieu d'un flux d'eau  $K_3$  (appelé drainage gravitationnel), qui se dirige vers la nappe.

Les teneurs en eau de chaque couche sont contraintes par le contenu en eau à saturation  $w_{\text{sat}}$  et ne peuvent pas dépasser un seuil minimum  $w_{\text{min}}$  pour éviter un assèchement total du sol.

Par ailleurs, intervient une variable  $w_{\text{geq}}$  qui correspond à la teneur en eau à l'équilibre entre les forces de capillarité et les forces de gravité. Cette variable est calculée à partir de  $w_2$  et des caractéristiques texturales du sol. Si  $w_1$  est supérieure à  $w_{\text{geq}}$ , la couche superficielle draine de l'eau vers la zone racinaire, tandis que l'inverse se produit si  $w_1$  est inférieure à  $w_{\text{geq}}$ .

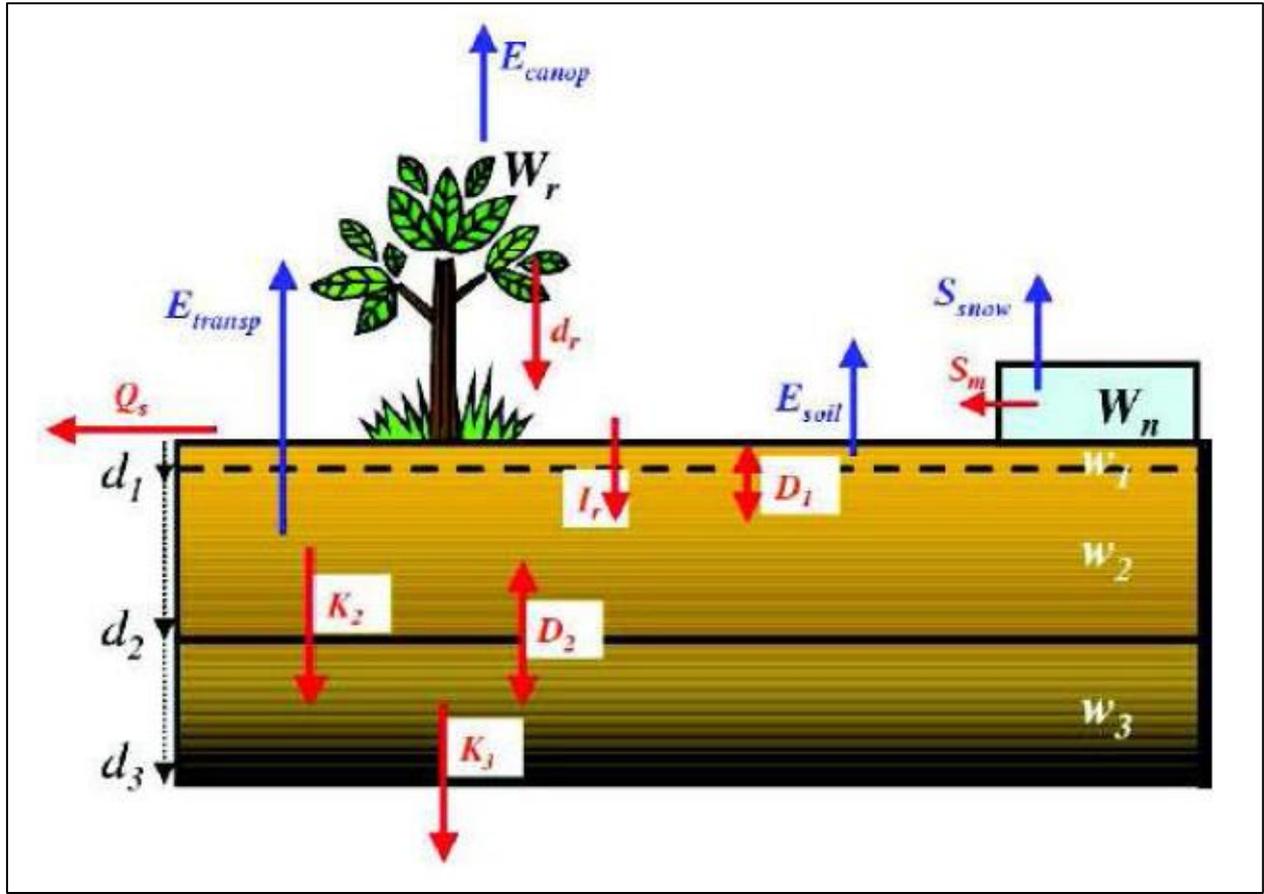


Figure 12 – ISBA-3L (J.P. Vergnes, 2012)

### Infiltration et ruissellement

- Une infiltration potentielle  $I_p$  est d'abord calculée :

$$I_p = (1 - \text{veg})P_r + d_r + S_m$$

$(1 - \text{veg})P_r$  est la fraction d'eau non-interceptée par la canopée,

$d_r$  est l'eau ruisselée à partir de ce réservoir,

$S_m$  est l'eau provenant de la fonte de la neige.

Cette lame d'eau ne s'infiltré pas complètement dans le sol. Une partie  $Q_s$  ruisselle en surface, et l'infiltration réelle  $I_r$ , celle qui pénètre dans le sol est donc :

$$I_r = I_p - Q_s$$

- Dans ISBA, deux mécanismes hydrologiques peuvent générer le ruissellement. Le premier, le ruissellement de Dunne, a lieu lorsque la surface du sol est totalement saturée. Ce ruissellement est calculé dans ISBA pour chaque maille selon une approche sous-maille basée sur le formalisme TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979). Il s'agit entre autre de calculer la fraction de la maille  $f_{\text{sat}}$  saturée en eau, de manière à déterminer la part des précipitations participant au ruissellement de surface, en multipliant cette fraction avec le flux de précipitations atteignant la maille (Decharme et Douville, 2006a).

## 4.3.2.2. ISBA-DF

Par rapport à ISBA-3L, seules les équations régissant l'évolution de la température et du contenu en eau du sol sont modifiées. La prise en compte de la végétation et du manteau neigeux reposent sur les mêmes schémas, et le ruissellement de surface généré par le couplage avec TOPMODEL est également conservé (figure 13).

Dans ISBA-DF, les flux d'eau sont décrits selon la forme mixte de l'équation des écoulements en zone non saturée (équation de Richards) : la variation temporelle de l'humidité du sol est résolue en terme de teneur en eau, tandis que le gradient hydraulique est résolu en terme de potentiel hydrique.

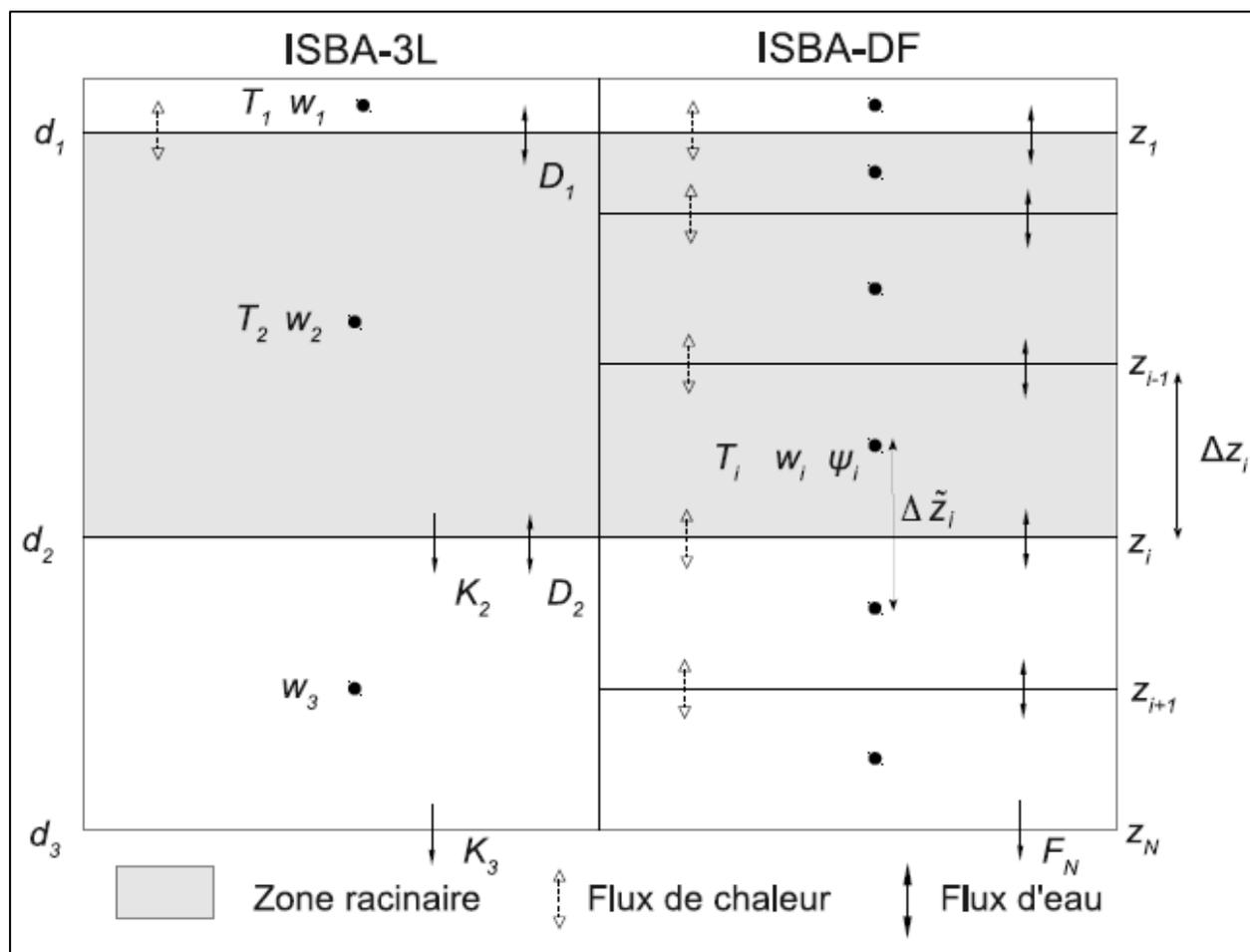


Figure 13 – Comparaison entre ISBA-3L et ISBA-DF (J.P. Vergnes, 2012)

$d_1$  (1 cm),  $d_2$  et  $d_3$  correspondent aux épaisseurs de sol des trois couches d'ISBA-3L.  $D_1$  et  $D_2$  sont les flux diffusifs,  $K_2$  et  $K_3$  les flux gravitaires. Pour ISBA-DF,  $z_i$ ,  $\Delta z_i$  et  $\Delta \tilde{z}_i$  correspondent respectivement à la profondeur de la couche de sol  $i$ , à son épaisseur, et à la distance entre les nœuds des couches  $i$  et  $i+1$ .  $T_i$ ,  $w_i$  et  $\psi_i$  désignent la température, l'humidité et le potentiel de pression de la couche  $i$ .

$F_N$  représente le flux à la base du sol (l'infiltration vers la nappe).

## 5. Méthodes basées sur la fluctuation des niveaux

### 5.1. PRINCIPE

Dans sa formulation la plus simple, la méthode "*Water Table Fluctuations*" (dans les publications internationales) repose sur la relation entre la recharge et la variation de niveau de la nappe libre sur un intervalle de temps  $\Delta t$ .

D'après l'équation classique d'un bilan hydrodynamique dans un volume élémentaire représentatif d'une nappe libre (cf équation B3b, § 4.1.2), on a :

$$(Q_{in}^{nap} - Q_{out}^{nap}) + I - Q_p = \omega \frac{\Delta H}{\Delta t}$$

$\omega$  est le coefficient d'emménagement du volume considéré (sans unité).

La méthode WTF suppose que les variations de niveau sont provoquées essentiellement par la lame d'eau  $I$  qui parvient à la surface libre de la nappe, et que toutes les autres composantes sont négligeables.

De l'équation ci-dessus, il reste donc :

$$I = \omega \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad [\text{WTF}]$$

Lorsque la lame d'eau arrive à la nappe, il s'écoule un certain laps de temps avant qu'elle ne soit redistribuée vers les autres composantes du bilan. Si la méthode est appliquée durant ce laps de temps (de l'ordre du jour), on peut considérer que l'on a une bonne approximation de la recharge (si  $\omega$  est connu). Par contre, si la vitesse d'écoulement dans la nappe excédait significativement la vitesse d'arrivée à la nappe de la lame d'eau, la méthode serait inappropriée.

L'utilisation de cette méthode est ancienne (Meinzer, 1927). Depuis elle a fait l'objet de nombreux articles, décrivant son application, la comparant à d'autres méthodes d'évaluation de la recharge et montrant aussi ses limites ; parmi les plus récents, on peut citer Crosbie et al. (2005), Delin (2007), Nimmo (2014).

#### 5.1.1. Calcul de l'élévation de niveau $\Delta H$

En général, pendant la phase de montée des niveaux, une récession "cachée" (non visible sur la chronique piézométrique) se produit, correspondant à une "dissipation" de la lame d'eau arrivant à la nappe. Pour tenir compte de cette fraction de lame d'eau, non représentée dans l'élévation mesurée des niveaux, mais qui contribue néanmoins à la recharge, il faut alors remplacer  $\Delta H$  par une valeur corrigée  $\Delta H_c$  ( $> \Delta H$ ) correspondant à la différence entre le niveau maximum observé à la date  $t$  et le niveau qui aurait été celui de la nappe à la date de ce maximum s'il n'y avait pas eu de précipitation générant la recharge considérée. Ce niveau est celui obtenu en extrapolant jusqu'à la date  $t$  la courbe de récession qui suit la fin de la période de recharge précédente (Figure 14). Sur l'intervalle de temps  $\Delta t$ , cette élévation cachée de niveau ( $dh = \Delta H_c - \Delta H$ ) est supposée compenser la fraction de recharge qui s'est écoulée durant l'intervalle de temps  $\Delta t$ .

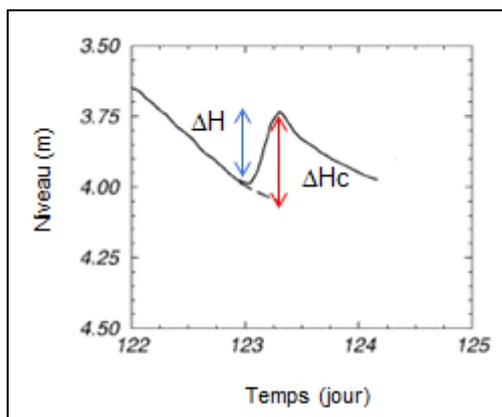


Figure 14 - Passage de  $\Delta H$  à  $\Delta H_c$

Si l'on souhaite calculer une recharge moyenne, la procédure doit être répétée sur l'ensemble des phases de recharge observées sur une période assez longue dans une série piézométrique journalière.

Sur un plan pratique, 3 principales méthodes WTF peuvent être mises en œuvre, dont 2 utilisant l'extrapolation d'une phase de récession (Delin, 2007) :

- une méthode simple de cumul des élévations de niveaux mesurées dans la chronique (figure 15 a), sans correction (méthode automatisable, implémentée par exemple dans le logiciel RISE de l'USGS),
- une méthode d'extrapolation graphique de la récession (figure 15b),
- une méthode d'extrapolation utilisant une courbe de récession type (*Master Recession Curve*, MRC, cf. chapitre 7) préalablement calculée (figure 15c). La méthode est automatisable.

#### 1) Extrapolation graphique

L'extrapolation peut se faire manuellement (figure 15b). On prolonge toutes les périodes de récession puis, pour chaque période, on mesure l'écart entre la fin de la courbe de récession extrapolée et le niveau le plus haut qui lui succède. Les écarts sont ensuite cumulés.

C'est la méthode la plus simple, mais approximative et subjective. L'intérêt est l'inspection visuelle de la série qui peut permettre d'éliminer des élévations de niveau qui ne seraient pas occasionnés par une recharge, mais par exemple par l'influence de l'élévation du niveau d'un cours d'eau.

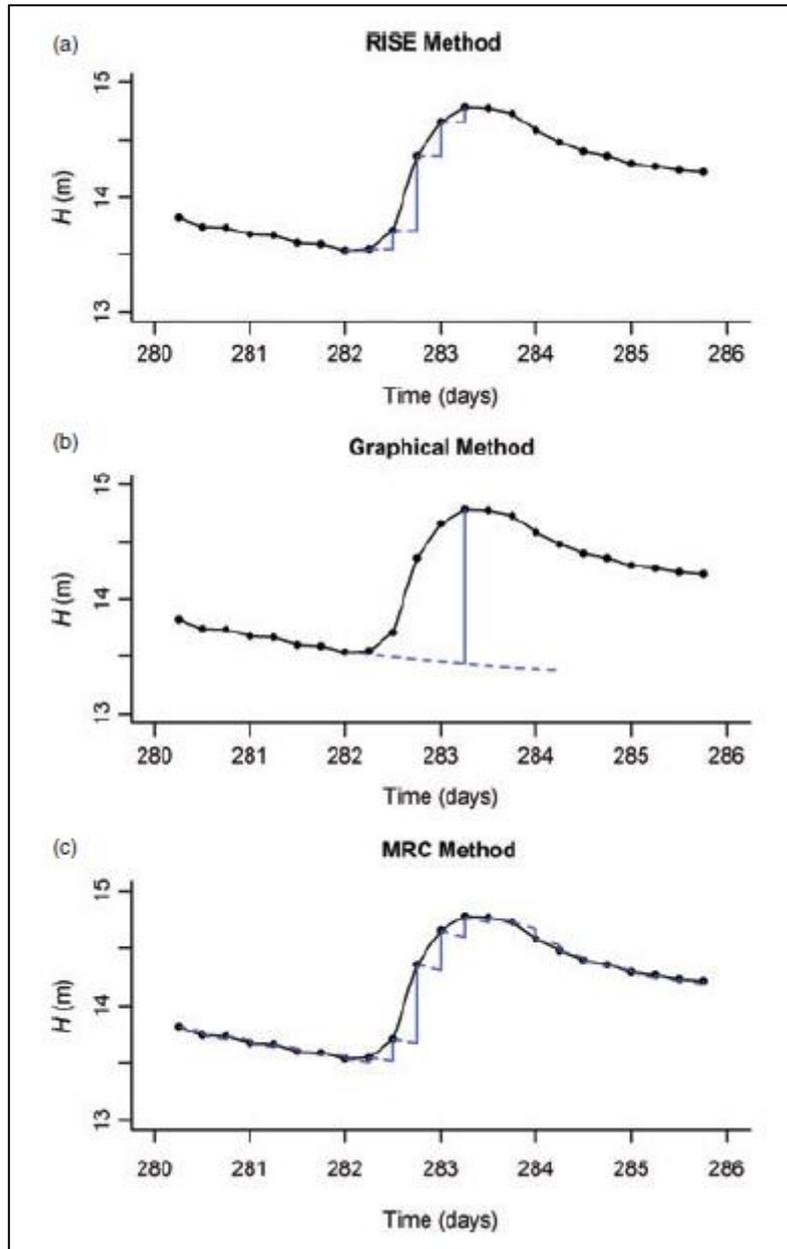


Figure 15 – Trois façons d'utiliser la méthode WTF (Nimmo et al. ,2014)

## 2) Calcul d'une courbe de récession type (MRC)

La méthode MRC (Master Recession Curve) développée par l'USGS permet le traitement automatisé d'une chronique journalière de niveau piézométrique. Il s'agit tout d'abord d'identifier toutes les périodes de récession dans la chronique (définies par une période de 10 jours successifs minimum pendant laquelle le niveau piézométrique décroît), d'ajuster une fonction logarithmique à deux paramètres sur chaque récession, puis de calculer la différence entre le niveau d'eau observé et le point atteint par l'asymptote de la courbe de récession précédente (figure 16).

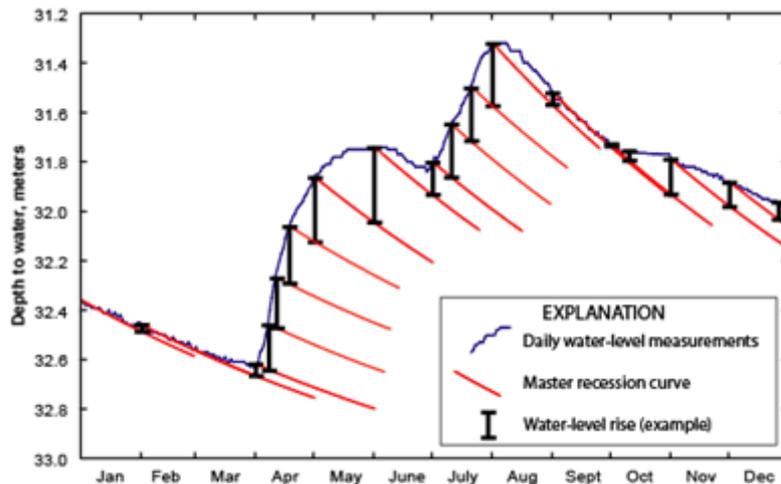


Figure 16 - Approche WTF-MRC pour estimer l'élévation annuelle du niveau d'eau (Delin, 2007)

### 3) Méthode du logiciel RISE

La procédure la plus simple suggérée par (Delin et al, 2007) pour appliquer la méthode WTF au pas de temps annuel est celle qui est adoptée par le programme RISE de l'USGS et qui consiste à faire la somme des élévations de niveau d'eau pendant une année et à la multiplier par le coefficient d'emmagasinement.

Cette méthode est simple, mais sous-estime la recharge car elle ne tient pas compte des corrections faites en utilisant les courbes de récession.

#### 5.1.2. Exemple d'application de la méthode WTF-graphique

L'exemple (figure 17) est extrait de l'article de :  
Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002 - *Using groundwater levels to estimate recharge*.  
Hydrogeology Journal, 10, 91-109.

Il concerne un bassin sédimentaire de 51 km<sup>2</sup> contenant une nappe libre située à quelques mètres de la surface du sol. Les niveaux ont été mesurés en 25 points d'observation à fréquence hebdomadaire.

La figure 16 montre l'évolution sur 2 ans de la moyenne spatiale des niveaux, superposée aux précipitations hebdomadaires.

La recharge a été évaluée à l'aide de l'équation WTF1 ci-avant, avec une élévation de niveau corrigée, en choisissant un intervalle de temps de 1 mois (les extrapolations sont représentées en tiretés sur la figure 17).

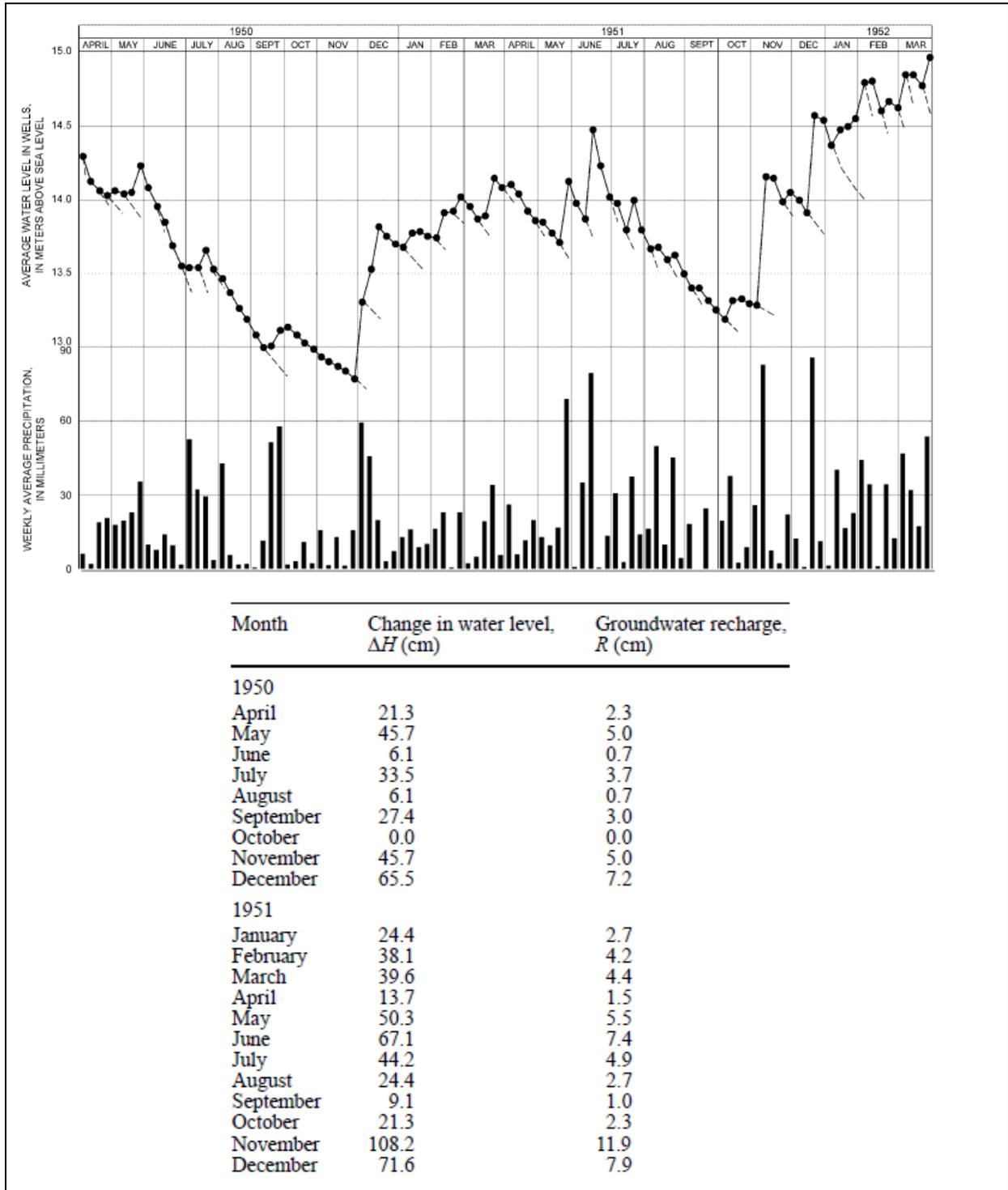


Figure 17 – Exemple d'application de la méthode Water Table Fluctuation

Source : Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002 - Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10, 91-109. (Beaverdam Creek basin, Maryland, USA).

### 5.1.3. Exemple théorique de la méthode WTF-MRC

Le modèle conceptuel correspondant est celui d'un réservoir poreux (de superficie  $A$  et de coefficient d'emménagement  $\omega$ ) écoulant un débit  $Q(t)$  (drainé par un cours d'eau, par exemple) et recevant une recharge  $I(t)$  par unité de surface.

On suppose que ce débit est proportionnel au niveau dans le réservoir au-dessus de la cote de l'exutoire (niveau de base  $H_b$ ), ou bien au volume d'eau  $V$  dans le réservoir :

$$Q(t) = \alpha \cdot \omega \cdot A [H(t) - H_b] \quad \text{ou} \quad Q(t) = \alpha \cdot V(t)$$

$\alpha$  est la constante de proportionnalité (de dimension  $T^{-1}$ )

Dans ce cas simple, l'équation de bilan par unité de surface est :

$$I(t) - q(t) = \omega \cdot \frac{dH}{dt} \quad q(t) \text{ est le débit par unité de surface (L. T}^{-1}\text{)}$$

qui a pour solution (cf. annexe 2), si la recharge  $I$  est constante :

$$H(t) = H_b + \frac{I}{\omega \alpha} \left( 1 - e^{-t/k} \right)$$

$k$  est la constante de récession (qui a la dimension d'un temps,  $k=1/\alpha$ )

A l'aide de la solution ci-dessus et d'une relation de convolution pour prendre en compte deux épisodes de recharge, on a généré une chronique journalière théorique de niveaux (figure 18). Les valeurs des paramètres retenues pour l'exemple sont :

$$\omega = 2\%$$

$$k = 43,28 \text{ jours, correspondant à un temps de demi-décroissance } t_{\text{demi}} = k \cdot \log(2) = 30 \text{ jours}$$

La première recharge, d'une intensité  $I_1 = 10 \text{ mm/jour}$ , dure 5 jours ( $t=1$  à  $5$ ). Elle est suivie après 15 jours de récession d'une deuxième recharge de même intensité et de même durée ( $t=21$  à  $t=25$ ). Une longue période de récession lui succède ( $> 200$  jours).

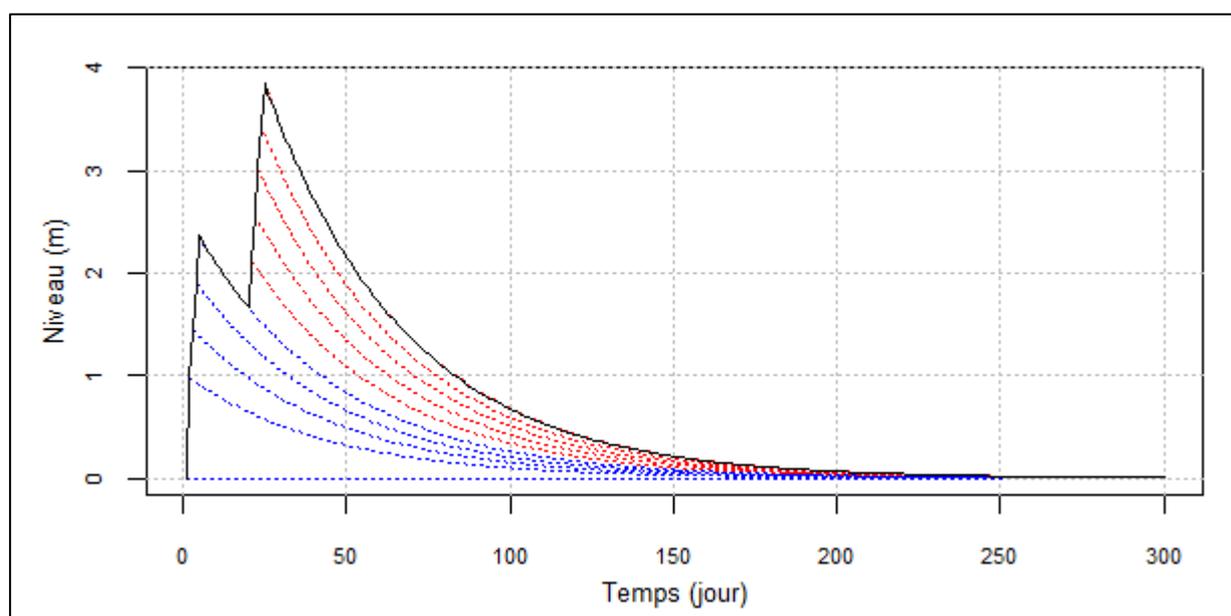


Figure 18 – Illustration de la méthode WTF-MRC

Sur la figure 18, la chronique simulée est représentée en noir. Les courbes de récession virtuelles, tracées pour chaque jour des 2 périodes de recharge, sont représentées en pointillés (en bleu pour la première période, en rouge pour la seconde).

Ces courbes de récession représentent la Master Recession Curve. Dans ce cas très simple, elles sont tracées à partir de la relation exponentielle suivante (qui est la loi de Maillet) :

$$H_r(t) = H_0 \cdot e^{-t/k}$$

$H_r$  désignant les niveaux de la phase de récession et  $H_0$  le niveau au début de la récession.

En utilisant la relation  $I(t) = \omega \cdot \frac{\Delta H}{\Delta t}$  de la méthode WTF on néglige donc, durant  $\Delta t$ , le terme  $q(t)$  de l'équation de bilan mentionnée ci-dessus.

Le premier pic de niveau s'établit à 2,36 m et le second à 3,85 m, après une élévation de 2,18 m. La somme des deux élévations est donc de 4,54 m. L'application de la formule WTF, sans correction de niveau, conduirait à une recharge :  $I = 0,02 \times 4,54 = 91$  mm (au lieu de 100 mm).

Avec la méthode WTF-MRC, en cumulant les AH corrigés, on obtient une recharge de 104 mm (supérieure à la recharge réelle, sans doute en raison d'un pas de temps trop grand séparant les différentes courbes MRC).

#### 5.1.4. Limites de la méthode

- *Type de nappe, spatialisation et fréquence des mesures*

La méthode peut convenir pour des nappes où les cycles annuels sont bien marqués. Son application à des nappes à forte inertie, caractérisées par de lentes variations de niveaux, à cycles pluriannuels, ne serait pas appropriée.

La spatialisation peut ne pas être possible : pour que la recharge calculée soit représentative d'un bassin assez grand (à l'intérieur duquel elle peut significativement varier), plusieurs chroniques piézométriques doivent être disponibles (voir l'exemple du § 5.1.1.2. ci-dessus).

La fréquence des mesures piézométriques peut affecter l'estimation de la recharge. Une étude de 2004 (Morgan et Stolt) a montré que les fluctuations de niveaux sur une période hebdomadaire sont de 33% inférieures à celles mesurées à une fréquence demi-horaire (même piézomètre et même période). Delin et al. (2007) montrent que plus la périodicité des mesures est espacée, plus les recharges estimées diminuent.

- *Méthodes*

L'utilisation de la méthode WTF-RISE conduit à une sous-estimation de la recharge.

L'utilisation de la méthode WTF-graphique nécessite une extrapolation subjective des périodes de récession.

L'utilisation de la méthode WTF-MRC ne peut être envisagée que de façon automatique. Elle dépend beaucoup de la courbe de récession type (MRC) issue d'une procédure d'ajustement lui-même automatique.

## 5.2. VARIANTES

Si la méthode WTF est simple dans sa formulation, elle peut-être très imprécise (en plus des limites mentionnées ci-dessus) si le coefficient d'emmagasinement n'est pas bien connu.

Pour éviter cet inconvénient, on peut éliminer le coefficient d'emmagasinement en combinant la méthode WTF avec une méthode de bilan et en l'appliquant sur deux périodes distinctes dont l'une permet de simplifier l'équation de bilan utilisée en supposant certains termes négligeables.

### 5.2.1. Détermination du coefficient d'emmagasinement

On suppose que la nappe est drainée par un cours d'eau qui reçoit un débit  $Q_b$  que l'on appellera débit de base (du cours d'eau).

En l'absence de valeur fiable de  $\omega$ , une méthode d'évaluation de ce paramètre consiste à utiliser une équation de bilan en période hivernale quand l'évapotranspiration est faible et le sol saturé.

• En reprenant l'équation 3a ci-dessus et en considérant une période humide, on obtient, en indiquant par "h" les variables :

$$I = Q_{out\_h}^{nap} - Q_{in\_h}^{nap} + Q_{b\_h} + Q_{p\_h} + ET_h^{nap} + \Delta S_h^{nap}$$

avec :

$$\Delta S_h^{nap} = \left( \frac{\Delta H}{\Delta t} \right)_h$$

En négligeant  $ET^{nap}$  (évapotranspiration à partir de la nappe), on obtient :

$$I = (Q_{out\_h}^{nap} - Q_{in\_h}^{nap}) + Q_{b\_h} + Q_{p\_h} + \omega \left( \frac{\Delta H}{\Delta t} \right)_h$$

• Par ailleurs, en considérant une période estivale avec une recharge nulle (ou faible) :

$$0 = (Q_{out\_s}^{nap} - Q_{in\_s}^{nap}) + Q_{b\_s} + Q_{p\_s} + \omega \left( \frac{\Delta H}{\Delta t} \right)_s$$

D'où :

$$\omega = \frac{(Q_{in\_s}^{nap} - Q_{out\_s}^{nap}) - Q_{b\_s} - Q_{p\_s}}{(\Delta H/\Delta t)_s}$$

On a donc deux calculs à réaliser sur des périodes distinctes,  $P_h$  et  $P_s$ .

Dans un bassin où l'on peut supposer que les flux latéraux (et de drainance) sont nuls ou négligeables, il reste :

$$I = Q_{b\_h} + Q_{p\_h} + \omega \left( \frac{\Delta H}{\Delta t} \right)_h$$

$$\omega = \frac{-(Q_{b\_s} + Q_{p\_s})}{(\Delta H/\Delta t)_s}$$

La variation de niveau étant négative,  $\omega$  sera bien positif.

En remplaçant  $\omega$  par son expression, on obtient l'expression suivante donnant l'infiltration I :

$$I = Q_{b_h} + Q_{p_h} + \frac{-(Q_{b_s} + Q_{p_s})}{(\Delta H/\Delta t)_s} \left( \frac{\Delta H}{\Delta t} \right)_h \quad [\text{WTF2}]$$

### Remarque

Lorsque les hausses et baisses de niveaux sont les mêmes sur la période considérée, il reste :

$$I = Q_{b_h} + Q_{b_s} + Q_{p_h} + Q_{p_s}$$

et lorsque les pompages sont peu importants par rapport aux flux drainés :

$$I = Q_{b_h} + Q_{b_s}$$

C'est le principe de la **méthode du débit de base**, calculable à l'aide de différentes méthodes, exposées au chapitre 6.

### 5.2.2. Vérification dans le cas d'un hydrosystème très simple

On reprend le modèle conceptuel du réservoir poreux décrit au § 5.1.1.3.

Pour une recharge pendant une durée  $\Delta t$  suivie d'une période de recharge nulle, on a la solution suivante, par application du principe de superposition (pour simplifier, le niveau de base  $H_b=0$ ) :

- pour  $t \leq \Delta t$

$$H(t) = \frac{I}{\omega\alpha} \left( 1 - e^{-t/k} \right) \quad [1]$$

- pour  $t > \Delta t$

$$H(t) = \frac{I}{\omega\alpha} \left( e^{-(t-\Delta t)/k} - e^{-t/k} \right)$$

H désigne les niveaux. Ils ont été calculés à l'aide de ces relations sur une durée de 300 jours, avec les valeurs suivantes :

Recharge de 1 mm/jour pendant 60 jours

Coefficient d'emménagement de 2%

Constante de récession  $k=43.28$  jours (temps de demi-tarissement de 30 jours)

L'évolution des niveaux est représentée sur la figure 19.

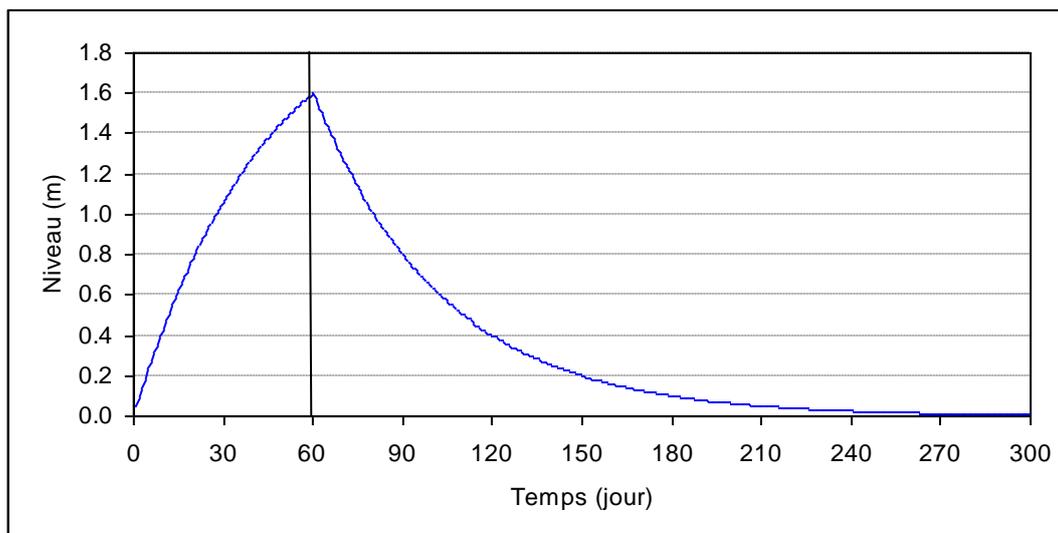


Figure 19 - Exemple de vidange théorique d'un réservoir après recharge

En phase de recharge, la hausse de niveau entre  $t=30$  jours et  $t=60$  jours est de 0,54 m et le volume sortant (en hauteur d'eau) sur cette même période est de 19,2 mm.

En phase de décroissance, la baisse de niveau entre  $t=90$  jours et  $t=150$  jours est de 0,61 m et le volume sortant sur cette même période est de 12,2 mm.

On utilise l'équation [WTF2] ci-dessus sur les 2 périodes considérées. Comme il n'y a pas de pompage, il reste :

$$I = Q_{b\_h30} + Q_{b\_s90} \frac{\Delta H_{h30}}{\Delta H_{s90}} = 19.2 + 12.2 \frac{0.54}{0.61} = 30 \text{ mm}$$

On retrouve bien sur la période de recharge considérée la valeur de 30 mm.

Cet exemple simple montre la nécessité d'avoir une bonne connaissance des débits sortant de l'aquifère.

En appliquant la méthode à plusieurs piézomètres et en la combinant avec une méthode d'évaluation du débit de base, une bonne approximation de la recharge sur un bassin pourrait être obtenue.

### 5.3. APPLICATION A UN AQUIFERE EN MILIEU FISSURÉ

Cet exemple est extrait d'une étude réalisée en Inde (J.C. Maréchal et al., 2006). Les conditions climatiques ne sont bien sûr pas les mêmes qu'en France, mais l'exemple illustre une application de la méthode WTF (figure 20).

L'étude a porté sur un aquifère de socle très exploité, de 53 km<sup>2</sup> situé au sud d'Hyderabad (état d'Andhra Pradesh). Le relief est peu marqué et il n'y a pas de cours d'eau pérenne (le débit de base est donc nul). Le climat est de type semi-aride avec une mousson périodique de Juin à Octobre. Les précipitations annuelles sont en moyenne de 750 mm, dont 90% en période de mousson.

L'année hydrologique peut donc être divisée en deux saisons distinctes avec une montée des niveaux de la nappe pendant la période humide et une décroissance jusqu'à la survenue de la prochaine mousson. La méthode WTF ayant été appliquée sur chacune de ces deux périodes pour déterminer les deux inconnues que sont le coefficient d'emmagasinement et la recharge.

En reprenant le bilan global d'une nappe établi ci-dessus, appliqué aux deux périodes, on a :

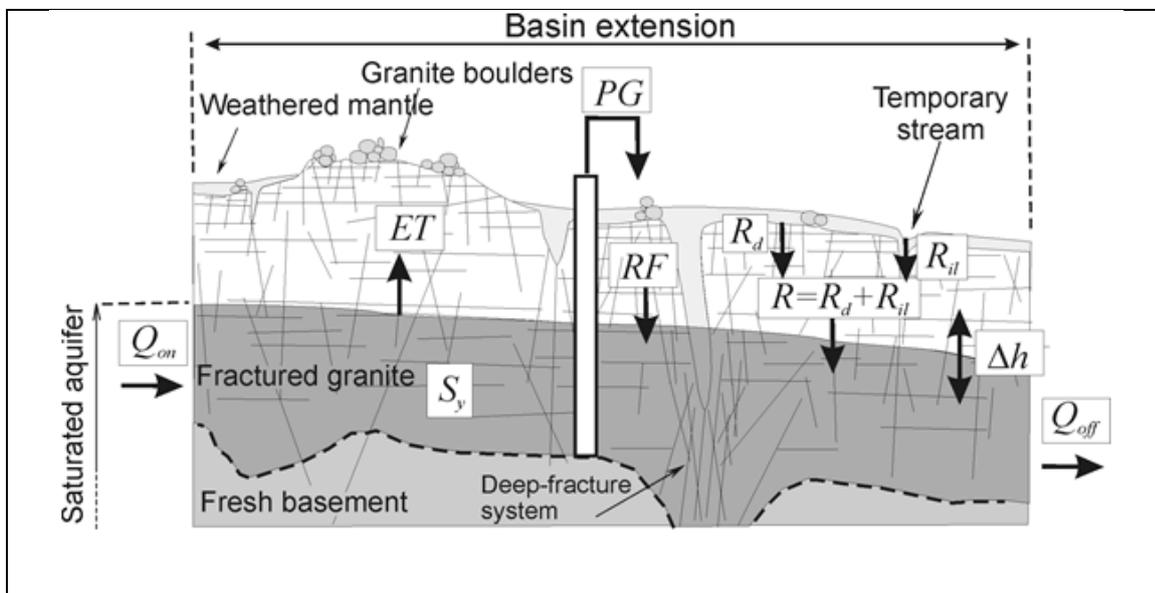
$$I = Q_{out}^{nap} - Q_{in}^{nap} + Q_b + Q_p + ET^{nap} + \Delta S^{nap}$$

dans lequel :

- $I=0$  en saison sèche,
- $Q_b = 0$
- $ET^{nap}$  n'est plus négligée,
- le retour d'irrigation  $R_{irrig}$  est intégré,
- $\Delta S^{nap} = \omega \frac{\Delta H}{\Delta t}$

et en y intégrant le retour d'irrigation  $R_{irrig}$ , on obtient les 2 équations suivantes (cf illustration avec les notations de l'article) :

$$\left[ \omega = \frac{RT_{irrig} - ET^{nap} - Q_p + (Q_{in}^{nap} - Q_{out}^{nap})}{\Delta H / \Delta t} \right]_{dry} \quad \left[ I = \omega \frac{\Delta H}{\Delta t} - RT_{irrig} + ET^{nap} + Q_p - (Q_{in}^{nap} - Q_{out}^{nap}) \right]_{wet}$$



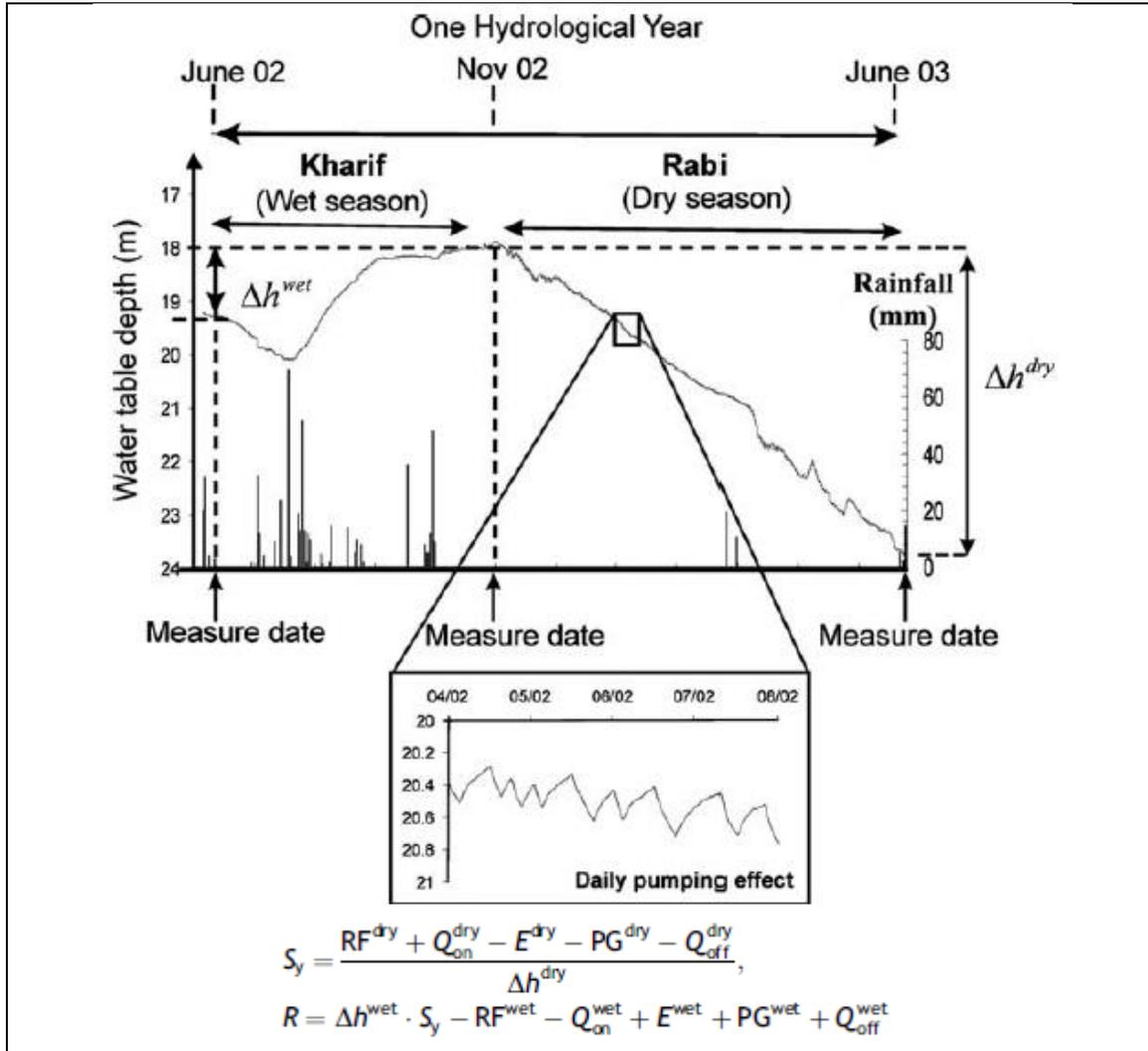


Figure 20 – Exemple d'application de la méthode Water Table Fluctuation en Inde  
 Source : J.C. Maréchal et al., 2006).

## 6. Méthodes basées sur la décomposition d'hydrogrammes et le calcul d'un écoulement de base

Ces méthodes s'appliquent bien sûr aux cas des nappes hydrauliquement connectées à des cours d'eau.

### 6.1. PRINCIPE

L'écoulement de base (ou débit de base) d'un cours d'eau est la part du débit de ce cours d'eau qui provient du ou des aquifères qui lui sont hydrauliquement connectés.

D'après l'équation [B3a] ci-avant (chapitre 4, § 4.1.2.) :

$$I = Q_b + Q_p + (Q_{out}^{nap} - Q_{in}^{nap}) + ET^{nap} + \Delta S^{nap}$$

il apparaît que l'infiltration  $I$  n'est égale à l'écoulement de base que si tous les autres termes du bilan peuvent être supposés négligeables :

- flux d'évaporation  $ET^{nap}$  (faible ou nul en général, sauf nappe peu profonde),
- les termes  $Q_{out}^{nap}$  et  $Q_{in}^{nap}$  (qui peuvent aussi se compenser : flux entrant  $Q_{in}^{nap}$  – flux sortant  $Q_{out}^{nap} \approx 0$ ),
- $\Delta S^{nap} \approx 0$  : il n'y a pas de variation de stock.

Dans un bassin où il n'y a pas d'échange de flux latéralement ou par drainance, et où la variation des stock peut être négligée sur la période considérée, on a :

$$I = Q_b + Q_p$$

Si la variation de stock ne peut être négligée, elle peut être appréciée en analysant les chroniques piézométriques disponibles.

On voit donc que cet écoulement de base permet d'approcher la recharge d'une nappe.

Pour calculer l'écoulement de base, plusieurs méthodes ont été proposées depuis une cinquantaine d'années, développées et testées essentiellement en Angleterre, Etats-Unis et Australie.

Ces méthodes utilisent le concept du *Baseflow Index*, défini dans le paragraphe suivant.

### 6.2. BASE FLOW INDEX

#### 6.2.1. Définition et calcul

Le Base Flow Index (BFI) est le rapport entre le débit de base d'un cours d'eau et le débit total **calculé sur une assez longue période**. Sur une période de  $N$  jours, le BFI est donc :

$$BFI = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{b_i}}{\sum_{i=1}^n Q_i}$$

Le concept de BFI a été introduit au début des années 1980 en Angleterre (Centre for Ecology & Hydrology, Wallingford) dans le cadre d'études portant sur la "réponse hydrologique" de bassins de caractéristiques différentes (sols et géologie). Une procédure de calcul automatisée de l'écoulement de base a été mise au point (Gustard, 1983 – Gustard et al. 1992). Un exemple de calcul est détaillé dans Hisdal et al. (2004).

Les nombreuses études réalisées avec un calcul du BFI montrent que cet index varie de 0,15 pour des bassins très peu perméables avec des cours d'eau réagissant très rapidement ("*flashy flow regime*") à plus de 0,95 pour des bassins à forte capacité d'infiltration et des régimes d'écoulement relativement réguliers. La figure 21 suivante montre deux exemples :

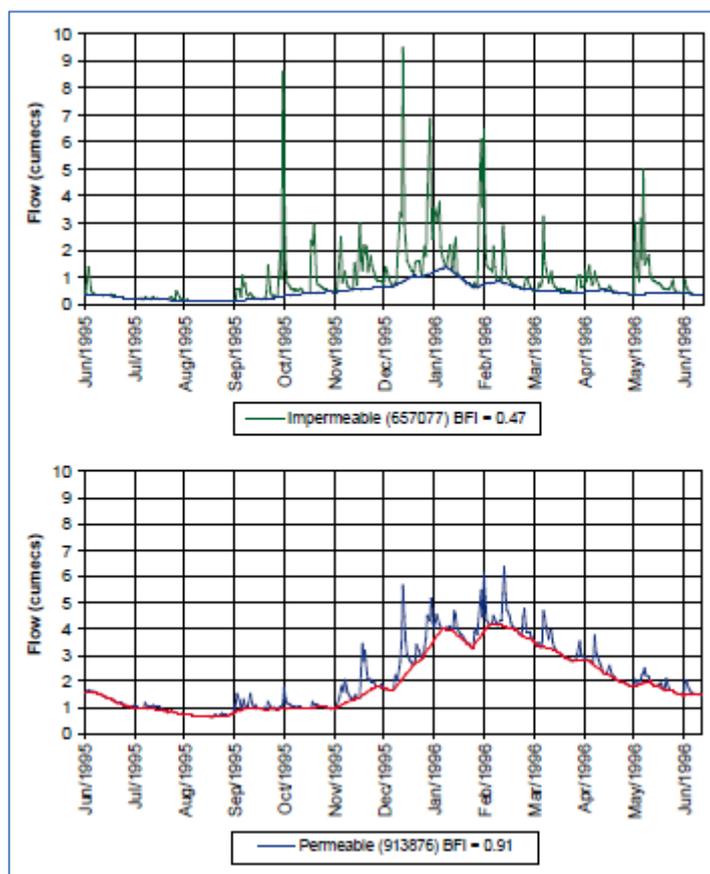


Figure 21 - Exemple de décomposition d'hydrogrammes dans deux bassins de caractéristiques différentes et valeurs correspondantes du BFI

Source : Gustard, A. & Demuth, S. (2009) (Eds) Manual on Low-flow Estimation and Prediction. Operational Hydrology, Report No. 50, WMO-No. 1029

## 6.2.2. Méthode de l'Institut Hydrologique de Wallingford

### 6.2.2.1. Description

Cette méthode, qui sera nommée BFI\_W par la suite, a été testée sur un grand nombre de bassins en Angleterre, ce qui a permis de fixer les valeurs des deux paramètres qui interviennent dans la méthode, basée sur la recherche de points de jonction (*turning points*).

Le tableau 6 suivant illustre la démarche. Pour identifier les points de jonction de l'écoulement de base, la chronique de débits est divisée en intervalles de 5 jours (paramètre fixe de la méthode) de chacun desquels on extrait le minimum  $Q_{\min}$  du débit. Chaque valeur de la série des  $Q_{\min}$  est ensuite multipliée par 0,9 (deuxième paramètre empirique, fixé, de la méthode). Les points de jonction sont ceux pour lesquels la valeur  $Q_{\min} \times 0,9$  devient inférieure ou égale aux valeurs de l'intervalle considéré (en gras dans le tableau 9).

1. Date	2. Daily flow, $Q$ ( $m^3 s^{-1}$ )	3. $Q_{\min}$ ( $m^3 s^{-1}$ )	4. $0.9 Q_{\min}$ ( $m^3 s^{-1}$ )	5. Base flow, $Q_b$ ( $m^3 s^{-1}$ )
1-Jan-1995	0.109			
2-Jan-1995	0.063			
3-Jan-1995	0.043			
4-Jan-1995	0.039	0.039	0.0387	
5-Jan-1995	0.229			
6-Jan-1995	0.186			
7-Jan-1995	0.116			
8-Jan-1995	0.111			
9-Jan-1995	0.095	0.095	0.0855	
10-Jan-1995	0.123			
11-Jan-1995	0.178			
12-Jan-1995	0.091			
13-Jan-1995	0.076			
14-Jan-1995	0.073			
15-Jan-1995	0.062	0.062	0.0558	
16-Jan-1995	0.054	0.054	<b>0.0486</b>	0.054
17-Jan-1995	1.06			0.056
18-Jan-1995	0.856			0.058
19-Jan-1995	1.05			0.060
20-Jan-1995	1.34			0.062
21-Jan-1995	1.64			0.064
22-Jan-1995	1.35			0.067
23-Jan-1995	0.559			0.069
24-Jan-1995	0.255	0.255	0.2295	0.071
25-Jan-1995	0.644			0.073
26-Jan-1995	0.793			0.075
27-Jan-1995	0.896			0.077
28-Jan-1995	0.631			0.079
29-Jan-1995	1			0.081
30-Jan-1995	0.492	0.492	0.4428	0.083
31-Jan-1995	0.377			0.085
1-Feb-1995	1.67			0.087
2-Feb-1995	0.448			0.090
3-Feb-1995	0.237			0.092
4-Feb-1995	0.163	0.163	0.1467	0.094
5-Feb-1995	0.123			0.096
6-Feb-1995	0.102			0.098
7-Feb-1995	0.1	0.1	<b>0.09</b>	0.100
8-Feb-1995	0.151			0.107
9-Feb-1995	0.178			0.115

Tableau 9 – Exemple de calcul d'un écoulement de base

Source : Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. (Developments in Water Science, vol. 48, 2004. Elsevier)

Les points de jonction sont ensuite reliés les uns aux autres par des segments de droite pour former la ligne de séparation de l'écoulement de base (interpolation linéaire).

### Exemple

Un script en langage R a été écrit, en utilisant la librairie lfstata de R. Ce script sera aussi utilisé ultérieurement (chapitre 9).

L'exemple concerne le bassin versant du Luri en Corse.

Ce bassin, d'une superficie de 17 km<sup>2</sup>, est situé dans une zone de socle, où dominent les roches métamorphiques.

La période traitée couvre 4 années, de 2002 à 2005.

Sur cette période le débit moyen est de 0,151 m<sup>3</sup>/s (280 mm) et l'écoulement de base moyen calculé est de 0,07 m<sup>3</sup>/s (130 mm), soit un BFI de 48 %.

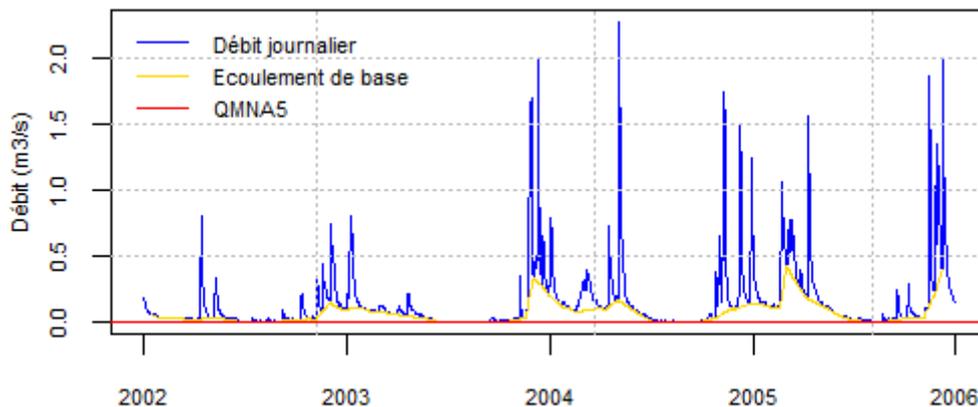


Figure 22 – Ecoulement de base dans le bassin du Luri en Corse.

### 6.2.3. Méthode mise en œuvre dans le logiciel PART de l'USGS

#### 6.2.3.1. Algorithme

L'algorithme (figure 23) est le suivant.

- 1) On identifie de façon automatique une période de récession survenant N jours après le "pic" précédant cette période, ceci pour éviter de prendre en compte les jours où le débit du cours d'eau est majoritairement alimenté par des écoulements de surface. Ce nombre N de jours est donné par la relation empirique suivante (Linsley et al., 1982) :

$$N = A^{0.2} \quad \text{où } A \text{ est la superficie du bassin drainé}$$

N représente une condition pour définir le début d'une période de récession (condition appelée "requirement of antecedent recession")

- 2) Le programme recherche, dans les périodes qui satisfont au critère d'antécédence, les jours tels que le débit du jour considéré est plus grand ou égal au débit du jour qui le suit.
- 3) Pour les jours ainsi sélectionnés, le débit du cours d'eau sera considéré comme étant égal à l'écoulement de base tant que le jour considéré dans cette sélection ne sera pas suivi par une baisse journalière où le débit serait supérieur à 1/10 de celui d'un cycle logarithmique (une telle baisse étant supposée correspondre à la dissipation rapide de l'effet d'un brusque écoulement de surface).
- 4) A partir de cette seconde sélection, définissant la date de début  $t_d$  et la date de fin  $t_f$  des périodes à écoulement de base, le log de l'écoulement de base pour chacun des jours de ces périodes est calculé par interpolation linéaire entre le log du débit à la date

td et le log du débit à la date tf.

Au cas où une valeur interpolée de l'écoulement de base serait supérieure à la valeur correspondante du débit, une correction est faite (figure 23).

Les étapes 2, 3 et 4 sont exécutées 3 fois, pour 3 valeurs découlant de N : l'une de ces valeurs est l'entier immédiatement inférieur (N1) et les 2 autres (N2 et N3), les 2 entiers immédiatement supérieurs à N (dans ce qui suit, on gardera la notation N pour désigner ces 3 valeurs).

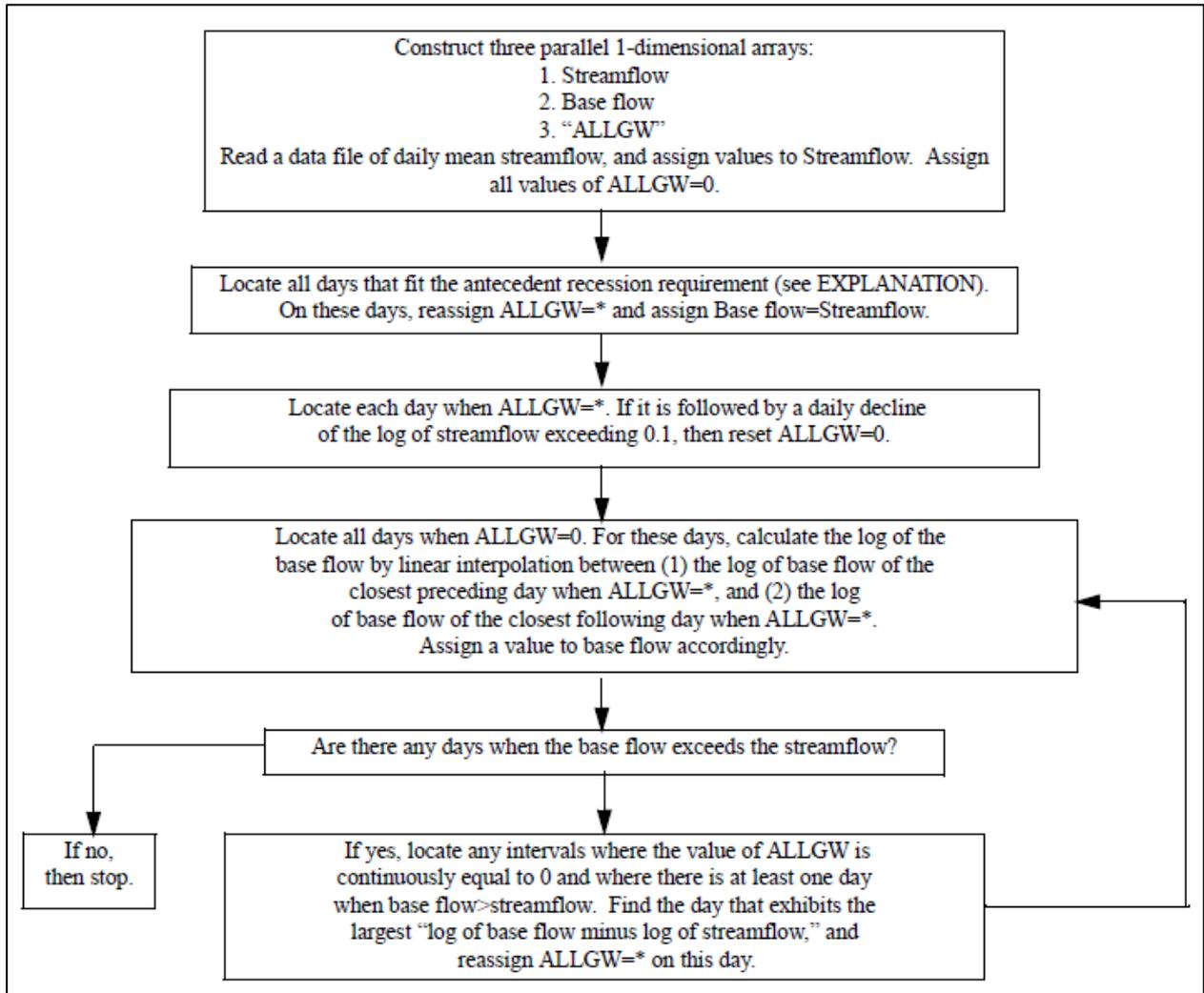


Figure 23 – Algorithme du calcul de l'écoulement de base mis en œuvre dans le logiciel PART

Source : A.T. Rutledge (1998) - Computer Programs for Describing the Recession of Ground-Water Discharge and for Estimating Mean Ground-Water Recharge and Discharge from Streamflow Records—Update. U.S. GEOLOGICAL SURVEY - Water-Resources Investigations Report 98-4148

A partir des résultats obtenus pour les 3 valeurs entières de N (N1,N2,N3), l'écoulement de base final moyen est calculé avec le résultat précis à l'aide d'une relation polynomiale de degré 2.

### 6.2.3.2. Exemple

L'exemple qui suit a été traité avec le logiciel PART, téléchargeable avec le logiciel à l'adresse :

<http://water.usgs.gov/ogw/part/>

Le logiciel, écrit en Fortran, a été adapté (et recompilé) pour pouvoir travailler avec des unités SI ( $m^3$ , mm, ...). Les entrées et sorties du programme ont été modifiées et traduites en français.

L'exemple concerne le bassin de la Sewee Creek ( $303 \text{ km}^2$ ) aux USA.

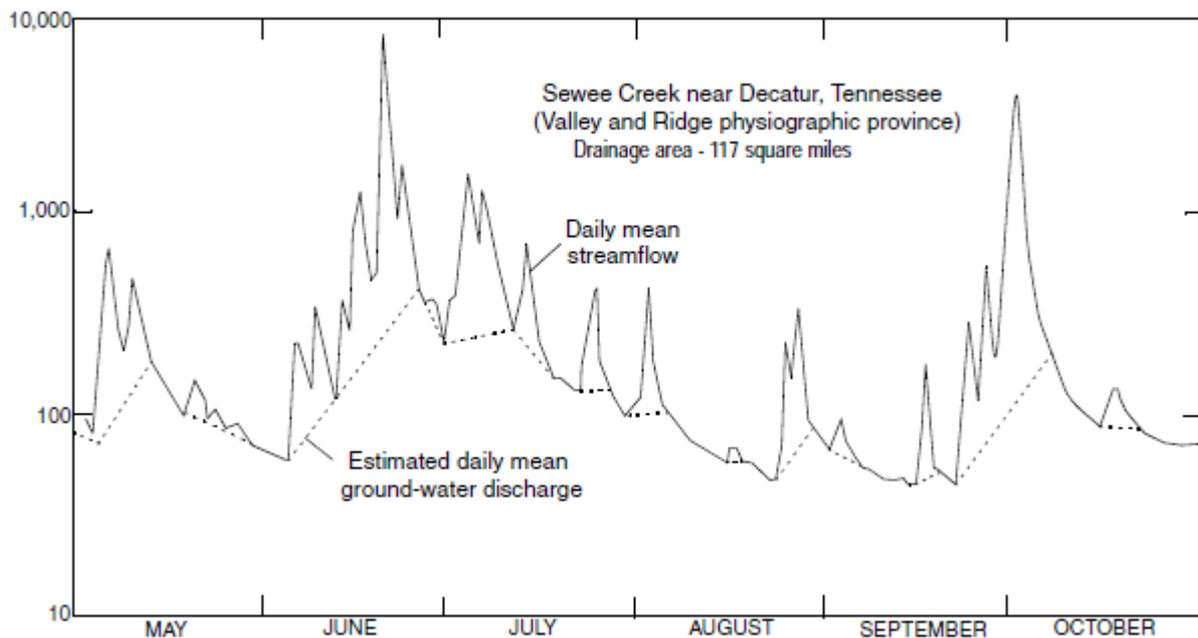


Figure 24 – Exemple de construction d'un écoulement de base

Source : A.T. Rutledge (1998) - Computer Programs for Describing the Recession of Ground-Water Discharge and for Estimating Mean Ground-Water Recharge and Discharge from Streamflow Records—Update. U.S. GEOLOGICAL SURVEY - Water-Resources Investigations Report 98-4148

Le débit moyen calculé sur la période 1950-1993 est de  $5,36 \text{ m}^3/\text{s}$  (559 mm)

Le débit moyen de l'écoulement de base est de  $2,94 \text{ m}^3/\text{s}$  (306 mm)

Soit un BFI de 55 %.

## 4.2. MÉTHODES DES FILTRES RÉCURSIFS

La méthode du filtrage récursif a pour objectif la partition du débit total du cours d'eau en une composante représentant la contribution du ruissellement et une composante représentant la contribution de l'écoulement souterrain (l'écoulement de base). Elle met en jeu une équation qui relie l'écoulement de base  $Q_b$  à la date  $t$  (le signal de sortie) à l'écoulement de base au pas de temps précédent  $Q_b(t-1)$  et au débit total  $Q$  à la date  $t$  (le signal d'entrée) :

$$Q_b(t) = A \cdot Q_b(t-1) + B \cdot Q(t) \quad (\text{filtre linéaire d'ordre 1}) \quad [\text{FR1}]$$

A et B sont des constantes

L'objectif d'un tel filtre est de transformer le signal d'entrée (le débit  $Q$ ) en lui ôtant les fluctuations liées directement aux épisodes pluvieux (le ruissellement), pour obtenir l'écoulement de base. En *théorie du signal*, ces fluctuations peuvent être considérées comme les composantes *hautes fréquences* du débit, et le filtre utilisé comme un filtre *passé-bas*, qui laisse passer les basses fréquences, c'est-à-dire l'écoulement de base.

Plusieurs filtres numériques ont été proposés depuis une trentaine d'années : Lyne et Hollick (1979), Rutledge (1998), Arnold et Allen (1999), Chapman (1999), Lim et al. (2005) et, plus récemment, Eckhardt (2005 et 2008), qui propose une méthode de filtrage plus générale.

### 6.3.1. Méthodes

Dans ce qui suit :

$Q_b(t)$  désigne le débit correspondant à l'écoulement de base à la date  $t$ ,

$Q_r(t)$  désigne le débit correspondant au ruissellement à la date  $t$ .

$$Q(t) = Q_b(t) + Q_r(t)$$

#### 6.3.1.1 Filtre de Chapman et Maxwell (1996)

Le débit de base à la date  $t$ ,  $Q_b(t)$ , est calculé comme une moyenne pondérée du débit de base à la date précédente,  $Q_b(t-1)$  et du débit de ruissellement à la date  $t$ ,  $Q_r(t)$  :

$$Q_b(t) = aQ_b(t-1) + (1-a)Q_r(t) \quad [\text{FR2a}]$$

sachant que  $Q(t) = Q_b(t) + Q_r(t)$ , on peut éliminer  $Q_r$  de l'équation ci-dessus, et l'on obtient :

$$Q_b(t) = \frac{a}{2-a} Q_b(t-1) + \frac{1-a}{2-a} Q(t) \quad \text{avec } Q_b(t) \leq Q(t) \quad [\text{FR2b}]$$

c'est-à-dire un filtre numérique d'ordre 1 correspondant à l'équation [FR1] ci-dessus.

#### Signification du paramètre de filtrage $a$

Dans l'équation FR2a, en l'absence de ruissellement, on a :

$$Q_b(t) = aQ_b(t-1) \quad [\text{FR2c}]$$

Si l'on suppose que dans la chronique de débits les séquences de récession pure (c'est-à-dire la décroissance du débit en l'absence de recharge) peuvent être modélisées par une exponentielle du type :

$$Q_b(t) = Q_0 \cdot e^{-t/k} \quad k \text{ désignant la constante de temps (dimension d'un temps)}$$

on peut écrire :

$$Q_b(t+\Delta t) = Q_0 \cdot e^{-(t+\Delta t)/k} = Q_0 \cdot e^{-t/k} \cdot e^{-\Delta t/k} = e^{-\Delta t/k} \cdot Q_b(t)$$

soit :

$$\frac{Q_b(t + \Delta t)}{Q_b(t)} = e^{-\Delta t/k}$$

$$Q_b(t + \Delta t) = a Q_b(t) \quad \text{c'est-à-dire la relation FR2c, avec } a = e^{-\Delta t/k}$$

Dans les articles consacrés aux méthodes de filtrage et aux méthodes d'analyse des récessions (chapitre 7 ci-après et annexe 1), le coefficient  $k$  est appelé **coefficient de récession**.

Le paramètre de filtrage  $a$  est donc relié au coefficient de récession  $k$  :

$$k = -\frac{\Delta t}{\text{Log}(a)} \quad a < 1$$

- Filtre de Boughton (1993)

Un deuxième paramètre est introduit, autorisant plus de flexibilité mais aussi plus de subjectivité dans la séparation de l'écoulement de base :

$$Q_b(t) = \frac{a}{1+C} Q_b(t-1) + \frac{C}{1+C} Q(t) \quad Q_b(t) \leq Q(t)$$

On retrouve la formule précédente si  $C = 1-a$

- Filtre d'Eckhardt (2005)

En partant de la relation [FR1] ci-avant :

$$Q_b(t) = A \cdot Q_b(t-1) + B \cdot Q(t) \quad \text{avec } Q_b(t) \leq Q(t) \text{ et } Q(t) = Q_b(t) + Q_r(t)$$

Eckhardt a proposé un filtre plus général en reliant les 2 paramètres  $A$  et  $B$  à deux caractéristiques physiques : le coefficient de récession  $k$  et un BFI maximum :

$$\frac{A}{1-B} = a \quad \text{et} \quad \frac{B}{1-A} = \text{BFI}_{\max}$$

Le filtre obtenu est alors :

$Q_b(t) = \frac{a(1 - \text{BFI}_{\max})Q_b(t-1) + (1-a)\text{BFI}_{\max} \cdot Q(t)}{1 - a \cdot \text{BFI}_{\max}} \quad Q_b(t) \leq Q(t)$
--

On retrouve la formule de Chapman avec  $\text{BFI}_{\max} = 0.5$

et celle de Boughton avec :  $C = \frac{(1-a)\text{BFI}_{\max}}{1 - \text{BFI}_{\max}}$

## 6.3.2. Discussions

### 6.3.2.1. Conclusions des études menées par Eckhardt (2005 et 2008)

Concernant la formule qu'il a obtenu (et qui englobe la formule de Chapman et celle de Boughton), Eckhardt (2005) note, après tests, que le  $\text{BFI}_{\max}$  est un paramètre très sensible d'une part et un paramètre non mesurable d'autre part. Pour diminuer la subjectivité du choix a priori de ce paramètre, il propose les valeurs guide suivantes :

- $\text{BFI}_{\max} = 0,8$  pour des cours d'eau pérennes à régime régulier drainant des aquifères en milieu sédimentaire,
- $\text{BFI}_{\max} = 0,5$  pour de petits cours d'eau drainant des aquifères en milieu sédimentaire,

- $BFI_{max} = 0,25$  pour des cours d'eau en domaine de socle.

Eckhardt conclut néanmoins à la nécessité de poursuivre les études visant à mieux cerner le  $BFI_{max}$  et à la nécessité de mieux valider la formule à l'aide d'autres méthodes d'évaluation de l'écoulement de base.

Ultérieurement (2008), Eckhardt compare les résultats obtenus dans le cadre d'une étude portant sur 959 bassins du nord des Etats-Unis en utilisant 6 méthodes de calcul (Neff et al., 2005) avec ceux issus de sa formule appliquée à 65 de ces bassins sélectionnés aléatoirement. Il en conclut que sa méthode fournit des résultats proches de ceux fournis par la méthode chimique (traçage), et que la principale difficulté réside dans le choix du paramètre  $BFI_{max}$ , en particulier sur des bassins hétérogènes. Cependant, la conclusion reste encore nuancée :

*" However, it also makes clear that it would be desirable to test more thoroughly how to choose the filter parameter  $BFI_{max}$  depending on the hydrological and hydrogeological conditions in a catchment".*

### 6.3.2.2. Autres points de vues

- Partington et al. (2012) montrent que si l'on compare plusieurs méthodes de séparation des composantes du débit comme HYSEP, PART, BFLOW et le filtre d'Eckhardt, à des simulations faites à l'aide d'un modèle numérique très détaillé sur un bassin théorique, aucune des méthodes ne présente de résultats nettement supérieurs aux autres. Ceci renforce le besoin de prendre en compte plusieurs méthodes pour limiter la portée de leurs erreurs d'estimation.

- Kao et al. (2012) proposent une méthode permettant de limiter les erreurs liées à la période pendant laquelle l'estimation du débit de base moyen annuel est réalisée (surestimation dans le cas où des orages ont lieu ou sous-estimation liée à l'occurrence de sécheresses). Une fois la part d'eau souterraine participant à l'écoulement de la rivière estimée au pas de temps mensuel, les valeurs doivent être moyennées, puis triées de la plus faible à la plus forte valeur. En analysant la pente que décrit la courbe du débit de base cumulé sur les douze mois d'une année (Figure 25) il est possible d'identifier une partie de la courbe que Kao et al (2012) considèrent représentative d'un débit de base stable.

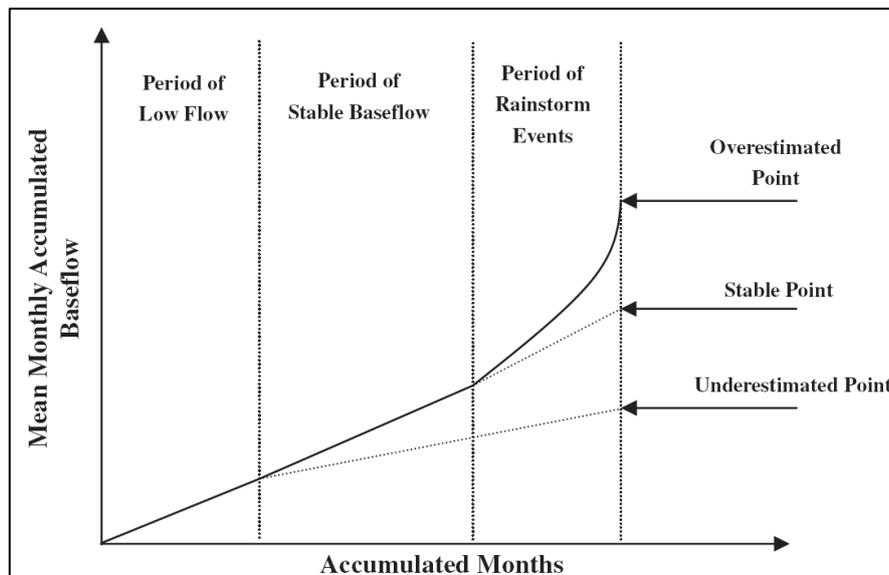


Figure 25 - Détermination du débit de base « stable » par analyse de l'évolution du débit de base cumulé au cours d'une année (Kao et al., 2012).

A partir de l'estimation de la pente du débit de base en période définie comme stable, on peut calculer un débit de base moyen par mois, qui permet ensuite de remonter à la valeur annuelle en multipliant par les douze mois de l'année.

### 6.3.2.3. Discussion dans le cadre de cette étude

Par ailleurs, partant de la formule d'Eckardt, on peut montrer (Caballero et al., 2015) que :

$$BFI = \frac{a(1 - BFI_{max})}{(1 - a)} \frac{[Q_b(0) - Q_b(n)]}{\sum_{i=1}^n Q_i} + BFI_{max}$$

Si  $Q_b(n)$  est peu différent de  $Q_b(0)$ ,  $BFI \approx BFI_{max}$

Ce qui rejoint le constat fait par Eckhardt de la forte sensibilité du filtre au paramètre BFI et, corrélativement, du peu d'influence du paramètre "a" : de l'analyse de sensibilité qu'il a réalisée dans l'étude de 2005 il conclut en effet que le paramètre "a" a une influence nettement plus faible que le  $BFI_{max}$  ("The filter parameter a exerts a definitely weaker influence on the calculated mean baseflow than  $BFI_{max}$ ").

L'exemple suivant illustre ce constat : le filtre d'Eckardt a été appliqué à l'hydrogramme du Luri, cours d'eau de Corse dont le BFI a déjà été calculé, égal à **0,48** (§ 6.2.2.1. et figure 22 ci-avant).

Deux ajustements ont été réalisés sur la période 2002-2005, (la figure 26 présente les deux résultats pour l'année hydrologique 2003-2004), les paramètres obtenus sont :

- Premier ajustement :

$$BFI_{max}=0,56$$

$$a=0,72, \text{ soit } k = -\frac{\Delta t}{\text{Log}(a)} = -\frac{1}{\text{Log}(0,72)} = 3 \text{ jours}$$

Le BFI calculé avec ces paramètres sur toute la période 2002-2005 est lui aussi de **0,56**, égal au  $BFI_{max}$ , ce qui confirme le constat ci-dessus.

L'écoulement de base moyen sur la période 2002-2005 est de  $0,084 \text{ m}^3/\text{s}$

- Deuxième ajustement :

$$BFI_{max}=0,42$$

$$a=0,895, \text{ soit } k = -\frac{\Delta t}{\text{Log}(a)} = -\frac{1}{\text{Log}(0,895)} = 9 \text{ jours}$$

Le BFI calculé est lui aussi de **0,42**, égal au  $BFI_{max}$ .

L'écoulement de base moyen sur la période 2002-2005 est de  $0,063 \text{ m}^3/\text{s}$

Dans les 2 cas, le paramètre a est sans effet sur le résultat final et n'intervient dans les ajustements que sur la forme de l'hydrogramme de base (figure

La figure 26 montre aussi que la forme de l'hydrogramme de base diffère sensiblement de celle issue de la méthode du  $BFI_W$ , pour des BFI peu différents : 0,56 avec le filtre et 0,48 avec la méthode  $BFI_W$ .

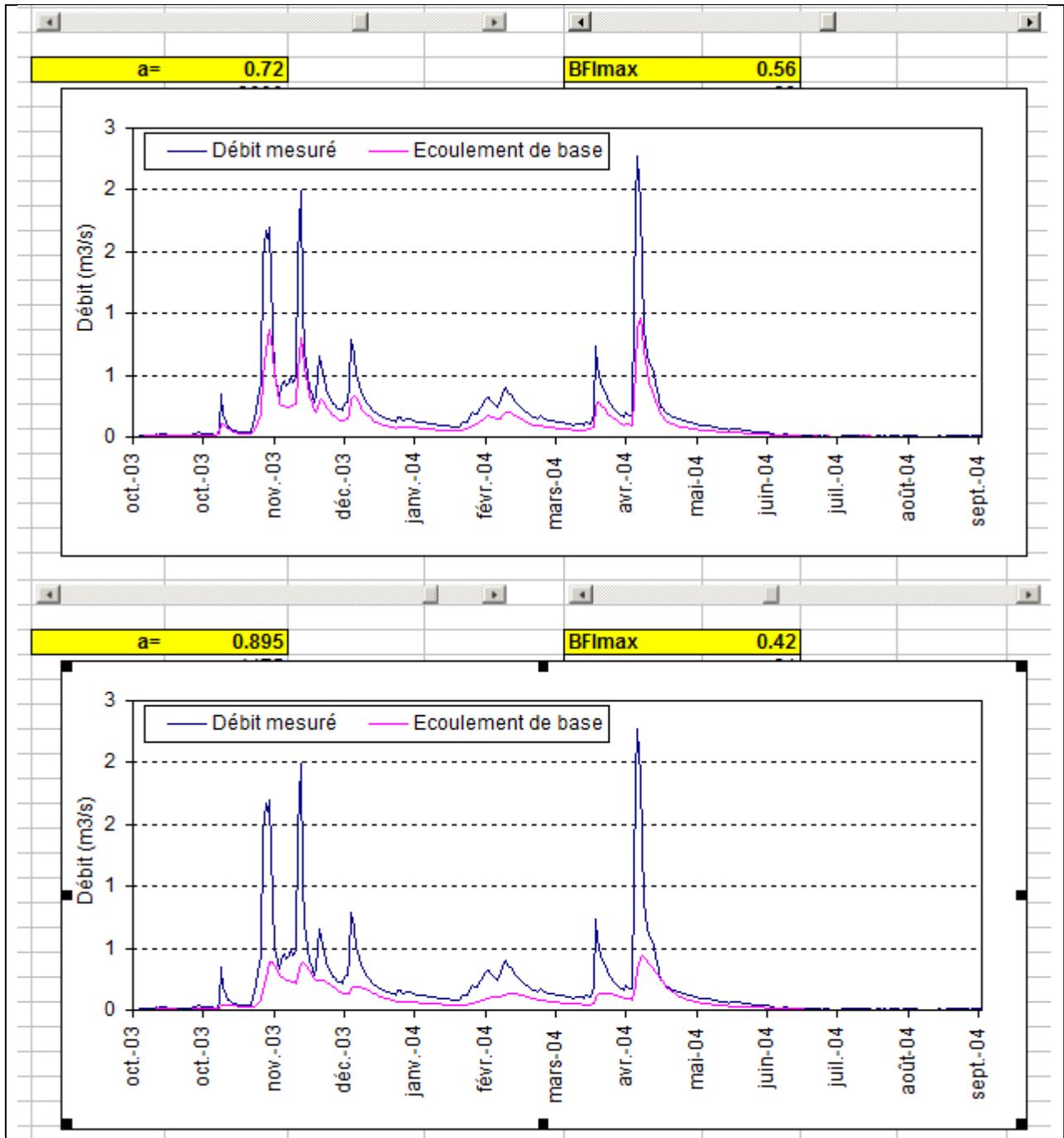


Figure 26 –Filtre d'Eckhardt appliqué à l'hydrogramme du Luri, en Corse (oct. 2003 à sept. 2004)

L'ajustement avec la méthode du filtre est fait de façon semi-automatique à l'aide de 2 barres de défilement permettant de faire varier rapidement les 2 paramètres  $a$  et  $BFI_{max}$  et en veillant à ce que le débit de base ne soit jamais supérieur au débit du cours d'eau.

La figure 27 compare 3 méthodes de calcul de l'écoulement de base du Luri : BFI Wallingford, filtre de Chapman et filtre d'Eckardt. La comparaison a été faite dans le cadre de l'étude réalisée par Caballero et al. (2015) et les calculs ont été réalisés, de façon indépendante de la présente étude, avec l'outil ESPERE. Les valeurs obtenues pour les paramètres de filtrage sont  $a=0,9$  et  $BFI_{max}=0,55$ . Le BFI calculé avec BFI-Wallingford est de 0,48.

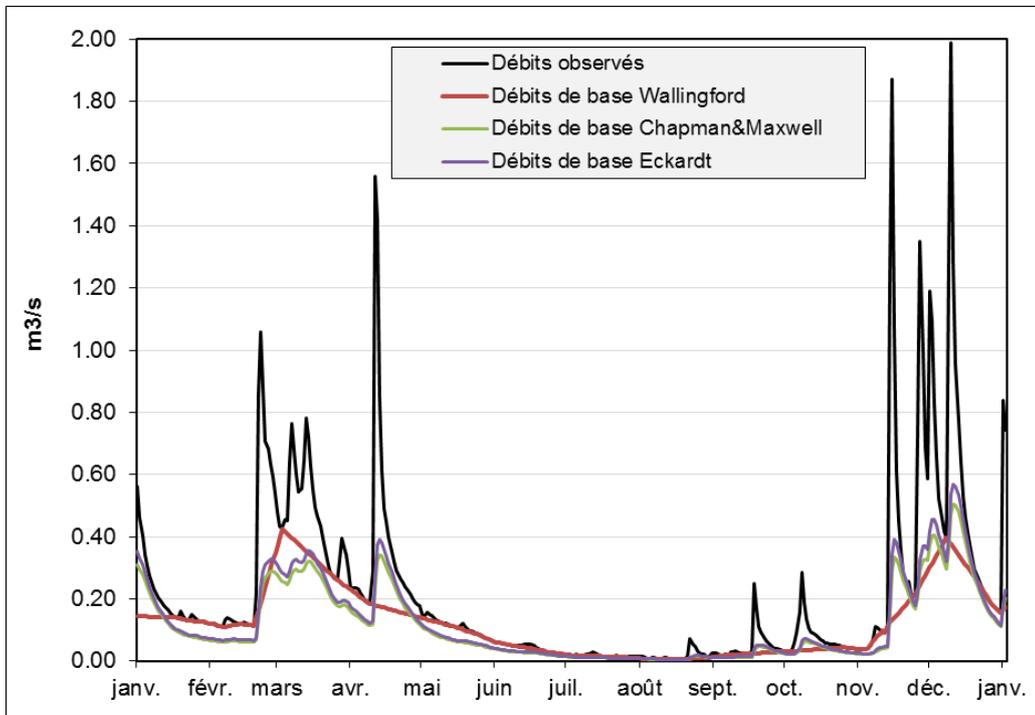


Figure 27 – Comparaison de la méthode du BFI-Wallingford avec 2 méthodes de filtrage pour le calcul de l'écoulement de base du Luri sur l'année 2005. (Caballero et al., 2015)

## 7. Calcul de la recharge à partir d'un coefficient de récession caractérisant un hydrogramme

### 7.1. COURBES DE RÉCESSION

#### 7.1.1. Définition

En l'absence de précipitations, en général en période estivale, l'hydrogramme d'un cours d'eau drainant une nappe présente une partie décroissante, correspondant à la seule contribution de la nappe au débit du cours d'eau.

Cette partie décroissante est appelée "courbe de tarissement" ou, dans la plupart des articles en langue anglaise, *recession curve*. Par la suite on utilisera l'expression : *courbe de récession*.

La figure 28 montre un exemple d'hydrogramme tracé dans un système de coordonnées semi-logarithmiques. Dans un tel système, la courbe de récession, si elle suit une loi exponentielle, se traduit par une droite.

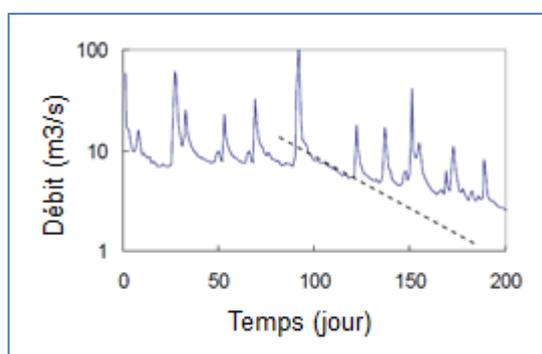


Figure 28 - Hydrogramme en coordonnées semi-logarithmiques

L'étude des courbes de récession apporte un certain nombre d'informations sur les caractéristiques du bassin drainé. Elle permet aussi de calculer le volume d'eau souterraine drainé par le cours d'eau durant la période de récession ainsi que la recharge de la nappe générée par l'épisode pluvieux ayant précédé la récession.

En analysant toutes les courbes de récession d'un hydrogramme, il est possible d'évaluer une recharge moyenne sur la période de temps considérée.

L'utilisation des courbes de récession pour le calcul de la recharge remonte à plus de 50 ans (cf. par exemple P. Meyboom, 1961 : *Estimating groundwater recharge from stream hydrograph*). Depuis, de très nombreux articles ont été consacrés à cette méthode, toujours actuelle.

#### 7.1.2. Modélisation classique d'une courbe de récession

En l'absence de réalimentation, la courbe de récession est souvent simulée par une loi exponentielle (appelée en France formule de Maillet) :

$$Q(t) = Q_0 \cdot \exp\left(-\frac{(t - t_0)}{k}\right) \quad [\text{CR1}]$$

$Q(t)$  est le débit à l'exutoire à un instant  $t$ ,

$Q_0$  est le débit au début de la phase de récession (date  $t_0$ ),

$k$  est le coefficient de récession (dimension d'un temps).

Au lieu de  $k$ , la formule s'écrit aussi avec une constante de tarissement  $\alpha = 1/k$ .

### Formulations équivalentes

Pour simplifier on supposera dans ce qui suit  $t_0=0$  :

$$Q(t) = Q_0 \cdot \exp\left(-\frac{t}{k}\right)$$

Le coefficient  $k$  s'en déduit :

$$k = \frac{t}{\text{Log} \frac{Q_0}{Q(t)}}$$

En considérant un cycle Log, où  $Q_0/Q = 10$  au bout d'un temps  $t_{L10}$ , on a :

$$k = \frac{t}{\text{Log} \frac{Q_0}{Q(t)}} = \frac{t_{L10}}{\text{Log} 10}$$

soit, en éliminant le coefficient  $k$  :

$$\boxed{Q(t) = \frac{Q_0}{10^{t/t_{L10}}}} \quad [\text{CR2}]$$

et le coefficient  $k$  est donné par:

$$k = \frac{t_{L10}}{\text{Log} 10} = \frac{t_{L10}}{2.3} \quad [\text{CR3}]$$

On trouve aussi la forme suivante :

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-t/k} = Q_0 \cdot \left(e^{-1/k}\right)^t = Q_0 K^{(t-t_0)} \quad \text{avec } \text{Log} K = -\frac{1}{k} \quad [\text{CR4}]$$

### Volume drainé

1) Jusqu'à une date  $t$  :

$$V(t) = \int_0^t Q_0 \cdot \exp\left(-\frac{t}{k}\right) dt = Q_0 \cdot k \left[1 - \exp\left(-\frac{t}{k}\right)\right] = Q_0 \cdot k \left(1 - \frac{Q}{Q_0}\right)$$

soit, en tenant compte des relations CR2 et CR3 :

$$V(t) = Q_0 \cdot k \left(1 - \frac{Q}{Q_0}\right) = Q_0 \cdot \frac{t_{L10}}{2.3} \left(1 - \frac{1}{10^{t/t_{L10}}}\right) \quad [\text{CR5}]$$

2) Jusqu'à la fin de la période théorique de récession ( $t \rightarrow \infty$ ) :

$$\boxed{V_\infty = V_{\text{rec}} = Q_0 \cdot k = Q_0 \cdot \frac{t_{L10}}{2.3}} \quad [\text{CR6}]$$

Dans l'article de Meyboom (1961), ce volume drainé est appelé *Total potential groundwater discharge*, défini comme le volume total d'eau souterraine drainé durant une période complète de récession, en supposant que celle-ci se déroule sans interruption (pas de recharge durant cette période).

### 7.1.3. Exemple

L'exemple est extrait de *Physical and chemical Hydrogeology* (P.A. Domenico, F.W. Schwartz, 1998), sur la base d'un cas d'étude de Meyboom (cité ci-avant).

La figure 29 ci-après présente l'hydrogramme du cours d'eau considéré dans l'exemple.

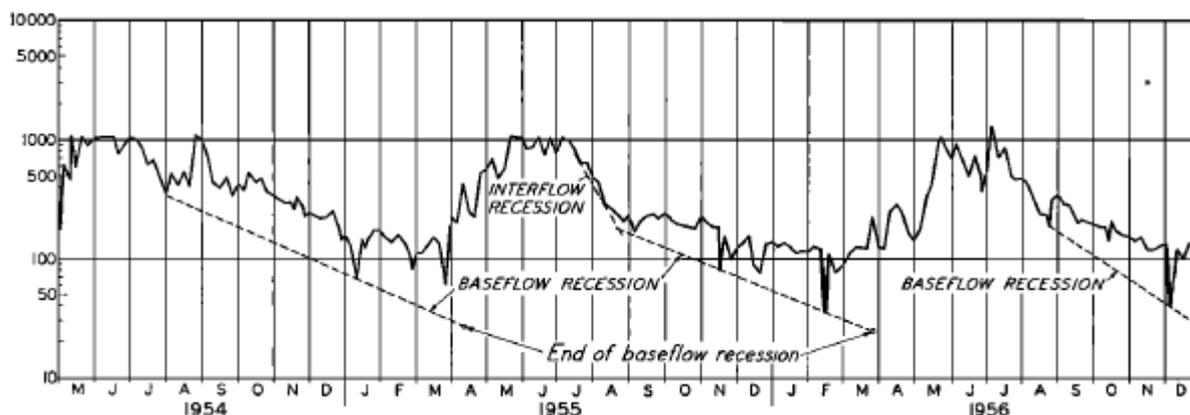


Figure 29 – Hydrogramme de l'Elbow River (P. Meyboom, 1961)

D'après cette figure, la première période de récession démarre avec un débit  $Q_0 = 500 \text{ ft}^3/\text{s}$  début août et le cycle log ( $Q_0/Q=10$ ) se déroule sur 7,5 mois.

En utilisant la formule CR3 ci-avant, le volume drainé durant la période de récession, supposée ininterrompue (*Total potential groundwater discharge*) est (formule CR6) :

$$V_{\text{rec1}} = Q_0 \cdot \frac{t_{L10}}{2.3} = 500 \cdot 7.5 \cdot 30 \cdot 86400 / 2.3 = 4226.10^6 \text{ ft}^3$$

En fait, la période de récession réelle, telle qu'elle apparaît à l'examen de l'hydrogramme (avant recharge) est de 8 mois (figure 28). D'après la formule CR5, le volume drainé à la date  $t=8$  mois est :

$$V_8 = Q_0 \frac{t_{L10}}{2.3} \left( 1 - \frac{1}{10^{t/t_{L10}}} \right) = Q_0 \frac{7.5 \cdot 30 \cdot 86400}{2.3} \left( 1 - \frac{1}{10^{8/7.5}} \right) = 3864.10^6 \text{ ft}^3$$

A la fin de cette période, il reste donc un reliquat de volume à écouler égal à la différence entre  $V_{\text{rec1}}$  et  $V_8$ , soit  $362.10^6 \text{ ft}^3$ .

La deuxième période de récession débute avec une valeur de débit de  $200 \text{ ft}^3/\text{s}$  et le cycle log se déroule lui aussi sur une durée de 7,5 mois. Le volume sur la durée totale de la récession est donné comme ci-dessus par la formule CR6 :

$$V_{\text{rec2}} = Q_0 \cdot \frac{t_{L10}}{2.3} = 200 \cdot 7.5 \cdot 30 \cdot 86400 / 2.3 = 1690.10^6 \text{ ft}^3$$

La recharge entre les 2 périodes de récession est alors la différence entre cette dernière valeur et le volume résiduel de la première période de récession, soit :

$$\text{Recharge} = 1690.10^6 \text{ ft}^3 - 362.10^6 \text{ ft}^3 = 1328.10^6 \text{ ft}^3$$

## 7.2. AUTRES FORMULES POUR LES COURBES DE RÉCESSION

### 7.2.1. Formule de Boussinesq (1904)

La décroissance du débit est simulée par :

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1 + \alpha.t)^2} \quad \alpha \text{ est la constante de tarissement : } \alpha = 1/k$$

Cette loi de décroissance (Boussinesq, 1904) provient de la solution de l'équation générale de l'hydrodynamique pour une nappe libre drainée par un linéaire (drain, fossé, cours d'eau) et dans le cas d'un régime de tarissement non influencé.

Volume drainé pendant la période de récession

$$V(t) = Q_0 \int_{t_0}^t \frac{1}{(1 + \alpha.t)^2} dt = \frac{Q_0}{\alpha} \left[ \frac{-1}{(1 + \alpha.t)^2} \right]_{t_0}^t = \frac{Q_0}{\alpha} \left( 1 - \frac{1}{1 + \alpha.t} \right)$$

Soit, pour  $t \rightarrow \infty$ , et comme pour la loi de Maillet :  $V_{\text{rec}} = \frac{Q_0}{\alpha} = Q_0.k$

### 7.2.2. Formule de Coutagne (1948)

Coutagne généralise la loi de Maillet en supposant que le débit est proportionnel à une puissance  $n$  du volume  $V$  du réservoir :

$$Q = K.V^n \quad (n = 1 \text{ dans le cas de la formule de Maillet})$$

Coutagne démontre que (si  $n \neq 1$ ) :

$$Q(t) = Q_0 [1 + (n-1)\alpha_0.t]^{n/(1-n)}$$

$$\alpha(t) = \alpha_0 [1 + (n-1)\alpha_0.t]^{-1}$$

Le coefficient de tarissement n'est donc pas constant.

Volume drainé pendant la période de récession

Comme avec les 2 formules ci-dessus, on démontre que :

$$V_{\text{rec}} = \frac{Q_0}{\alpha} = Q_0.k$$

### 7.2.3. Exemple

La figure 30 montre un exemple d'ajustement des formules de Maillet, Boussinesq et Coutagne sur une séquence de récession de l'hydrogramme de Luri en Corse.

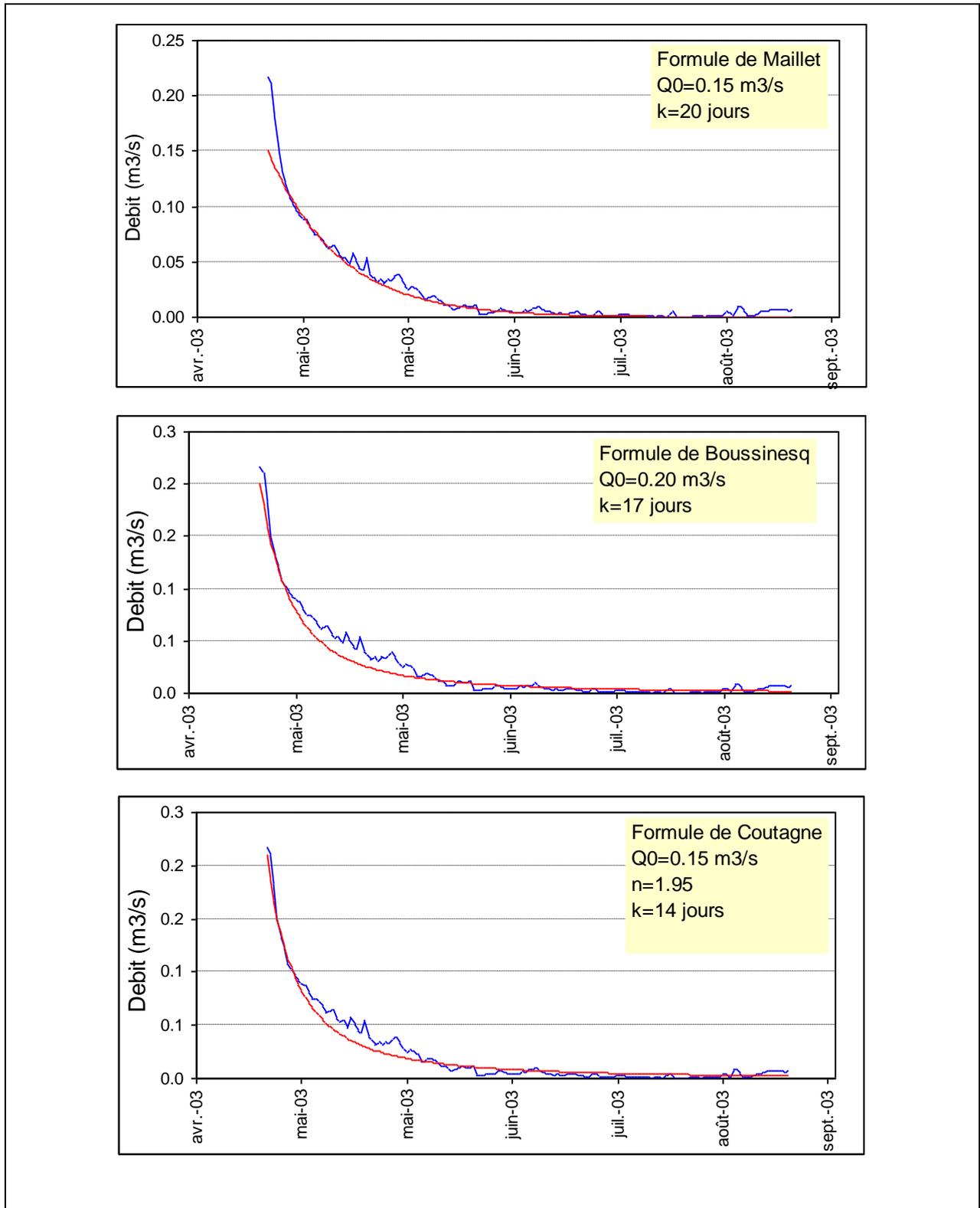


Figure 30 – Ajustement de 3 courbes sur une séquence de récession de l'hydrogramme du Luri (Corse) selon les formules de Maillet, Boussinesq et Coutagne

### 7.2.4. Formules de Mangin pour les aquifères karstiques

Pour l'étude des sources karstiques, Mangin (1970) a proposé un modèle où le système karstique est représenté par 2 réservoirs :

- l'un correspond à la "zone d'infiltration" qui alimente le deuxième réservoir avec un certain débit  $q$ ,
- l'autre correspond à la "zone noyée" qui se vidange avec un débit  $Q$  lorsqu'elle n'est plus alimentée par la zone d'infiltration.

La courbe de récession est alors modélisée par la superposition :

1) du débit  $\phi(t)$  de vidange de la zone noyée (régime de tarissement) exprimé par la formule classique de Maillet:

$$\phi(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t}$$

$\alpha$  est le coefficient de tarissement (inverse d'un temps),

$Q_0$  correspond au débit à la date où le tarissement devient effectif (fin de l'infiltration)

2) du débit  $\psi(t)$  d'infiltration, pour lequel A. Mangin a proposé la fonction suivante:

$$\psi(t) = q_0 \frac{1 - \eta \cdot t}{1 + \varepsilon \cdot t}$$

$q_0$  est le débit à la date  $t_0$  du début de la décrue,

$\eta$  est un coefficient caractérisant la vitesse d'infiltration (inverse d'un temps). Plages de valeurs possibles: de 0.001 à 0.1 :  $\eta = 1/t_i$

$\varepsilon$  est un coefficient (inverse d'un temps) caractérisant la concavité de la courbe  $\psi(t)$ . Plages de valeurs possibles de 0.001 à 10. Des valeurs élevées (1 à 10) indiquent une décrue d'abord très rapide qui se ralentit ensuite fortement.

### 7.3. GÉNÉRALISATION DU CALCUL DES COEFFICIENTS DE RÉCESSION

Si les formules précédentes peuvent se révéler intéressantes pour analyser quelques courbes de récession et faire une estimation de la recharge sur une période limitée, elles sont difficilement applicables pour évaluer une recharge moyenne sur une longue période et sur de nombreux hydrogrammes.

D'où la mise au point de méthodes, décrites ci-après, pour faire cette évaluation.

#### 7.3.1. Principe de base et méthodes

On suppose une récession de type exponentiel. Pour obtenir le coefficient de récession, une méthode consiste à tracer l'hydrogramme dans un système de coordonnées semi-logarithmique puis, à partir d'un pic donné suivi d'une période de récession, on ajuste une droite sur la partie linéaire de la courbe de récession. La pente de cette droite permet de calculer le coefficient de récession (si la récession suit effectivement une loi exponentielle, on a effectivement une droite).

Sur la partie linéaire, et pour un intervalle de temps  $\Delta t = t_2 - t_1$  correspondant à deux débits  $Q_1$  et  $Q_2$ , on a vu en effet que :

$$\text{Log} \frac{Q_1}{Q_2} = \frac{\Delta t}{k}$$

$k$ , qui a la dimension d'un temps, est le coefficient de récession.

et que sur un cycle logarithmique  $\Delta t$  de variation de  $Q$  ( $Q_1 = 10Q_2$ ) :

$$\text{Log}10 = \frac{\Delta t}{k} = 2.3 \Rightarrow k = \frac{\Delta t}{2.3}$$

Ce coefficient, qui a la dimension d'un temps, exprime la baisse du débit à l'exutoire sur un cycle logarithmique (voir aussi annexe 1, pour les différentes formulations du coefficient de récession).

En général, les phases de récession sont interrompues de façon irrégulière par des épisodes pluvieux. Il en résulte des "segments" de récession de différentes longueurs et pentes (vitesses de récession).

Cette variabilité des caractéristiques des phases de récession a conduit à développer plusieurs méthodes pour tenter de caractériser globalement les récessions dans un bassin.

Ces méthodes sont de deux types :

- celles qui permettent de construire une "Courbe de Récession Maître" (*Master Recession Curve, MRC*) suivant des procédures plus ou moins complexes ;
- celles qui découpent les récessions en différents segments pour en déduire un coefficient de récession global (*Méthode des corrélations* et méthode appelée *Individual Recession Segments, IRS*)

Dans les deux cas, on évite de prendre en compte la première partie de la courbe de récession, encore sous l'influence de l'épisode pluvieux et qui ne correspond pas à la phase de tarissement proprement dite.

Le début de la période de récession correspond alors :

- à la date à partir de laquelle le débit se trouve sous une certaine valeur, prédéfinie. Pour cela, on recherche les périodes de récession situées sous un certain seuil de débit, par exemple la valeur qui est dépassée 70 % du temps. La courbe des débits classés est une aide à la fixation de ce seuil.
- Une durée de période de récession est ensuite choisie à partir de l'examen de l'histogramme de la durée des périodes de récession (voir les exemples qui suivent).
- ou bien à la date définie à partir d'un certain laps de temps écoulé depuis le pic de débit qui précède.

### 7.3.2. Deux méthodes utilisant une analyse des segments de récession

#### 7.3.2.1. Méthode des corrélations

La méthode des corrélations consiste à construire un graphique  $Q(t)$  en fonction de  $Q(t-1)$ . Si la récession suit (approximativement) une loi exponentielle, les points s'organisent alors (approximativement) suivant une droite dont la pente  $\lambda$  conduit au coefficient de récession. En effet (cf. § 6.3.1.1.) :

$$\frac{Q(t)}{Q(t-1)} = \frac{e^{-t/k}}{e^{-(t-1)/k}} = e^{-1/k} = \lambda \quad \text{d'où} \quad \boxed{k = \frac{-1}{\text{Log}(\lambda)}}$$

Un autre procédé consiste à reporter  $\Delta Q / \Delta t$  en fonction de  $Q(t)$ .

#### 7.3.2.2. Méthode IRS

Cette approche quant à elle tient compte de la variabilité des segments de récession. Sur chacun des segments un modèle (généralement exponentiel) est ajusté. A partir des différents

coefficients de récession obtenus, une moyenne et un écart-type sont calculés. La pente moyenne est alors calculée de 2 façons : si les segments sont de même longueur, la pente moyenne est alors la moyenne arithmétique simple. Si les segments sont de longueur différentes, la pente est alors une moyenne pondérée par les longueurs.

### 7.3.2.3. Mise en œuvre

Dans les deux approches décrites ci-dessus, Corrélations et IRS, le point de départ est le même : un seuil de débit est choisi en examinant une courbe des débits classés, par exemple une valeur de débit dépassée 70%. La date de début d'une récession est alors la première valeur située sous le seuil choisi.

Sur la base d'un histogramme des durées de récession, on choisit ensuite une durée de récession minimum, commune à toutes les périodes de récession identifiées, à partir de laquelle seront sélectionnés les segments de récession au pas de temps journalier. Par exemple, l'histogramme de la figure 31 indique qu'une durée inférieure ou égale à 7 jours peut être retenue pour l'analyse (les séquences de récession supérieures à 7 jours deviennent moins nombreuses).

**Remarque** : en limitant le nombre de segments à ceux obtenus en imposant un seuil de débit et une durée type, on limite considérablement la variabilité que l'on aurait eue en utilisant tous les couples  $Q(t)$ ,  $Q(t-1)$ .

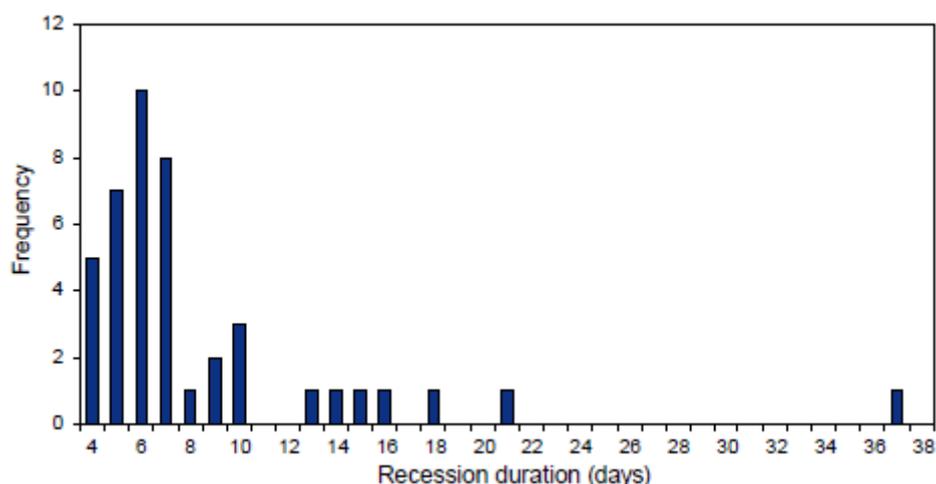


Figure 31 – Exemple d'histogramme des durées de récession d'une chronique de débits.

Source : Gustard, A. & Demuth, S. (2009) (Eds) Manual on Low-flow Estimation and Prediction. Operational Hydrology, Report No. 50, WMO-No. 1029

### 7.3.2.4. Exemple avec la méthode des corrélations

Pour tous les segments retenus, on reporte les débits  $Q(t+1)$  en fonction de  $Q(t)$  (où  $Q(t)$  en fonction de  $Q(t-1)$ ) et on ajuste une droite par régression. La pente de la droite correspond au coefficient de récession.

Un exemple est fourni par la figure 32 avec une seule période de récession découpée en 18 segments. Le débit  $Q_i$  à la date  $t$  (extrémité amont du segment  $i$ ) est reporté sur l'axe des abscisses et le débit  $Q_{i+1}$  à la date  $t+1$  (extrémité amont du segment  $i+1$ ) sur l'axe des ordonnées.

La pente de la droite de régression est  $\lambda = 0.53$ , soit un coefficient égal à :

$$k = \frac{-1}{\text{Log}(0.53)} = 1.58 \text{ jours}$$

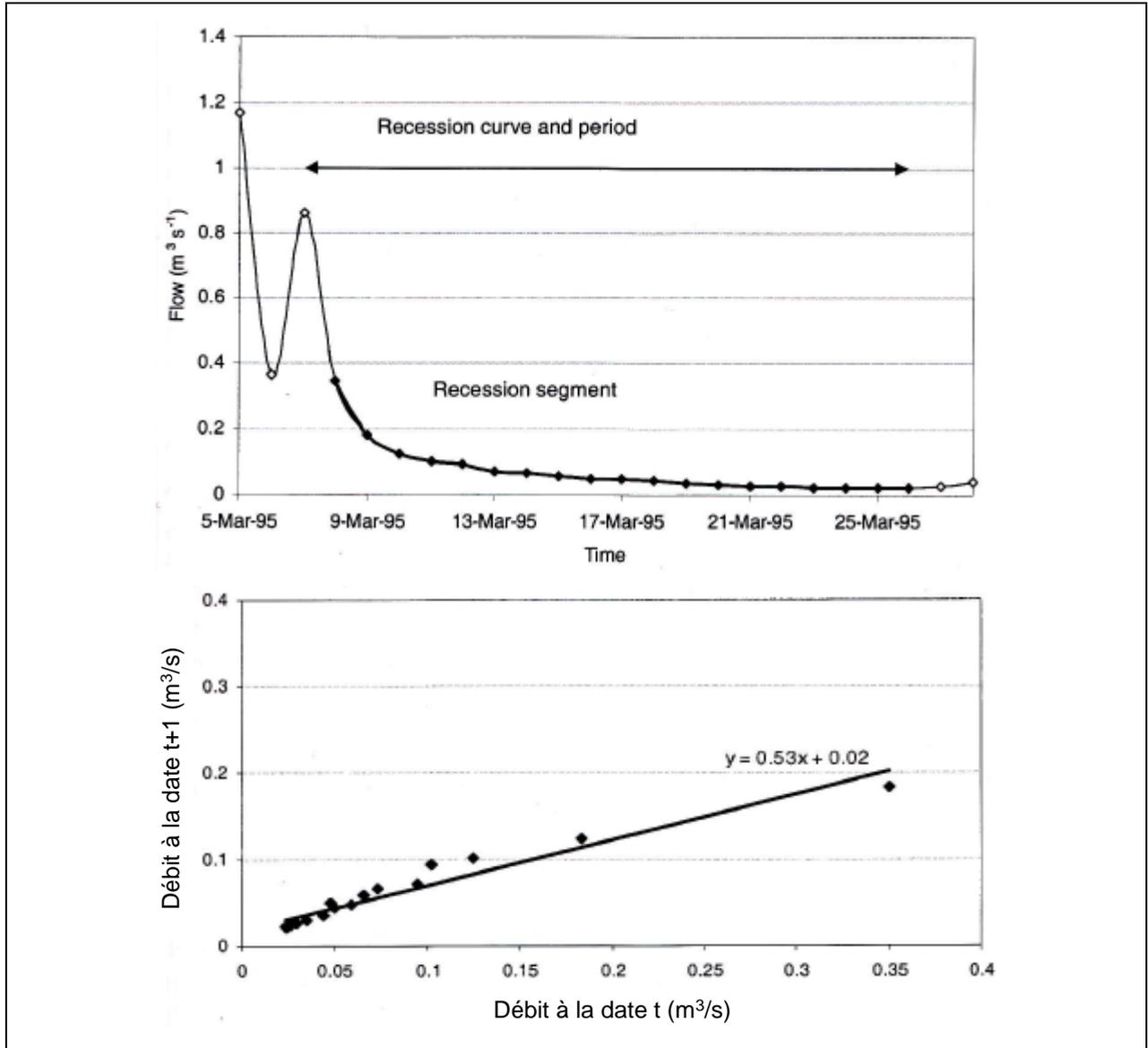


Figure 32 – Découpage d'une période de récession en segments de récession et diagramme de corrélation

Source : Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. (Developments in Water Science, vol. 48, 2004. Elsevier)

### 7.3.2.5. Exemple théorique

On reprend le modèle conceptuel du réservoir poreux écoulant un débit  $Q(t)$  et recevant une recharge  $I(t)$  par unité de surface (cf. § 5.1.1.3). On calcule ici non pas les niveaux, mais les débits  $Q(t)$  en considérant 5 phases recharge (et 5 phases de récession) sur une période de 2 ans au pas de temps journalier.

La constante de récession est  $k=43.28$  jours, correspondant à un temps de demi-décroissance  $t_{demi}=k \cdot \text{Log}(2) = 30$  jours.

La figure 33 montre la série journalière des débits obtenue et la figure 31 la courbe des débits classés.

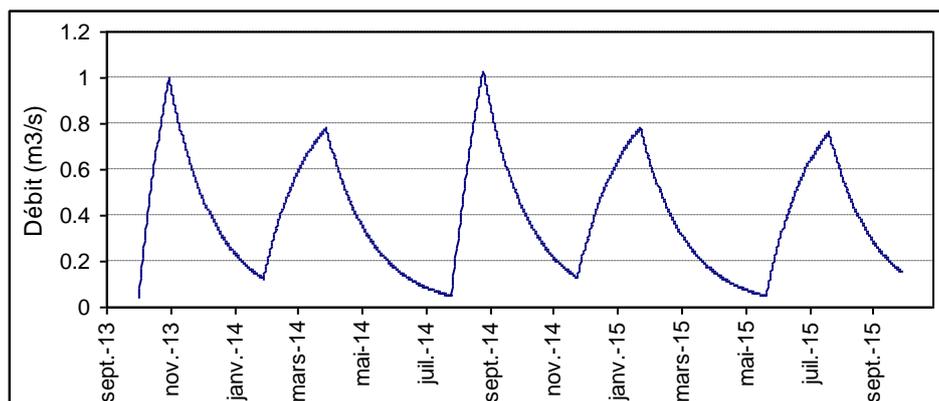


Figure 33 – Chronique théorique de débits avec 5 phases de récession

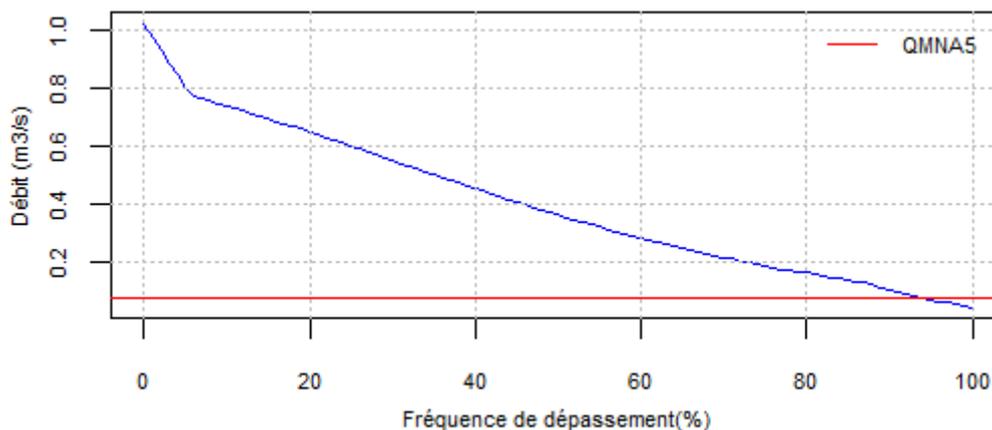
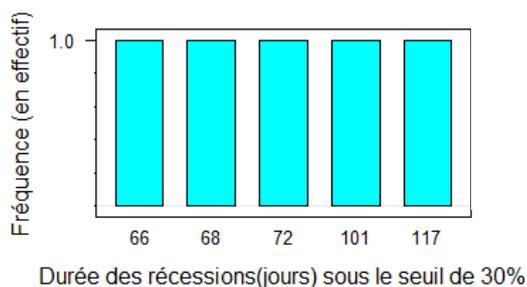


Figure 34 – Courbe des débits classés de la chronique théorique.

Pour un seuil de débit correspondant à une fréquence de dépassement de 30 % ( $Q_{seuil} = 0,55$  m<sup>3</sup>/s), l'histogramme calculé se réduit bien sûr à 5 séquences d'une durée de :

66 j, 68 j, 72 j, 101 j, 117 j.



En choisissant une durée commune à toutes les récessions de 60 jours, le tracé du diagramme ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) conduit à une pente de 0.9772 (figure 32), soit un coefficient de récession

$$k = \frac{-1}{\text{Log}(0.9772)} = 43.3 \text{ jours. On retrouve bien la valeur de départ.}$$

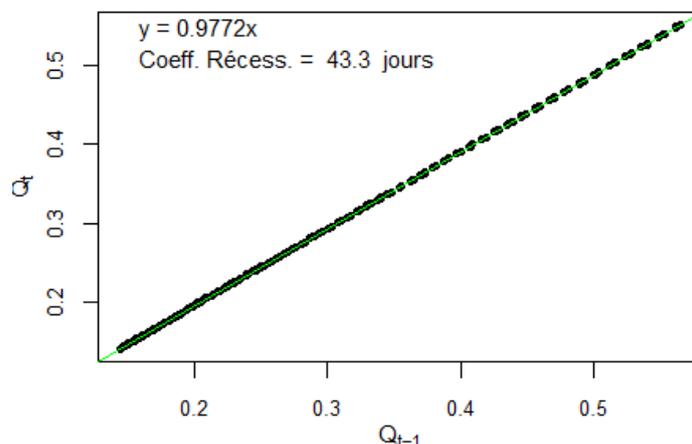


Figure 35 – Diagramme ( $Q_{t-1}, Q_t$ )

La durée commune de 60 jours conduit à 236 couples ( $Q_{t-1}, Q_t$ )

- Pour un seuil de débit correspondant à une fréquence de dépassement de 70 % au lieu de 30 % ( $Q_{\text{seuil}} = 0,219 \text{ m}^3/\text{s}$ ), les durées de récession calculées sous ce seuil sont bien sûr inférieures aux précédentes : 38 j, 43 j, 45 j, 46 j, 90 j.

En choisissant une durée commune à toutes les récessions de 35 jours, le tracé du diagramme comprend donc un nombre de couples ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) inférieur (figure 32), mais on retrouve la même valeur (aux arrondis près) du coefficient de récession.

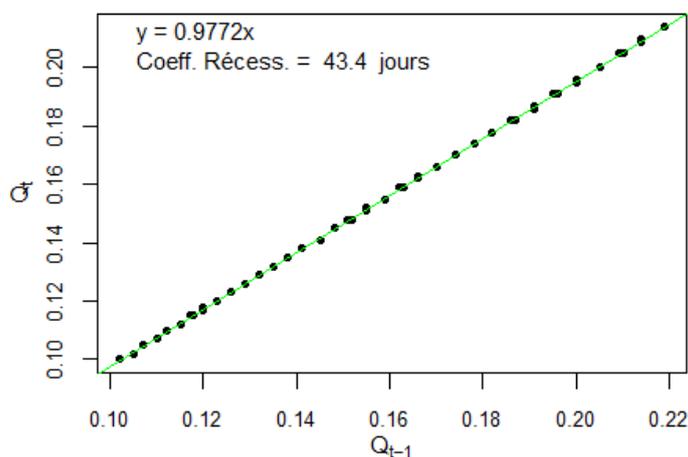


Figure 36 – Diagramme ( $Q_{t-1}, Q_t$ )

La durée commune de 35 jours conduit à 68 couples ( $Q_{t-1}, Q_t$ )

### 7.3.3. Construction d'une "Master Recession Curve" avec la méthode de Posavec

Posavec (2006, 2010) propose 5 modèles pour construire une courbe de récession maître :

- modèle linéaire :  $Q(t) = at + b$
- modèle logarithmique :  $Q(t) = a \text{Log}t + b$
- modèle exponentiel :  $Q(t) = b.e^{at}$  (couramment utilisé)
- modèle puissance :  $Q(t) = bt^a$
- modèle polynomial :  $t = aQ^2 + bQ + c$

La méthode de construction de la MRC a été totalement automatisée sous Excel par Povasec (2010). La feuille de calcul, utilisée pour ce projet, peut-être demandée à l'auteur.

Comme avec les méthodes décrites ci-dessus, la courbe des débits classés est préalablement calculée pour que l'on puisse choisir un débit seuil, point de départ des calculs.

La première étape consiste dans la segmentation de l'hydrogramme en segments individuels de récession. Ceux-ci sont ensuite ordonnés par ordre décroissant suivant la valeur initiale du débit (celle à partir de laquelle le segment débute) et les dates sont converties en temps relatif, de 0 (début du segment) à n.

Sur le premier segment, S1 (celui qui a la plus haute valeur  $Q_0^1$  du débit initial, à la date relative 1), un ajustement des 5 modèles de récession ci-dessus est effectué. Le modèle qui s'ajuste le mieux est retenu (le critère de sélection est le coefficient de détermination  $R^2$ ).

Le programme calcule le décalage en temps nécessaire pour que le deuxième segment, S2 (celui qui a la seconde plus forte valeur du débit initial,  $Q_0^2$ ) vienne se positionner, en temps relatif, sur le premier. Par exemple si le premier segment s'ajuste sur un modèle logarithmique  $Q = a \text{Log}t + b$ , alors le décalage temporel (en relatif par rapport à 0) est  $t_2 = e^{(Q_2 - b)/a}$ .

Les 5 modèles sont ensuite testés sur le couple (S1,S2) et le modèle qui s'ajuste le mieux est retenu.

On passe ensuite au 3<sup>ième</sup> segment S3, avec un ajustement des 5 modèles sur (S1,S2,S3) et la sélection du meilleur et ainsi de suite jusqu'au dernier segment de la liste.

Les différentes étapes sont résumées par la figure 37 et illustrées par la figure 38.

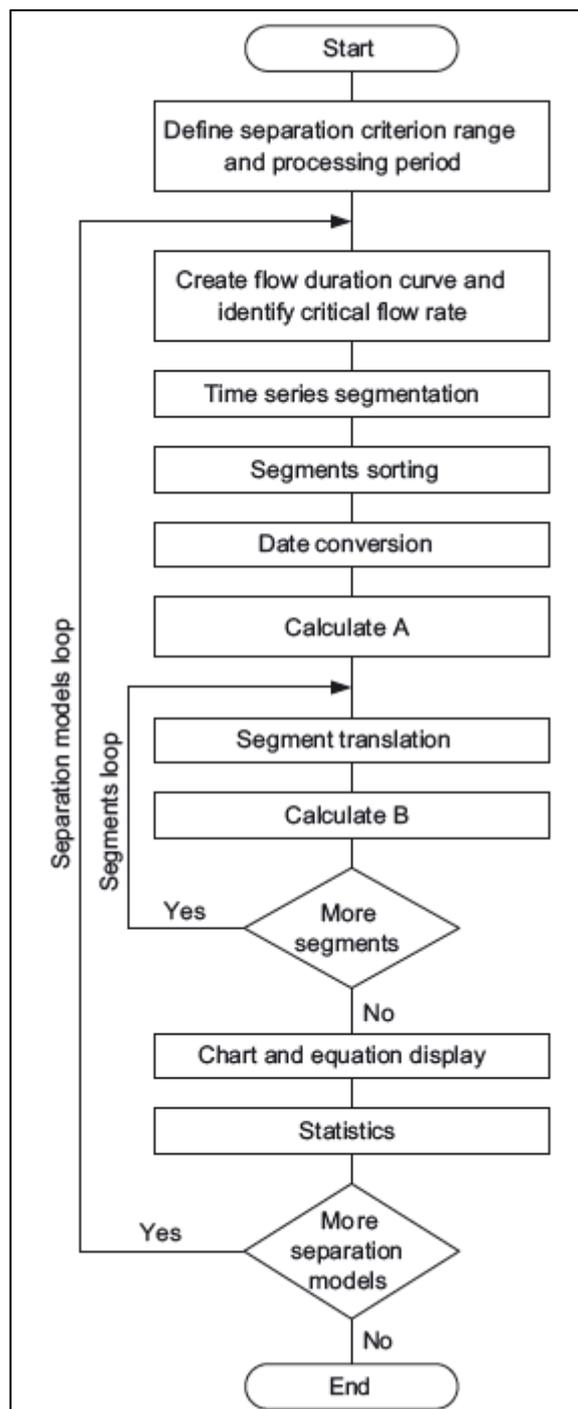


Figure 37 – Organigramme de la méthode Posavec

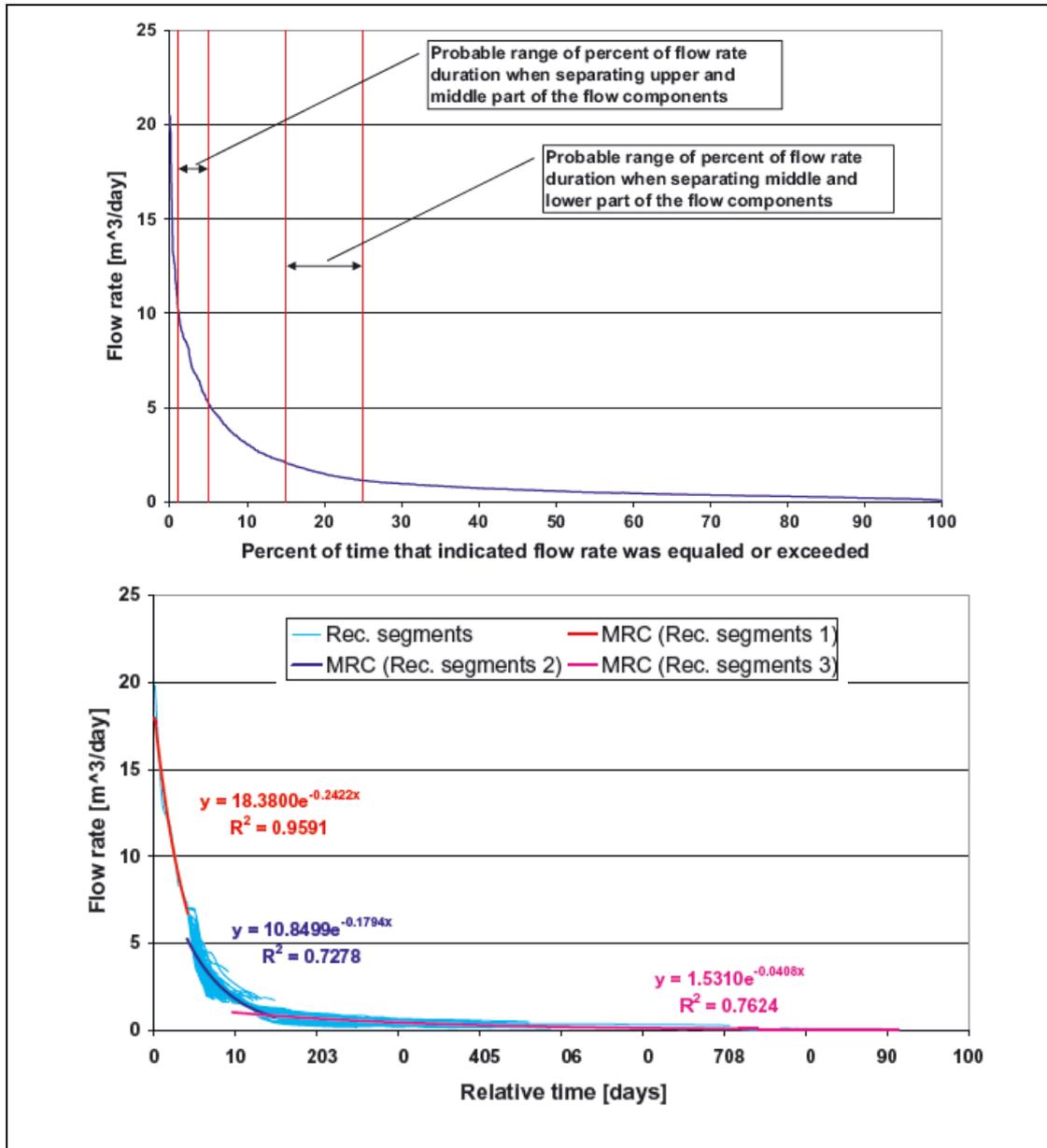


Figure 38 – Illustration de la méthode Posavec.

## 7.4. CALCUL DE LA RECHARGE AVEC LA METHODE RORA

### 7.4.1. Méthode mise en œuvre dans le programme RORA de l'USGS

Cette méthode (*Recession-curve displacement*) repose sur quelques relations établies à partir d'une solution analytique (Rorabaugh, 1964) décrivant l'évolution du débit d'une nappe drainée par un cours d'eau dans un bassin supposé de caractéristiques homogènes et dans un contexte théorique d'écoulements unidimensionnels, perpendiculairement au cours d'eau (annexe 1 et figure).

Pour une bonne compréhension de la méthode, quelques éléments théoriques sont exposés dans le paragraphe qui suit.

#### 7.4.2.1. Aspects théoriques et relations utilisées

Les notions et relations déduites de cette solution analytique et utilisées dans la méthode sont les suivantes :

1) *Temps critique ("Critical time", Rorabaugh, 1964 – Voir aussi annexe 2)*

$$t_c = 0.2 \frac{L^2 S}{T} \quad [R1]$$

C'est le temps à partir duquel le logarithme du débit à l'exutoire varie de façon linéaire avec le temps (annexe 1).

2) *Autre formulation de l'Index de récession (cf annexe 2)*

$$\text{Log}10 = \frac{\pi^2}{4L^2} \frac{T}{S} \Delta t \Rightarrow \frac{T}{L^2 S} = \frac{4 \text{Log}10}{\pi^2} \frac{1}{\Delta t} = \frac{0.933}{\Delta t}$$

On introduit alors une constante  $k_{\text{cycle}}$  égale à  $\Delta t$  dans un diagramme semi\_log (dans les développements théoriques sur lesquels s'appuient le programme RORA,  $k_{\text{cycle}}$  est appelée index de récession, exprimé en nombre de jours par cycle log).

On peut donc écrire :

$$k_{\text{cycle}} = 0.933 \frac{L^2 S}{T} \quad [R2]$$

$k_{\text{cycle}} = 2,3 k$  (cf annexe 1)

3) *Nouvelle expression du temps critique*

En combinant les 2 relations précédentes, R1 et R2, on obtient :

$$t_c = 0.2144 k_{\text{cycle}} \quad [R3]$$

Ce temps critique est défini à partir d'une solution analytique établie dans un contexte hydrogéologique simplifié. De ce fait, il peut ne pas être valable pour toutes les périodes de récession d'un hydrogramme et ne doit être considéré que comme une estimation utile dans le processus de calcul de la recharge.

4) *Volume souterrain généré par un pic de recharge*

Le volume total, potentiellement drainé par le cours d'eau après une recharge de la nappe, à partir du temps critique est donné par ("*Total potential groundwater discharge*", Meyboom, 1961) :

$$V_R = \int_{t_c}^{\infty} Q(t) dt = \frac{Q_0 \cdot k_{\text{cycle}}}{2.3} = Q_0 \cdot k \quad [\text{R4}]$$

$Q_0$  est le débit initial, au début de la phase de récession (à partir du temps critique  $t_c$ )

#### 5) Volume drainé et recharge

On utilise la relation R5 ci-dessus, donnant le volume souterrain drainé par le cours d'eau sur la période de récession en tenant compte du volume qui peut continuer à s'écouler, provenant de la période de récession précédente.

$$V_R = \frac{2(Q_2 - Q_1)k_{\text{cycle}}}{2.3} \quad [\text{R5}]$$

- $Q_1$  est le débit au temps critique relatif à la recharge ayant généré le pic de débit précédent.
- $Q_2$  est le débit à la date du temps critique ; il correspond au début de la phase de récession qui suit le pic auquel on s'intéresse.
- Le facteur 2, pour tenir compte des deux rives du cours d'eau.

La recharge de la nappe correspondant à un pic de l'hydrogramme est alors, en mm/an :

$$I = f_c \frac{2(Q_2 - Q_1)k_{\text{cycle}}}{2.3} \frac{1}{A_d} \quad [\text{R6}]$$

- $A_d$  est l'aire drainée, en  $\text{km}^2$ .
- $f_c$  est un facteur de conversion pour exprimer la recharge en mm, à partir des débits en  $\text{m}^3/\text{s}$  et de la superficie du bassin en  $\text{km}^2$ .

C'est cette formule qui est utilisée dans le programme RORA de l'USGS (mais avec un facteur de conversion différent, les unités ayant été ici transcrites en unités SI).

**Le calcul de la recharge se ramène donc au calcul de 2 débits caractéristiques,  $Q_2$  et  $Q_1$ , au temps critique  $t_c$ .**

Une recharge moyenne sur l'ensemble de la période est ensuite calculée.

#### 7.4.2. Exemple

On reprend l'exemple de la Sewee Creek (USA), traité avec le programme PART (§ 6.2.3.2.)

Le logiciel RORA, écrit en Fortran, a été adapté (et recompilé) pour pouvoir travailler avec des unités SI ( $\text{m}^3$ , mm, ...). Les entrées et sorties du programme ont été modifiées et traduites en français.

##### En entrée du programme

Le nom du fichier qui contient les données journalières de débit

La superficie du bassin,  $303 \text{ km}^2$

L'index de récession en nombre de jours/cycle log : 65

##### Résultats en sortie du programme

Le débit moyen calculé sur la période 1950-1993 est de  $5.36 \text{ m}^3/\text{s}$  (559 mm)

Écoulement de base sur la période 1950 -1993 : 356 mm

Soit un BFI de 64 %

A comparer avec les résultats du logiciel PART :

Ecoulement de base sur la période 1950 -1993 : 306 mm

Soit un BFI de 55 %

$N = A^{0.2}$  où A est la superficie du bassin drainé

N représente une condition pour définir une période de récession (condition appelée "requirement of antecedent recession")

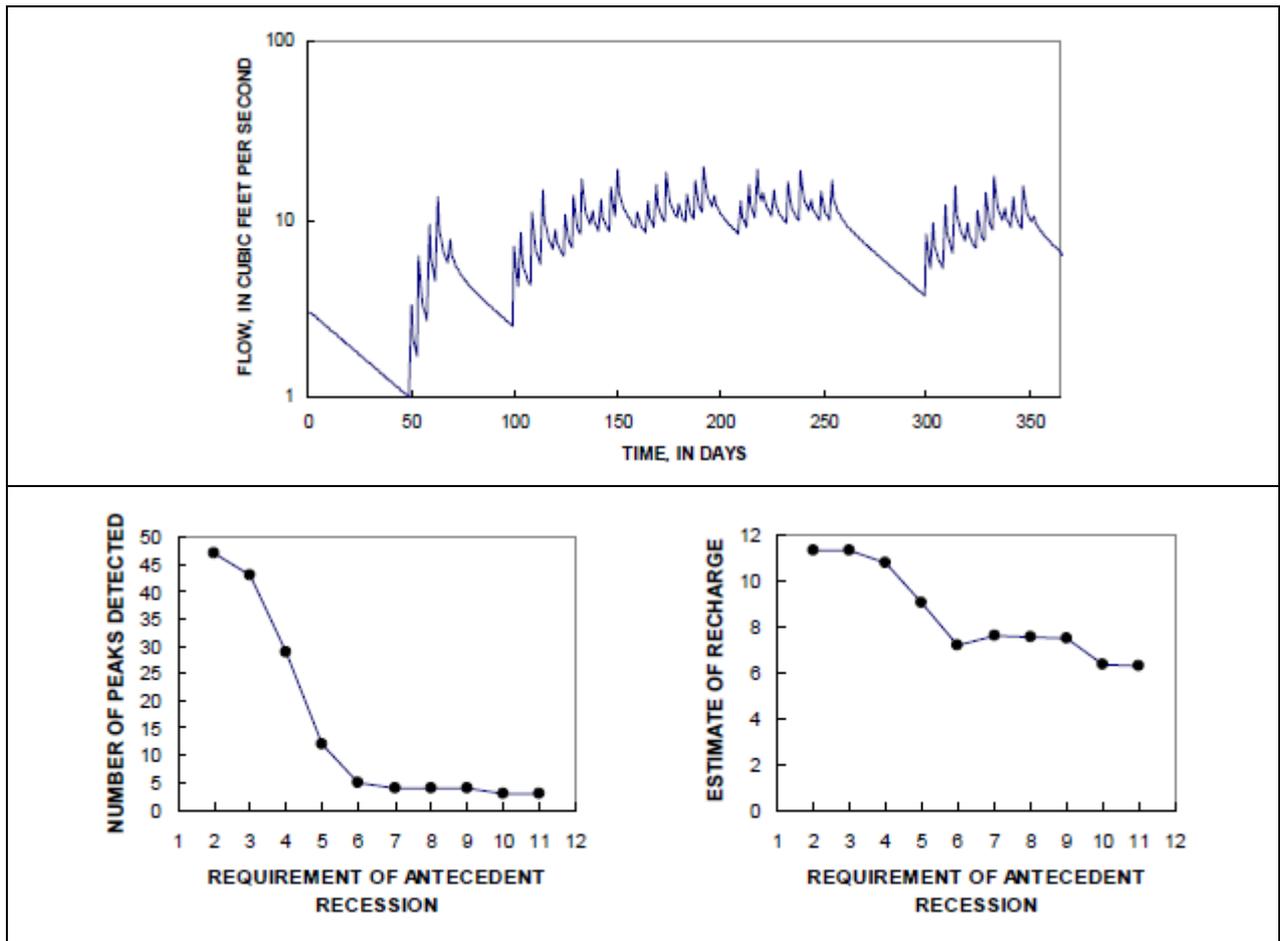


Figure 39 – Test de sensibilité à la condition d'antécédence





## 8. Modèles spatialisés et recharge

Le modèle spatialisé est la meilleure voie d'accès à la recharge d'une nappe, résultat du processus de calage : on part de valeurs initiales que l'on suppose être le plus près possible des valeurs réelles et on les modifie éventuellement durant la phase de calage.

On présente ci-après deux méthodes de calcul de valeurs initiales de la recharge, utilisées dans le modèle multicouche du Jurassique de Poitou-Charentes.

### 8.1. EXEMPLE 1 : IDPR ET PARTITION A PRIORI DE LA PLUIE EFFICACE

La méthode décrite ci-dessous est celle utilisée lors de la construction et du calage du Modèle multicouches du Jurassique de Poitou-Charentes (E. Putot, F. Bichot, 2007 - Rapport BRGM RP-55742-FR) et reprise ultérieurement (O. Douez, F. Bichot, 2011 – Rapport BRGM/RP-59288-FR).

#### • Calcul de la pluie efficace

Un découpage spatial du modèle a été réalisé pour avoir en chaque maille la meilleure approximation possible de la pluie efficace locale compte tenu des données existantes. Ce découpage repose sur :

- un zonage correspondant aux 11 stations météorologiques locales retenues. Les zones d'influence des stations météorologiques ont été définies à l'aide de la méthode de polygonation de Thiessen.
- la carte régionale de la réserve en eau des sols réalisée par la Chambre d'Agriculture. (la "Réserve Utile"). Elle fournit une répartition simplifiée, par zone, de la capacité de stockage en eau du sol.

L'intersection de ces deux découpages conduit à 27 zones possédant chacune une valeur de Réserve en eau, de Pluie et d'ETP (Figure 40). La pluie efficace est calculée sur chacune de ces zones et à chaque pas de temps selon la méthode du bilan de Thornthwaite.

#### • Calcul de la recharge

Une première estimation de la recharge a été faite en utilisant l'indice IDPR, moyenné sur chaque maille du modèle. Les valeurs de l'IDPR ont été rangées dans 4 classes et à chacune des classes un coefficient d'infiltration a été affecté a priori (tableau 10 ci-après).

Les zones de recharge ont été délimitées en croisant les 27 zones de pluie efficace avec les 4 classes d'IDPR définies ci-dessus (figure 40).

En fonction de la valeur de l'IDPR, il a été attribué à chaque maille du modèle l'un des 4 coefficients d'infiltration du tableau 10.

Valeur de l'IDPR	Signification	Coefficient d'infiltration	Coefficient de ruissellement
0 – 500	Infiltration très majoritaire	80%	20%
500 – 1000	Infiltration majoritaire	65%	35%
1000 – 1500	Ruissellement important	50%	50%
1500 – 2000	Ruissellement majoritaire	35%	65%

Tableau 10 - Classes d'IDPR retenues en fonction de la valeur de l'IDPR et répartition de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement.

## Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes

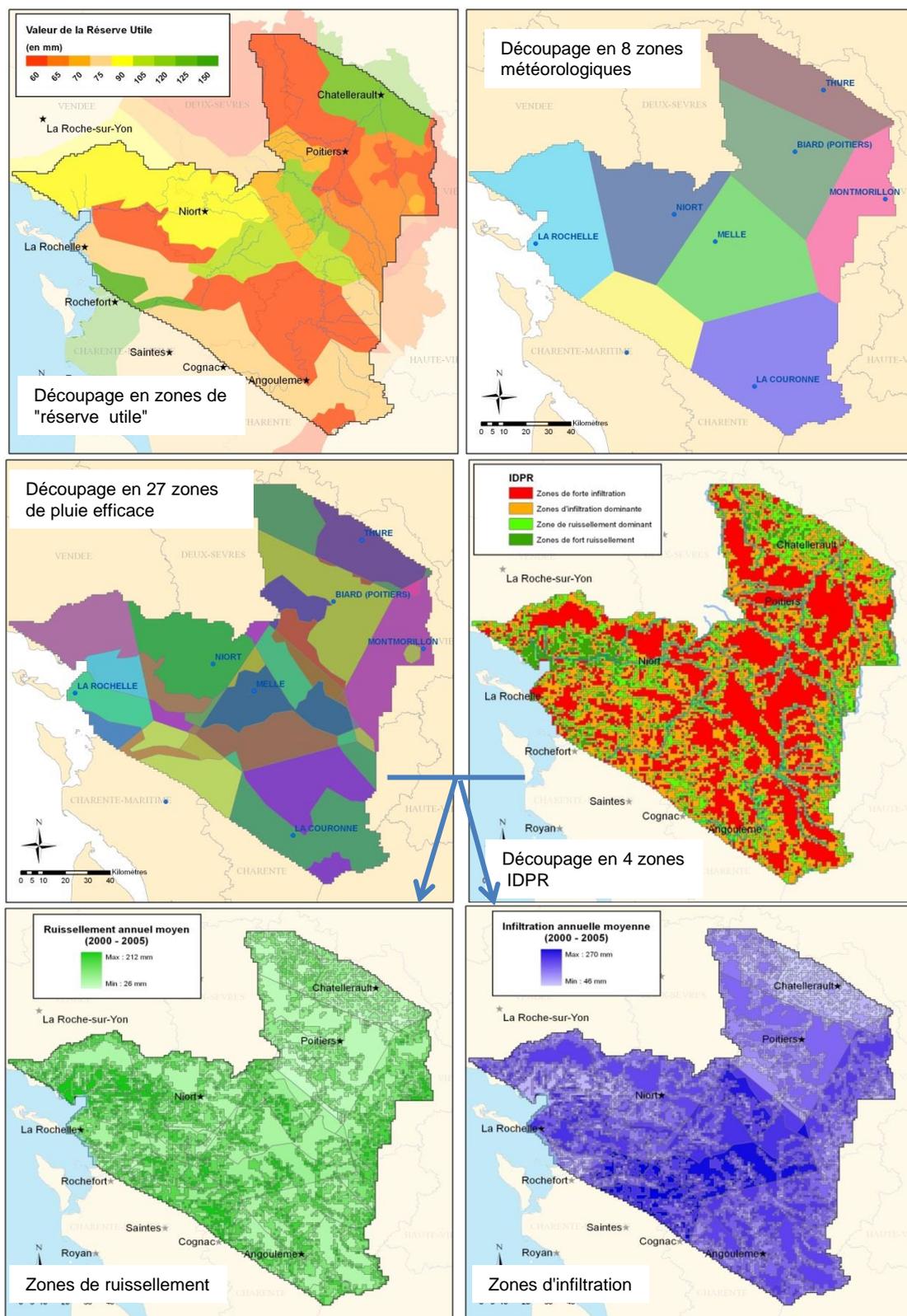


Figure 40 - Spatialisation de la pluie efficace : modèle du Jurassique de Poitou-Charentes (anté 2015)

## Remarque

Les valeurs de partition qui ont été retenues **a priori** pour cette répartition de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement étaient destinées à **initialiser au mieux la recharge**.

Il s'est trouvé que cette partition initiale a donné d'emblée de bons résultats : en particulier les débits de crue, générés en grande partie par le ruissellement, ont été bien reconstitués sur la plupart des stations de jaugeage.

Mais très généralement la recharge demeure inconnue et ces valeurs sont obtenues à l'issue du processus de calage du modèle.

## 8.2. EXEMPLE 2 : SAFRAN, IDPR ET MODÈLE GLOBAL

Dans le cadre de l'amélioration du modèle et de son recalage (O. Douez, 2015, rapport BRGM/RP-64816-FR), la méthode consistant à calculer la recharge des nappes et le ruissellement à l'aide de l'IDPR a été abandonnée au profit du calcul de bilans hydro-climatiques avec l'outil Gardénia (Thiéry D., 2003) intégré au logiciel MARTHE. Cette méthode, beaucoup plus souple ne nécessite pas de recalculer à chaque pas de temps une partition de la pluie efficace à partir des coefficients d'infiltration déduits de l'IDPR et surtout elle permet un calage plus facile (dans l'hypothèse où la partition initiale n'aurait pas donné satisfaction, il aurait fallu essayer de nouveaux jeux de coefficients et les réaffecter aux mailles du modèle).

Comme dans la méthode IDPR, il faut introduire dans le modèle :

- des "zones climatiques" (pluies et ETP),
  - des "zones de sol" sur lesquelles sont définies la Réserve Disponible pour l'Evapotranspiration (RDE, anciennement RU) et utilisées pour le calcul de la pluie efficace par le module Gardénia.
- Les données de précipitation et d'évapotranspiration ont été fournies par Météo-France et sont issues de SAFRAN (résolution de 8 kilomètres soit 368 mailles réparties sur le modèle, (figure 41). Par rapport aux 11 stations météo utilisées dans la version précédente du modèle, on parvient ainsi à une meilleure spatialisation des pluies et de l'évapotranspiration.

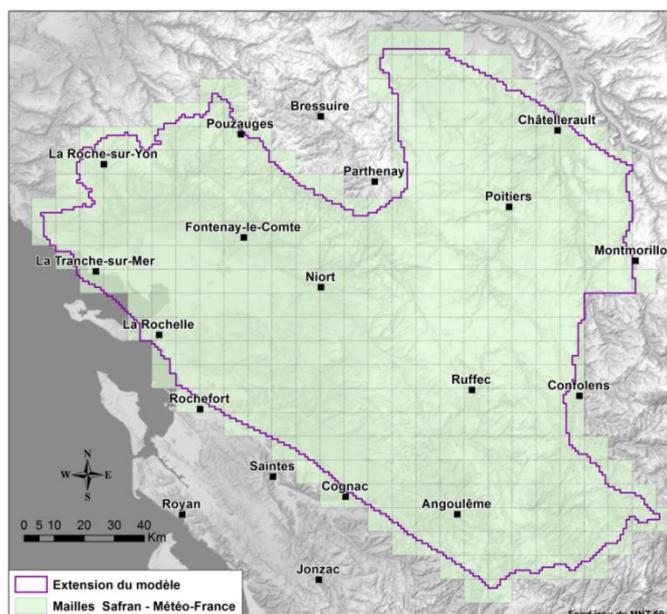


Figure 41 - Mailles Safran utilisées comme zones climatiques dans le modèle du Jurassique de Poitou-Charentes

Source : rapport BRGM/RP-64816-FR

- Les zones de sols ont été définies en croisant la carte d'IDPR utilisée dans la version précédente du modèle avec les zones de "réserve utile" issues du programme IGCS<sup>5</sup>.

Dans un premier temps les données relatives à la "Réserve Utile, RU" ( dans le sens "Réserve Disponible pour l'Evapotranspiration", RDE) et à l'IDPR, spatialisées sous la forme de polygones ont été regroupées pour aboutir respectivement à 8 et 4 classes. Puis ces données spatialisées ont été maillées au format de la grille du modèle. Enfin, ces 2 informations ont été croisées ce qui a permis l'obtention de 32 "zones de sols" pour le calcul de la pluie efficace.

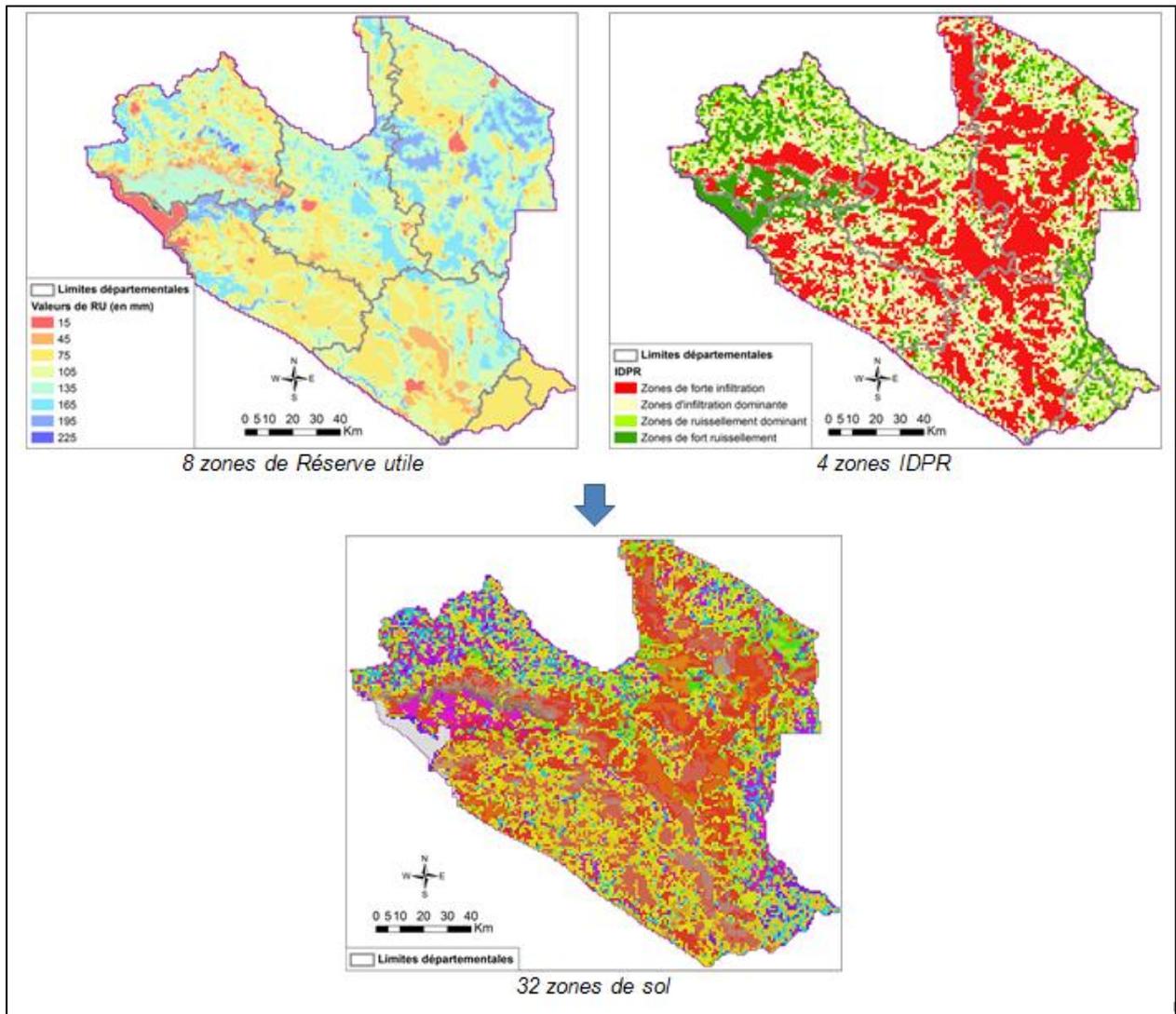


Figure 42 – Construction de "zones de sol" par croisement d'une grille d'IDPR et d'une grille de "RU"  
 Source : rapport BRGM/RP-64816-FR

<sup>5</sup> "L'Inventaire, la Gestion et la Conservation des Sols " (IGCS) est un programme national dont l'objectif est la constitution des bases de données pédologiques régionales à différentes échelles : un référentiel régional et des référentiels locaux. En Poitou-Charentes un inventaire cartographique des sols est disponible au 1/250 000.

## 9. Intercomparaison des méthodes

Dans ce chapitre, on exploite les résultats (bilans de flux, superficiels et souterrains) fournis par différents modèles (spatialisés et globaux), pour les confronter aux résultats de quelques méthodes décrites dans les chapitres précédents. Compte tenu des limites d'application de la méthode Water Table Fluctuation (§ 5.1.1.3.) et de l'analyse critique sur les méthodes de filtrage (§ 6.3.2.), les méthodes retenues sont :

- deux méthodes de décomposition d'hydrogrammes : BFI\_W et BFI\_PART,
- une méthode alliant solution analytique et courbes de récession d'un hydrogramme : BFI\_RORA.

Les méthodes de calcul d'un Base Flow Index (BFI) sont très largement utilisées dans de nombreux pays (particulièrement en Angleterre et aux Etats-Unis) ; elles sont intéressantes car intégratrices des caractéristiques d'un bassin versant, permettent d'obtenir la contribution des eaux souterraines au débit du cours d'eau (écoulement de base), puis d'accéder à la recharge en ajoutant les prélèvements (§ 6.1).

Elles ne sont pas bien sûr exemptes de points faibles, car chacune d'elles a son mode propre de décomposition d'un hydrogramme, et les résultats, comme on le verra dans ce chapitre, peuvent être parfois assez différents les uns des autres. Se pose de plus le problème récurrent des cours d'eau très anthropisés, qui nécessitent soit une renaturalisation des débits (comme pour les modèles globaux), soit un réajustement du BFI calculé en tenant compte des prélèvements nets dans le cours d'eau. Lorsque ce problème ne se pose pas et moyennant certaines hypothèses, dont l'absence de prélèvements significatifs dans la nappe (cf § 6.1), l'écoulement de base peut être considéré comme une estimation de la recharge.

Pour les nappes qui ne sont pas connectées à un cours d'eau, la méthode WTF est une alternative. Si le bassin est grand, plusieurs piézomètres sont souhaitables pour obtenir une valeur moyenne de recharge représentative du bassin.

Par ailleurs, pour chaque bassin étudié, une valeur moyenne de l'IDPR a été calculée et l'on a recherché une relation entre :

- l'IDPR et le rapport *Écoulement de base/Écoulement total (BFI)*
- l'IDPR et le rapport *Écoulement de base/Pluie Efficace ( $Q_b/P_{eff}$ )* calculé à partir des résultats de modélisation.

L'existence de relations permettrait de mieux préciser la partition de l'IDPR entre infiltration et ruissellement et d'accéder ainsi à une recharge moyenne spatialisée (ce qui n'exclut pas le calcul du BFI et la comparaison des 2 méthodes).

Les deux paragraphes qui suivent (9.1 et 9.2) sont consacrés à une analyse détaillée des bilans de flux issus de 2 modèles BRGM spatialisés : le modèle de la Somme (aquifère de la craie du bassin de la Somme) et le modèle de la plaine de Caen (multicouche du Bajocien-Bathonien de Normandie).

### 9.1. MODÈLE DE LA NAPPE DE LA CRAIE DANS LA SOMME

#### 9.1.1. Caractéristiques du modèle

Sur ce bassin, il existe un modèle hydrodynamique construit en 2002 (Amraoui et al., 2002). Depuis il a été régulièrement actualisé, affiné et enrichi en données. Le modèle fonctionne en régime transitoire à partir de l'année 1989. Il a été calé sur la période 1989-2003 et validé sur la période 2004-2006. Son calage a été repris sur la période 1989-2012 pour prendre en compte

la succession d'années sèches que le bassin a connu entre 2005 et 2012. A la date de ce rapport, il est actualisé jusqu'en 2013 (Amraoui et al., 2014) et couvre donc une période de 25 ans.

Le modèle s'étend sur une superficie de 7500 km<sup>2</sup> et couvre tout le bassin de la Somme, la moitié sud-ouest du bassin de l'Authie au nord et la moitié nord-ouest du bassin de la Bresle au sud-ouest. Il est limité par la rivière de l'Authie et les hauteurs du Cambrésis au nord, par le Vermandois à l'est, par les collines de Noyonnais au sud-est, la rivière de la Bresle au sud-ouest et par la Manche à l'ouest (figure 41).

• Finalité

Le modèle hydrodynamique de la Somme est l'un des outils de prévision des hautes eaux du bassin de la Somme, construit en 2002 à la demande du Ministère en charge de l'Ecologie et pour le compte de la DREAL Picardie suite aux inondations exceptionnelles d'avril 2001. Les objectifs étaient :

- de comprendre les processus qui ont conduit à une remontée exceptionnelle de la nappe de la Craie au printemps 2001 ;
- d'évaluer la contribution de la nappe aux différents stades de la crue et identifier les zones les plus contributives aux crues dans la perspective de la mise en place d'un réseau d'alerte ;

Le modèle a aussi été utilisé pour définir des volumes prélevables.

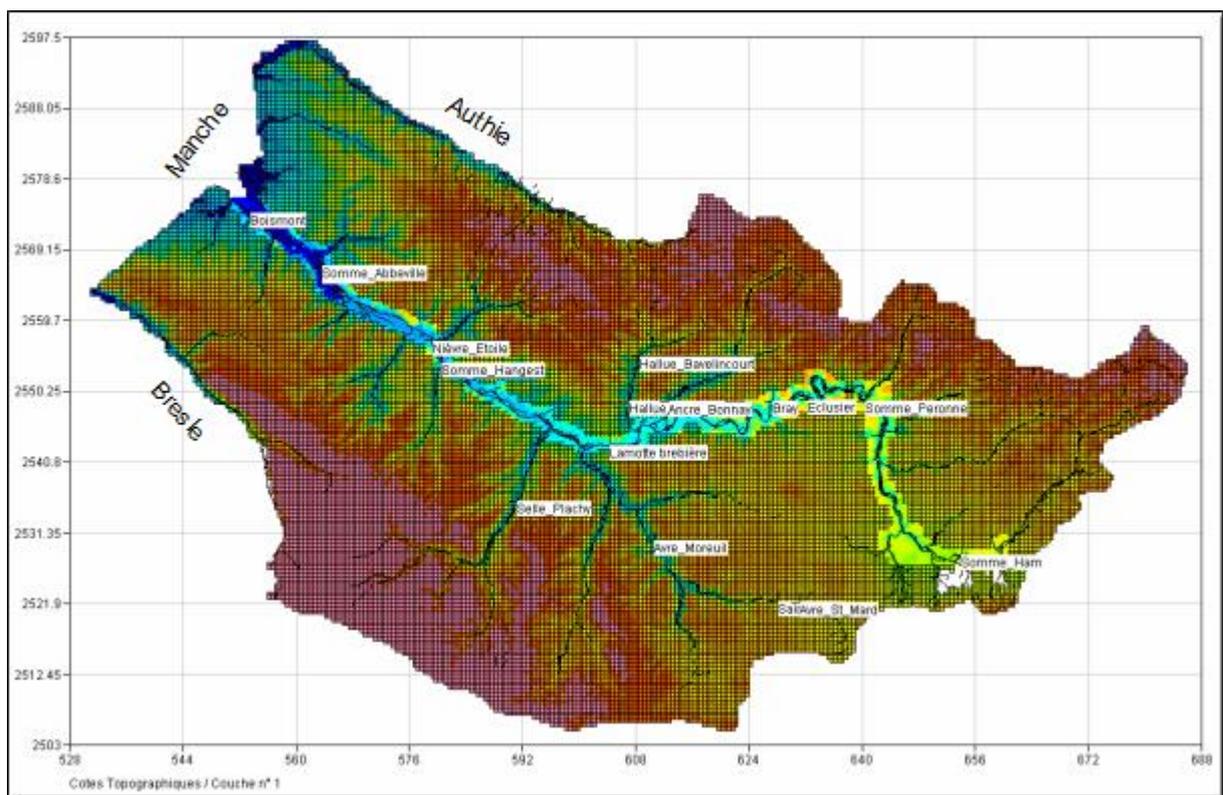


Figure 43 - Extension du modèle de la Somme, cours d'eau intégrés et stations de jaugeage.

• Type de modèle, discrétisation, régime hydrodynamique

Il s'agit d'un modèle monocouche, discrétisé en mailles carrées de 500 m de côté, subdivisées en mailles de 100 m de côté dans la vallée humide de la Somme. Il y a près de 67 000 mailles

de calcul et plus de 4500 tronçons de rivières, chaque tronçon étant connecté à une maille et échangeant des flux avec celle-ci.

Le pas de temps est journalier pour les bilans hydro-climatiques et hebdomadaire pour les calculs hydrodynamiques.

- Evaluation de la recharge par le modèle

Le modèle est couplé :

- avec des modèles globaux pluie/débit pour le calcul de la recharge ;
- avec le réseau hydrographique, qui draine la nappe.

L'infiltration vers la nappe et les flux de ruissellement sont calculés au pas de temps journalier suivant le schéma de calcul présenté en annexe (utilisation du principe des modèles globaux à réservoir du logiciel Gardénia développé par le BRGM). Le ruissellement est conduit vers les cours d'eau via les directions de drainage calculés à partir du MNT

Dans le modèle maillé de la Somme, la carte des isohyètes fournie par Météo France traduisant la variabilité spatiale des précipitations dans le bassin de la Somme a été utilisée pour définir les zones de recharge. Chacune de ces zones est représentée par une station pluviométrique et reçoit les précipitations mesurées dans cette station.

La délimitation des zones et le choix des stations météorologiques ont été faits lors du calage du modèle. Dans la version du modèle utilisée pour cette étude, les calculs sont faits en utilisant les données de 6 stations météorologiques : Abbeville, Bernaville, Glisy-Amiens, Vron, Morvillers, Villers.

### 9.1.2. Sous-bassins sélectionnés et caractérisation

Pour cette étude, trois bassins ont été retenus :

- le bassin de l'Avre, à l'amont de la station hydrométrique de Moreuil
- le bassin de l'Hallue, à l'amont de la station de Quériex
- le bassin de la Selle, à l'amont de la station de Plachy

Les limites de ces trois bassins sont indiquées sur la figure 44, superposées à la cartographie de l'IDPR (extraction de la carte nationale de l'IDPR).

La délimitation des bassins a été introduite dans le modèle de façon à obtenir un bilan détaillé des flux pour chacun d'eux. Le tableau 11 fournit les valeurs moyennes de l'IDPR pour les 3 bassins.

	Superficie (km <sup>2</sup> )	Valeur moyenne de l'IDPR
Avre	597	272
Selle	536	320
Hallue	182	403

Tableau 11 – Superficie et IDPR des bassins de l'Avre, de de l'Hallue et de la Selle

Ces valeurs indiquent déjà une infiltration très nettement supérieure au ruissellement, ce qui est confirmé par le modèle et le sera aussi par les autres méthodes (BFI\_W, PART et RORA).

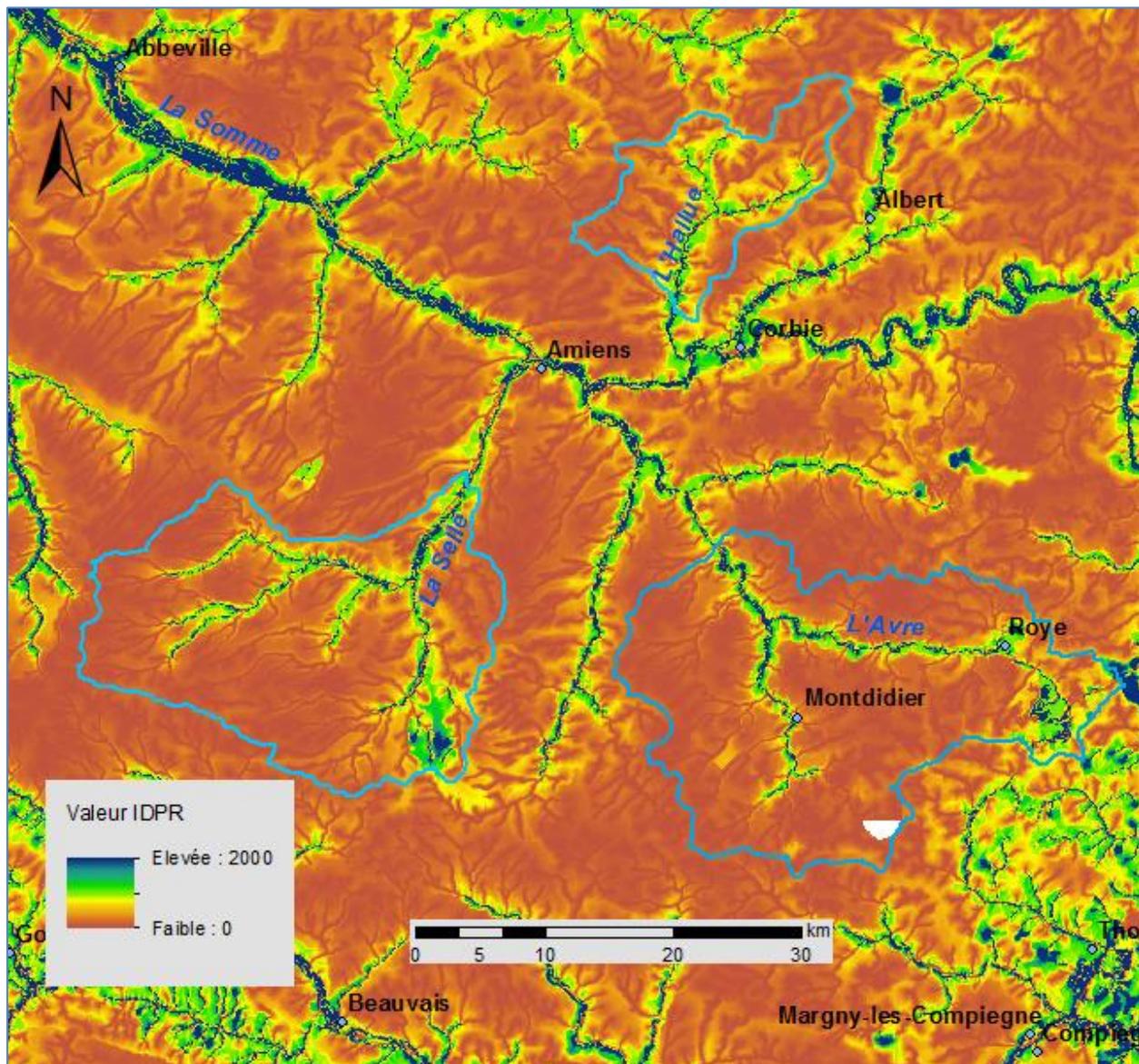


Figure 44 – Localisation des bassins de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle

Les courbes des débits classés des trois cours d'eau (fréquence de dépassement des valeurs du débit) sont très similaires à partir d'une fréquence de dépassement de 30% (figure 45). A partir de cette fréquence, et jusqu'à 95%, la décroissance des courbes est lente.

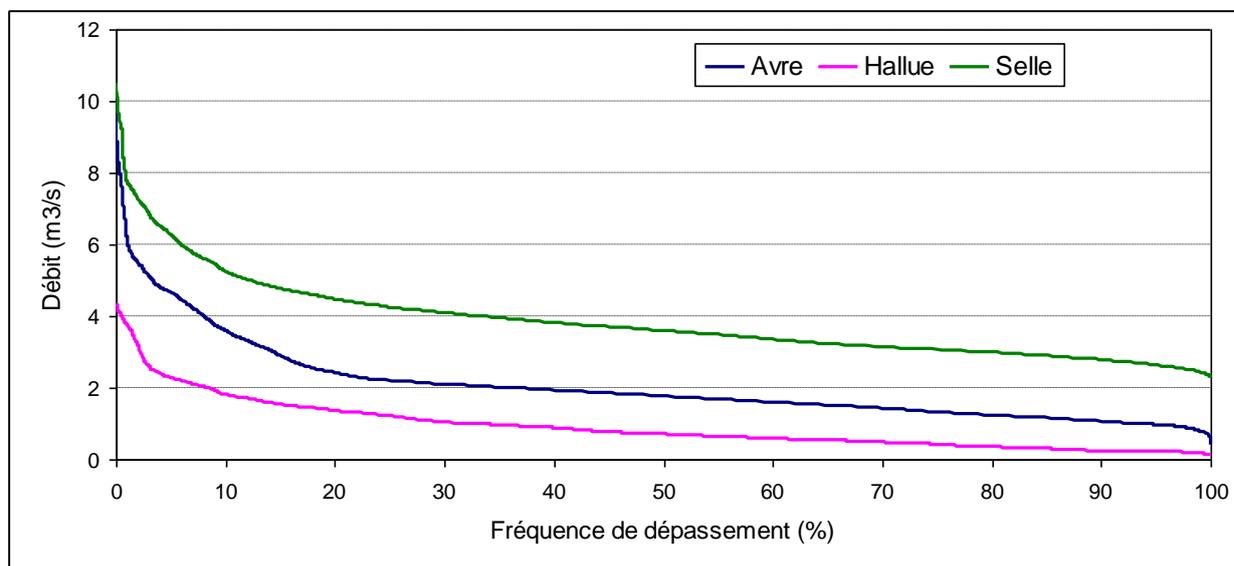


Figure 45 - Courbe des débits classés de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle

Débits (m <sup>3</sup> /s)	<b>Avre</b> du 01/11/1989 au 31/12/2012	<b>Selle</b> du 01/11/1989 au 31/12/2012	<b>Hallue</b> du 01/01/2002 au 31/12/2012
Moyenne	2,055	3,853	0,914
Minimum	0,39	2,28	0,128
Maximum	10,1	10,5	4,32
QMNA5 empirique	0,920	2.730	0,228

Tableau 12 – Débits caractéristiques de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle (en m<sup>3</sup>/s)

La figure 46 où les débits mesurés sont comparés aux débits simulés, montre que le calage réalisé est très correct.

## Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes

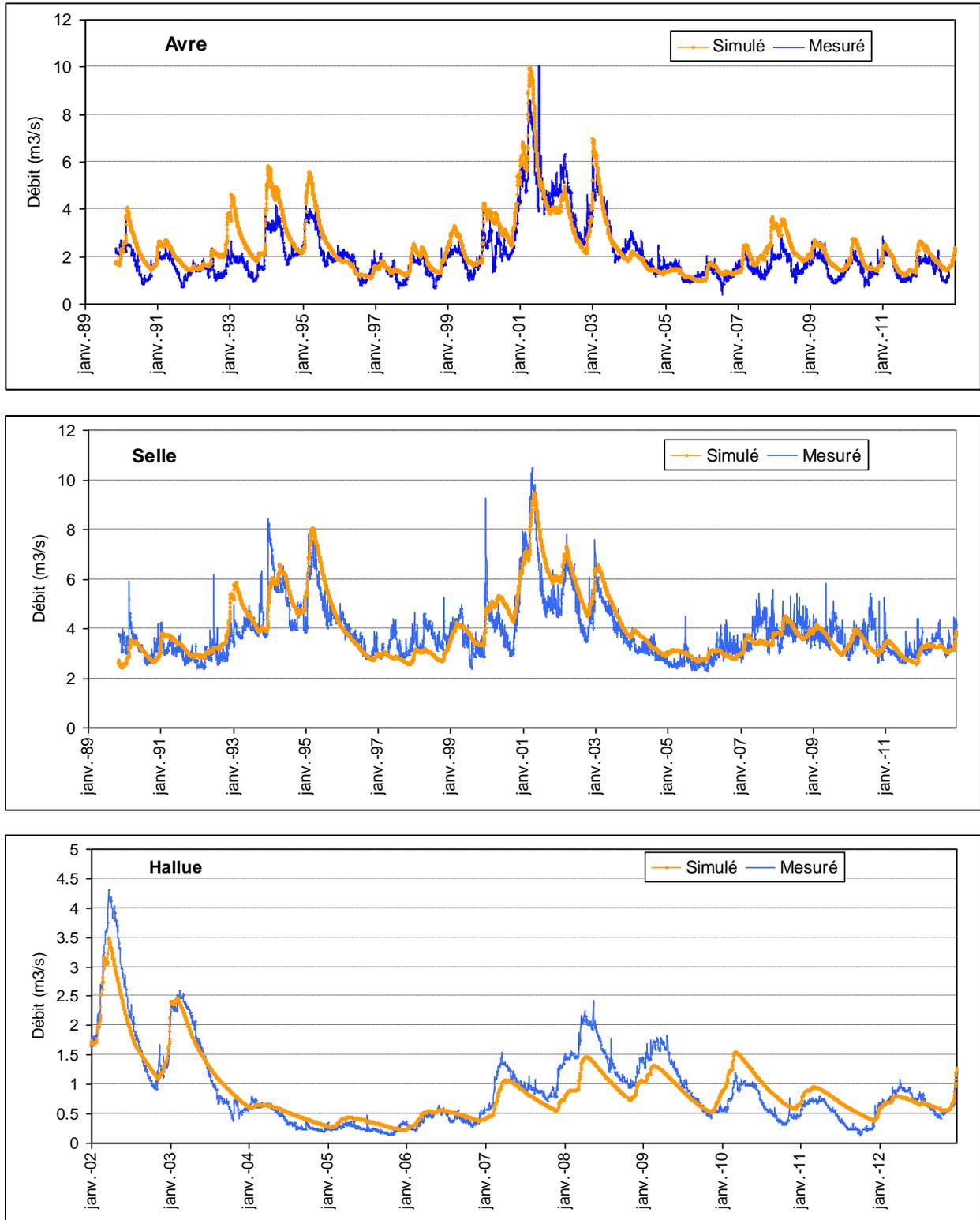


Figure 46 – Comparaison des débits mesurés et des débits simulés, Avre, Hallue et Selle

L'évolution de la piézométrie dans les trois bassins est résumée par les graphiques de la figure 47 (mesures aux piézomètres de Hangest, Equennes et Senlis).

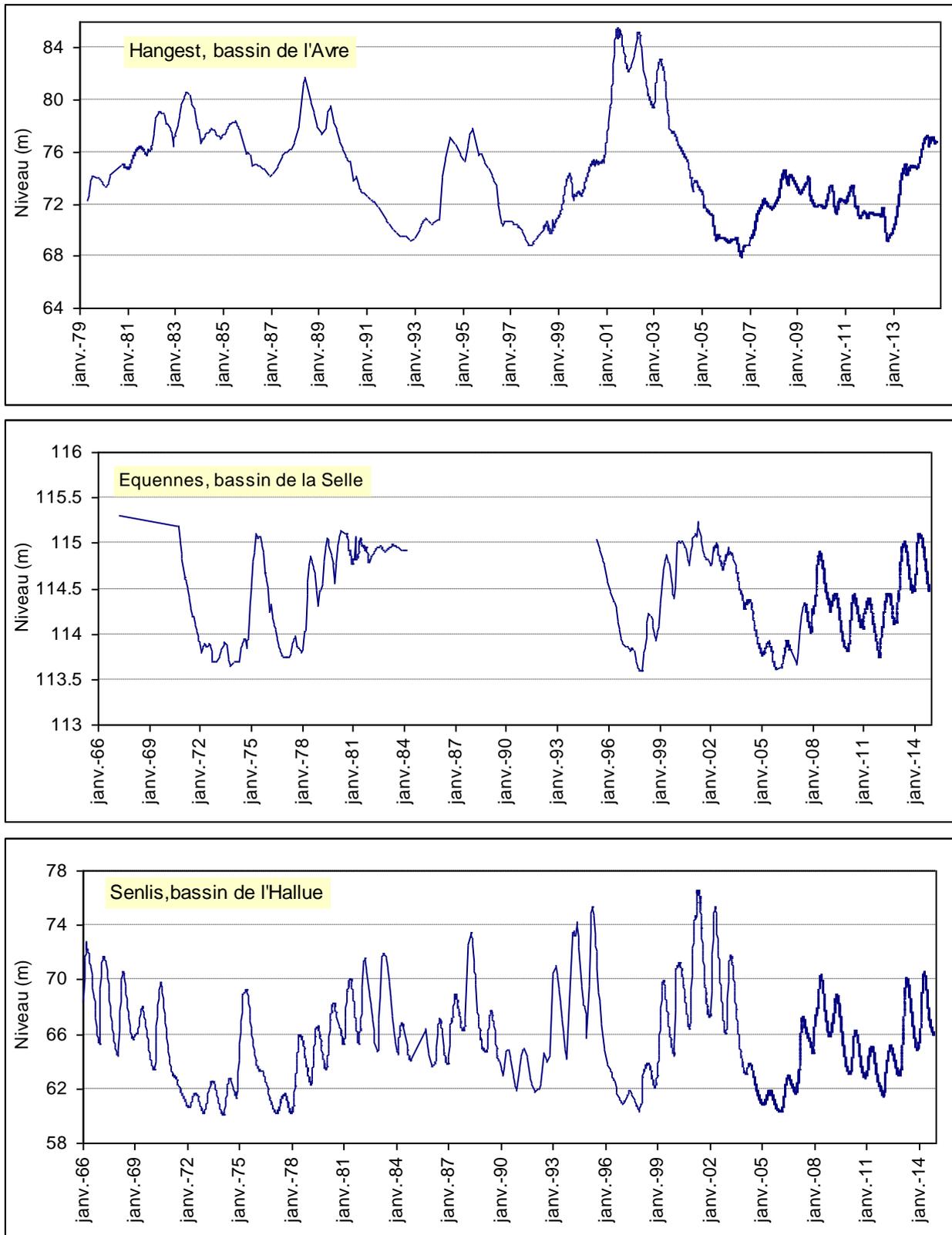


Figure 47 – Evolution des niveaux de nappe dans les bassins de l'Avre, de l'Hallue et de la Selle

### Commentaires

1) Le modèle de la Somme est très bien calé en piézométrie, mais la figure 46 montre que, pour les 3 cours d'eau considérés, des écarts existent entre débits simulés et débits mesurés, en particulier pour l'Hallue.

L'existence de ces écarts implique donc d'être prudent dans la comparaison des écoulements de base calculés par le modèle avec ceux issus des méthodes BFI-W, PART et RORA.

2) L'examen de l'évolution des débits (figure 46) et des niveaux (figure 47) dans les trois bassins indiquent des comportements hydrodynamiques différents.

Les corrélogrammes des débits des trois cours d'eau (figure 48) précisent ces différences de comportement :

- par rapport à l'Hallue, inertie plus forte pour l'Avre et la Selle, supérieure à 1 an (coefficient d'autocorrélation d'ordre 1 supérieur à 0,5);
- cyclicité moins marquée pour l'Avre que pour la Selle et l'Hallue.

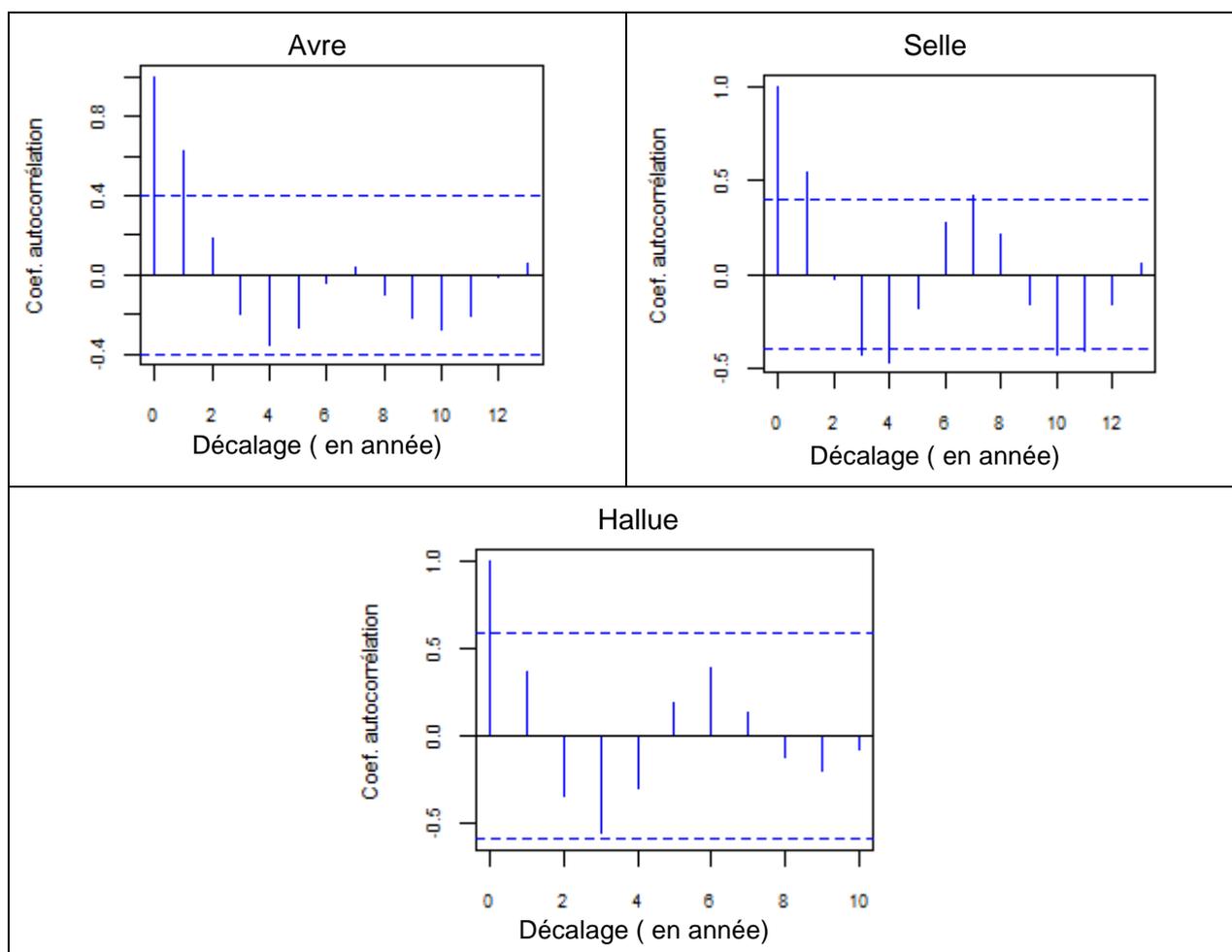


Figure 48 - Corrélogramme des débits de l'Avre, de la Selle et de l'Hallue

Ces différences de comportements ont une incidence sur les paramètres de calcul des coefficients de récession (cf. § 9.1.5.).

### 9.1.3. Flux d'eau calculés par le modèle dans les trois bassins

Pour les besoins de cette étude, un bilan hydroclimatique et hydrodynamique a été réalisé pour chaque bassin en délimitant dans le maillage du modèle 3 zones correspondant à ces trois bassins. Les composantes de ces bilans sont rassemblées dans le tableau 13. Il s'agit de flux moyens calculés sur la période du 01/11/1989 au 31/12/2012.

Flux en m <sup>3</sup> /s	Avre	Selle	Hallue
Moyenne des débits observés	2.055	3.85	0.914
Moyenne des débits simulés ( Q <sub>sim</sub> )	2.414	3.967	0.892
Moyenne de la pluie efficace ( Peff )	2.635	3.779	0.958
<b>Moyenne de la recharge ( I )</b>	<b>2.373</b>	<b>3.114</b>	<b>0.849</b>
Moyenne du ruissellement ( R )	0.262	0.664	0.109
Écoulement de base ( Q <sub>b</sub> =Q <sub>sim</sub> -R)	<b>2.152</b>	<b>3.303</b>	<b>0.783</b>
Bilan des Entrées-Sorties souterraines ( ES ) signe - si sortant du BV ( Q <sub>out</sub> ), + si entrant ( Q <sub>in</sub> )	- 0.049	+ 0.179	- 0.360
Moyenne des prélèvements ( Q <sub>p</sub> )	0.174	0.040	0.022
<b>Ratios en %</b>			
Écoulement de base/Débit simulé	<b>89.1</b>	<b>83.3</b>	<b>87.8</b>
(Pluie eff. – Débit simulé)/Débit simulé	+ 9.1	- 4.7	+ 7.4
Recharge/Débit simulé	98	78.5	95.2
Recharge/ Pluie efficace	90.1	82.4	88.6

Tableau 13 – Flux d'eau calculés par le modèle dans les 3 bassins

#### Avre

**Toute la pluie efficace ne se retrouve pas dans le débit simulé**, la différence (2,635-2,414 = 0,221 m<sup>3</sup>/s) correspond aux prélèvements et à des flux souterrains sortant du bassin (il n'y a pas de variation de stock sur la période considérée). On peut vérifier, avec les données du tableau 12, que :

$$Q_{sim} = I + R \pm ES - Q_p = 2,373 + 0,262 - 0,049 - 0,174 = 2,412 \text{ m}^3/\text{s} \quad (2,414 \text{ dans le tableau 12})$$

ou :

$$I = Q_{sim} - R \pm ES + Q_p = 2,414 - 0,262 + 0,049 + 0,174 = 2,375 \text{ m}^3/\text{s} \quad (2,373 \text{ dans le tableau 12})$$

Cette différence de 0,221 m<sup>3</sup>/s entre pluie efficace et débit simulé se retrouve dans la différence entre la recharge (2,373 m<sup>3</sup>/s) et l'écoulement de base (2,152 m<sup>3</sup>/s) : différence de 0,221 m<sup>3</sup>/s

#### Selle

La pluie efficace moyenne est inférieure au débit moyen et l'écoulement de base est supérieur à la recharge. Il y a donc un apport net d'eau souterraine dans le bassin, qui s'ajoute à la recharge sur le bassin pour contribuer au débit de base (par ailleurs, il n'y a pas de variation de stock sur la période).

$$Q_{sim} = I + R \pm ES - Q_p = 3,114 + 0,664 + 0,179 - 0,04 = 3,917 \text{ m}^3/\text{s} \quad (3,967 \text{ dans le tableau 12})$$

$$I = Q_{\text{sim}} - R \pm ES + Q_p = 3,967 - 0,664 - 0,179 + 0,04 = 3,164 \text{ m}^3/\text{s} \quad (3,114 \text{ dans le tableau 12})$$

### Hallue

Comme dans le cas de l'Avre, la pluie efficace moyenne est supérieure au débit moyen. La différence correspond là aussi aux prélèvements et à des flux souterrains sortant du bassin, avec en plus un déstockage.

#### ◆ Conclusion

Cet exemple montre la difficulté d'évaluation de la recharge que l'on rencontrerait en utilisant des méthodes supposant un bassin versant souterrain en coïncidence avec un bassin versant (pas de flux souterrains entrant ou sortant) et supposant aussi qu'il n'y a pas de variation de stock sur la période considérée.

#### 9.1.4. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W

Les figures 49, 50 et 51 présentent les résultats obtenus avec la méthode du BFI-W.

Dans le tableau 14 qui suit, on compare les valeurs des écoulements de base et du BFI obtenues avec la méthode du BFI-W avec les valeurs calculées à partir des résultats du modèle de la Somme.

Bassin versant	Débit mesuré à l'exutoire (en mm)	Écoulement de base Eb_W (mm)	BFI_W (%)	Écoulement de base Modèle Eb_M (mm)	BFI_M (%)
Avre	108.6	104.0	95.8	114	89.1
Selle	226.7	218.0	96.2	194	88.3
Hallue	158.3	152.5	96.6	136	87.8

Tableau 14 – Comparaison des BFI-W avec les BFI issus du modèle de la Somme

Si l'on prend le modèle comme référence, les écarts sur l'écoulement de base sont de :

- 9 % pour l'Avre (-10 mm)
- + 12 % pour la Selle (+ 24 mm)
- + 12 % pour l'Hallue (+ 16.5 mm)

Les BFI issus du modèle (calculés par rapport aux débits simulés :  $BFI_M = EB_M/Q_{\text{sim}}$ ) sont inférieurs aux BFI-W : de l'ordre de 88 à 89 % contre 96%.

Il faut néanmoins être prudent dans la comparaison :

- d'une part, en raison des écarts (signalés ci-avant) entre débits simulés et débits mesurés,
- d'autre part, parce que la méthode BFI\_W ne prend pas en compte les éventuels flux entrant ou sortant ES (qui existent, cf. tableau 12) et les prélèvements  $Q_p$  dans les bassins.

Concernant ce dernier point, on a en effet, d'après les bilans de flux exposés ci-avant :

$$BFI_M = \frac{Eb_M}{Q_{\text{sim}}} = \frac{(I \pm ES - Q_p)}{Q_{\text{sim}}} \quad BFI_W = \frac{Eb_W}{Q_{\text{obs}}} = \frac{I}{Q_{\text{obs}}}$$

ce qui permet déjà de constater, en supposant  $Q_{\text{sim}} \approx Q_{\text{obs}}$  et  $ES \approx 0$ , que le BFI du modèle sera inférieur au BFI-W, car il intègre les prélèvements (soustraits à la recharge), ce qui pourrait

(partiellement) expliquer que les valeurs de BFI\_M du tableau 14 soient inférieures aux valeurs du BFI\_W.

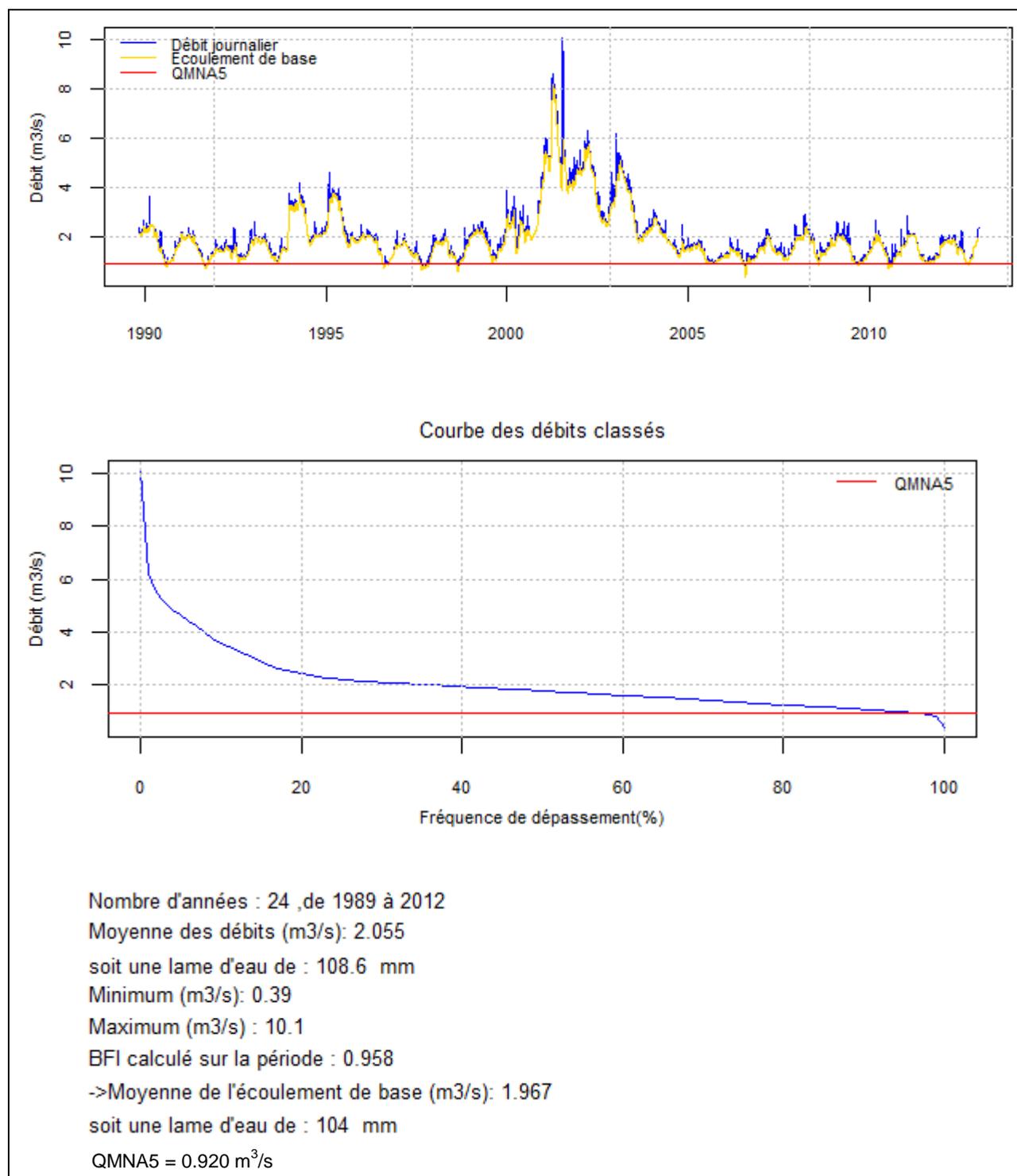


Figure 49 – Avre : écoulement de base et débits classés

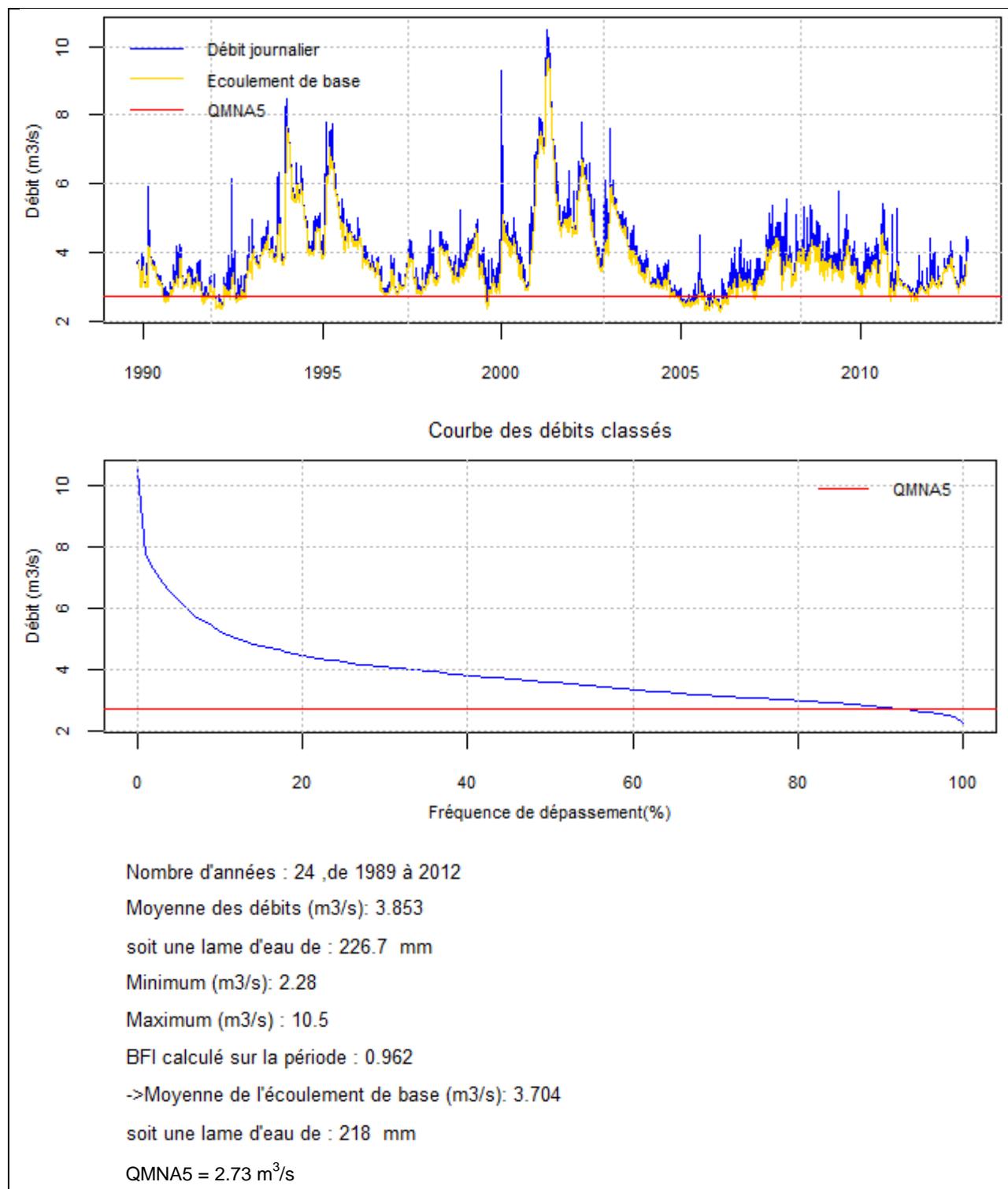


Figure 50 – Selle : écoulement de base et débits classés

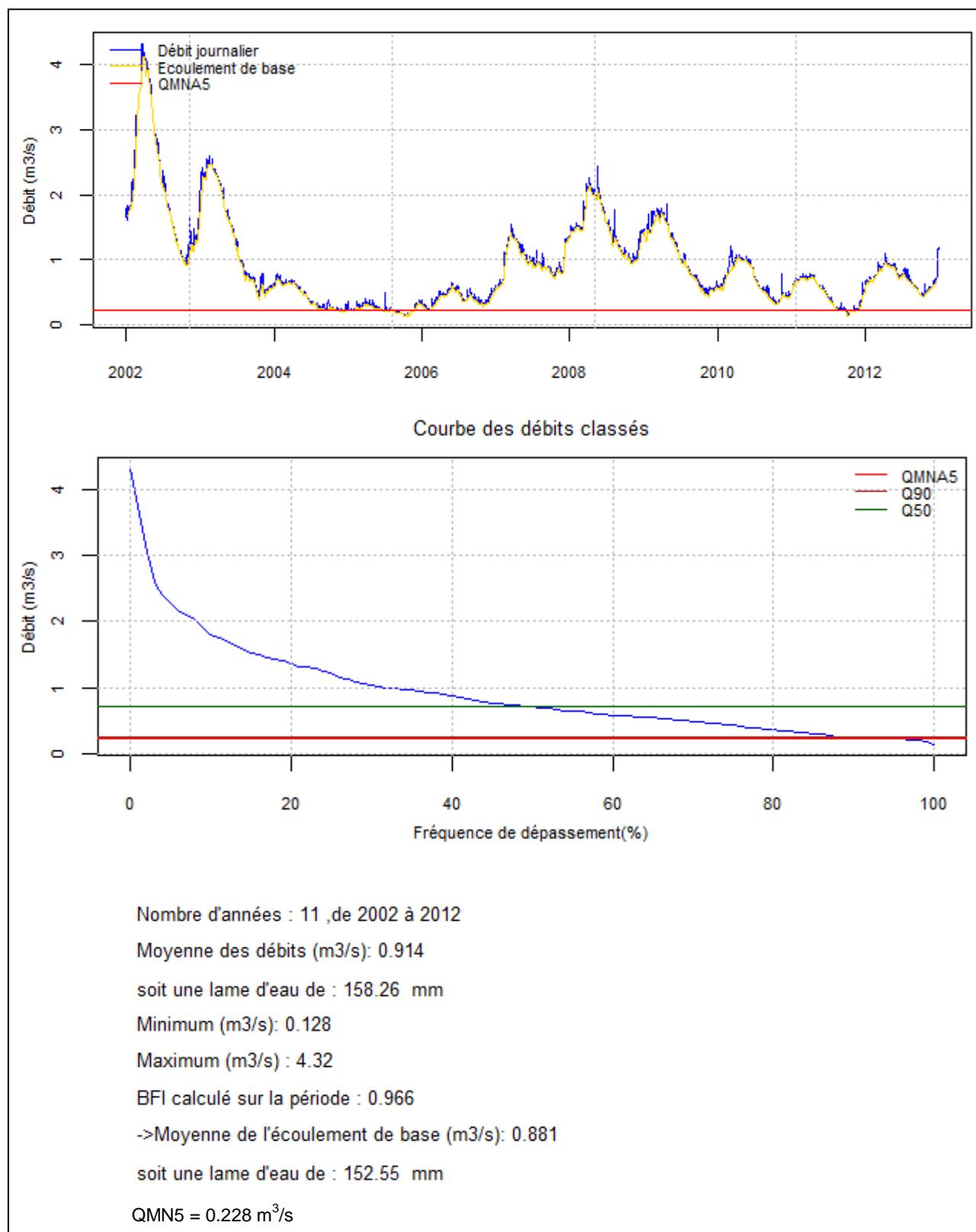


Figure 51 – Hallue : écoulement de base et débits classés

### 9.1.5. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA

#### 9.1.5.1. Calcul des coefficients de récession

Les coefficients de récession (nécessaires pour l'utilisation de la méthode RORA) ont été calculés à partir de la méthode de Posavec, de la méthode des corrélations et de la méthode IRS. Les diagrammes ( $Q_{t-1}$ ,  $Q_t$ ) de la méthode des corrélations sont présentés par la figure 52. Les résultats de la méthode Posavec sont reportés en annexe 4.

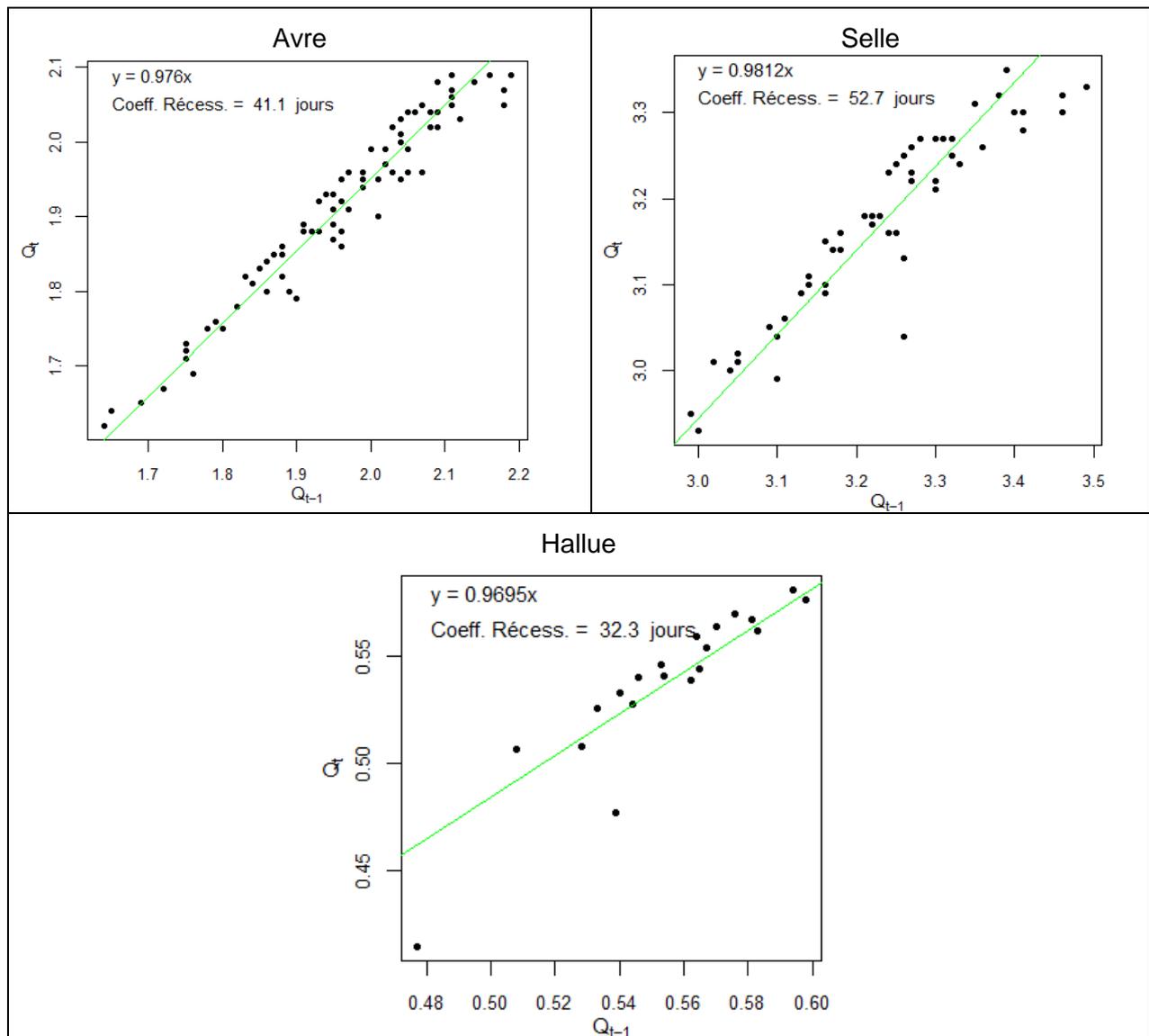


Figure 52 – Méthode des corrélations : diagrammes  $Q_{t-1}$  -  $Q_t$  (Avre, Selle, Hallue)

Les méthodes MRC-corrélations, MRC-IRS et MRC-Posavec nécessitent l'introduction d'un paramètre qui est le seuil de débit en deçà duquel une courbe de récession sera ajustée (cf. § 7.3.2.3). Ce seuil est apprécié à partir de la courbe des débits classés du cours d'eau.

Avec les méthodes MRC-corrélations et MRC-IRS un deuxième paramètre est nécessaire : la durée type d'un segment de récession (l<sub>segm</sub>), fixée à partir de l'examen de l'histogramme des durées de récession (§ 7.3.2.3).

La phase de mise en œuvre des 3 méthodes est assez tâtonnante, l'objectif étant d'obtenir une assez bonne convergence (pas toujours obtenue, comme le montre le tableau 14) dans l'évaluation du coefficient de récession. Le choix du seuil de débit  $Q_{\text{seuil}}$  doit tenir compte de l'allure de la courbe des débits classés mais aussi du comportement hydrodynamique du bassin. En particulier, les différences de comportement entre l'Avre d'une part et l'Hallue et la Selle d'autre part, ont conduit à des seuils de débit différents, correspondant aux fréquences de dépassement de 30% pour l'Avre et de 60% pour la Selle et l'Hallue.

### 9.1.5.3 Résultats

Le tableau 15 rassemble les résultats obtenus avec les différentes méthodes.

Méthode	Coefficients de récession (jour)		
	Avre avec seuil=Q30	Selle avec seuil=Q60	Hallue avec seuil=Q60
MRC Posavec	48	66	32
MRC Corrélation	41 (l <sub>segm</sub> =8)	53 (l <sub>segm</sub> =7)	32 (l <sub>segm</sub> =5)
MRC IRS	45	55	44

Tableau 15 – Coefficients de récession calculés selon 3 méthodes, Avre, Selle et Hallue

Les valeurs retenues pour le programme RORA sont celles de la méthode MRC\_Corrélation.

Le tableau 16 permet de comparer les résultats de la méthode PART et de la méthode RORA.

			Avre	Selle	Hallue
Moyenne des débits observés en mm			108.6	226.7	158.26
PART	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	1.966	3.681	0.878
		mm	103.9	216.6	152.0
	Ecoul. base/débit obs.	%	95.8	95.5	96.0
RORA	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	1.977	3.699	0.811
		mm	104.4	217.7	140.5
	Ecoul. base/débit obs.	%	96.2	95.9	88.7

Tableau 16 – BFI calculés avec les méthodes PART et RORA

Les différents BFI sont très proches les uns des autres, voisins de 96%, sauf le BFI de l'Hallue calculé avec la méthode RORA, qui est de 89%.

### 9.1.6. Comparaison de l'ensemble des méthodes

La comparaison des écoulements de base et des BFI est faite dans le tableau 17 qui rassemble les résultats, déjà mentionnés, du modèle de la Somme et des méthodes BFI-W, PART et RORA. .

			Avre	Selle	Hallue
Moyenne des débits observés en m <sup>3</sup> /s			2.055	3.853	0.914
Moyenne des débits simulés par le modèle de la Somme en m <sup>3</sup> /s			2.414	3.967	0.892
Moyenne des débits observés en mm			108.6	226.7	158.26
BFI	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	1.967	3.704	0.881
		mm	104.0	218.0	152.5
	Ecoul. base/débit obs. (BFI)	%	95.8	96.2	96.6
PART	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	1.966	3.681	0.878
		mm	103.9	216.6	152.0
	Ecoul. base/débit obs.	%	95.8	95.5	96.0
RORA	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	1.977	3.699	0.811
		mm	104.4	217.7	140.5
	Ecoul. base/débit obs.	%	96.2	95.9	88.7
MARTHE	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	2.152	3.303	0.783
		mm	113.8	194.4	135.6
	Ecoul. base/débit simulé	%	89.1	83.3	87.8
	Recharge	m <sup>3</sup> /s	2.373	3.114	0.849
		mm	125.4	183.3	147.0
	Pluie efficace	m <sup>3</sup> /s	2.635	3.779	0.958
mm		139.3	222.5	166.2	

Tableau 17 – Comparaison des écoulements de base

### 9.1.7. Evaluation de la recharge

Pour avoir la recharge avec les méthodes analytiques, il faut ajouter les prélèvements (par contre on ne connaît pas les flux souterrains entrant ou sortant).

Rappelons que, dans le modèle de la Somme, la différence entre la recharge et l'écoulement de base correspond aux prélèvements et aux flux souterrains entrant/sortant du bassin, plus, éventuellement, la variation de stock.

Les prélèvements moyens sont :

- 0,174 m<sup>3</sup>/s pour l'Avre, soit une lame d'eau de 9,2 mm
- 0,040 m<sup>3</sup>/s pour la Selle, soit une lame d'eau de 2,4 mm
- 0,022 m<sup>3</sup>/s pour l'Hallue, soit une lame d'eau de 3,8 mm

Avec les trois méthodes analytiques, la recharge s'obtient donc en ajoutant ces valeurs aux valeurs de l'écoulement de base. La comparaison des résultats obtenus avec la recharge issue du modèle de la Somme (en lame d'eau) est faite dans le tableau 18 :

	Avre	Selle	Hallue
Recharge modèle de la Somme (mm)	<b>125.4</b>	<b>183.3</b>	<b>147.0</b>
recharge BFI_W (mm)	104.0 + 9.2 = 113.2	218.0 + 2.4 = 220.4	152.5 + 3.8 = 156.3
recharge PART (mm)	103.9 + 9.2 = 113.1	216.6 + 2.4 = 219.0	152.0 + 3.8 = 155.8
recharge RORA (mm)	104.4 + 9.2 = 113.6	217.7 + 2.4 = 220.1	140.5 + 3.8 = 144.3

Tableau 18 – Comparaison des recharges dans les bassins de l'Avre, de la Selle et de l'Hallue.

Dans les bassins de l'Avre et de l'Hallue, les valeurs issues des différentes méthodes sont proches les unes des autres. Ce n'est pas le cas dans le bassin de la Selle, où la recharge calculée avec les trois méthodes analytiques est supérieure à la recharge calculée par le modèle (écart de 20%).

Les valeurs du tableau 19 ci-dessous (rappelons qu'il s'agit de valeurs moyennes calculées sur la période 1989-2012) seront utilisées par la suite pour mettre en relation :

- l'IDPR et le BFI,
- l'IDPR et le rapport Ecoulement de base / pluie efficace calculé à partir des résultats de modélisation.

	Avre	Selle	Hallue	Tout le domaine modélisé
IDPR	272	320	403	392
Moyenne des BFI (%)	95.9	95.9	93.8	94.7*
Écoulement de base / Pluie efficace en % (issu du Modèle)	81.7	87.3	92.2	85.1**

Tableau 19 – IDPR, BFI et rapport Recharge/Pluie efficace

\* Bassin de la Somme à partir de la station d'Abbeville, d'une superficie de 5560 km<sup>2</sup> (inférieure à celle du domaine modélisé, 7520 km<sup>2</sup>) et méthode du BFI\_W uniquement.

\*\* L'infiltration moyenne sur l'ensemble du domaine est de 223 mm et la pluie efficace de 245 mm. Les prélèvements correspondent à une lame d'eau de 14.5 mm, soit 6.5 % de la recharge.

On peut déjà noter que les fortes valeurs des rapports *Écoulement de base/Débit* (BFI) et *Écoulement de base / Pluie efficace* sont cohérentes avec les faibles valeurs de l'IDPR (<=400).

## 9.2. LE MODÈLE DU BAJOCIEN-BATHONIEN EN NORMANDIE

Le modèle du Bajocien-Bathonien en Normandie (Plaine de Caen) simule les écoulements dans les aquifères de la plaine de Caen et du bassin de la Dives. On pourra se reporter au rapport BRGM/RP-62648-FR (N. Croiset et al.) pour en avoir une description détaillée.

### 9.2.1. Caractéristiques du modèle

La zone couverte par le modèle, d'une superficie de 7622 km<sup>2</sup>, est précisée par la figure 53.

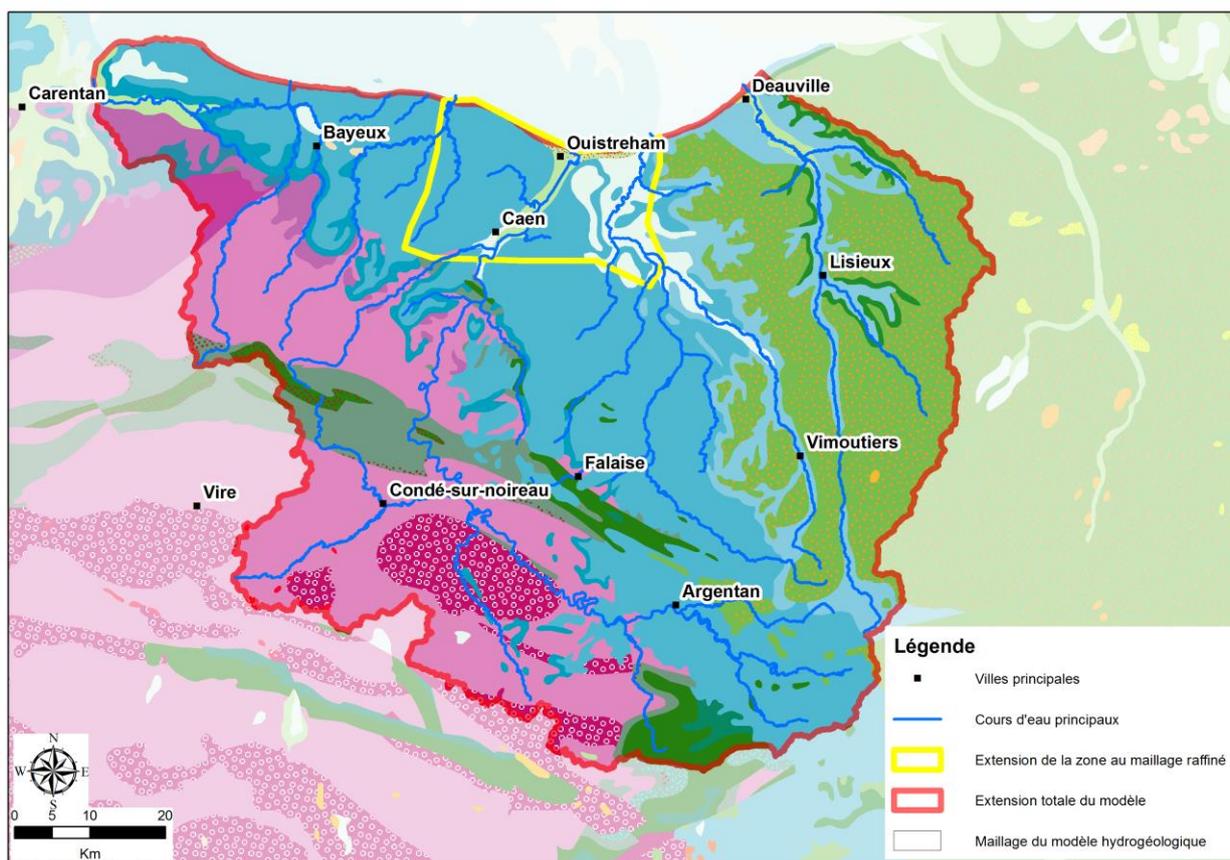


Figure 53 – Extension du modèle et principales formations géologiques affleurantes

#### • Finalité

Le modèle a été construit pour :

- fournir les éléments scientifiques permettant la mise à jour de la délimitation de la Zone de Répartition des Eaux (ZRE) de l'aquifère du Bajo-Bathonien (plaine de Caen-Argentan et Bessin) ;
- évaluer la ressource en eau souterraine exploitable tout en respectant un rabattement piézométrique acceptable, ainsi qu'un débit d'étiage acceptable.

#### • Type de modèle : géométrie, discrétisation, régime hydrodynamique

Il s'agit d'un modèle multicouche, comprenant 10 couches (tableau 20) :

	Formations hydrogéologiques	Potentiel aquifère
1	Alluvions	Aquifère
2	Craie du Cénomanién	Aquifère
3	Formations du Crétacé infra-cénomanién et Kimméridgien	Multicouche localement aquifère
4	Calcaires et sables de l'Oxfordien moyen et supérieur	Aquifère
5	Marnes du Callovo-oxfordien	Aquitard
6	Calcaires du Bathonien moyen et supérieur	Aquifère
7	Formations marneuses du Bathonien inférieur et moyen	Aquitard
8	Calcaires du Bajocien-Aalénien-Toarcién	Aquifère
9	Formations Lias infra-Toarcién et du Trias	Multicouche localement aquifère
10	Socle	Aquifère mineur

Tableau 20 - Couches du modèle hydrogéologique de la plaine de Caen

La majeure partie du domaine modélisé est discrétisée en mailles carrées de 1 km de côté sur la majeure partie de l'extension du modèle. Dans certaines secteurs, où une plus grande précision était recherchée – notamment pour prendre en compte avec plus de finesse le réseau hydrographique et la géométrie des formations – les mailles mesurent 200 m de côté.

Le modèle fonctionne en régime transitoire sur une période de 17 ans, de 1994 à 2010. Le calage a été réalisé sur la période 1994-2010, période pour laquelle les données de prélèvement sont disponibles.

Le pas de temps des calculs hydrodynamiques est mensuel. Pour les calculs hydro-climatiques (calcul des flux de recharge et de ruissellement), le pas de temps est décadaire.

#### • Evaluation de la recharge

##### 1) Répartition des précipitations

La répartition spatiale des précipitations a été faite sur la base d'un découpage en zones homogènes du domaine modélisé. Ces zones, au nombre de 13, ont été déterminées à partir de la grille AURELHY de Météo-France, en délimitant des plages de 100 mm d'amplitude. A chaque zone est ensuite rattachée une chronique pluviométrique mesurée. Toutes les mailles appartenant à une même zone météorologique reçoivent les mêmes précipitations.

##### 2) Répartition des évapotranspirations potentielles

Deux chroniques d'évapotranspiration potentielle (ETP) mesurées sur la zone d'étude sont utilisées. Le domaine a été découpé en 2 zones, délimitées en fonction de la distance à la côte, rattachées chacune à une station d'ETP.

##### 3) Détermination des paramètres de recharge

Les paramètres de recharge ont été déterminés à partir des résultats de simulations réalisées avec le modèle global GARDENIA. 9 bassins versants, aussi homogènes que possible en termes de lithologie ont été ainsi modélisés (figure 54).

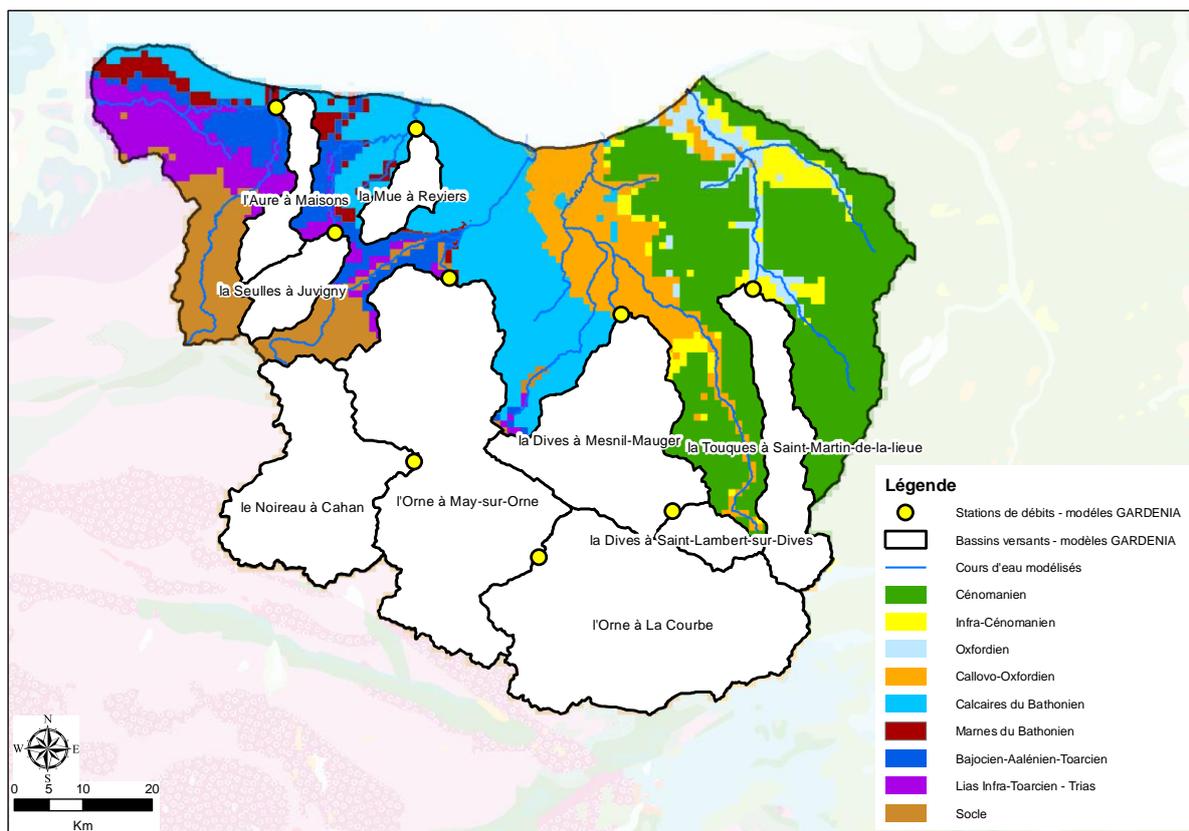


Figure 54 - Bassins versants de la plaine de Caen modélisés avec GARDENIA.

Les paramètres de « capacité de stockage du sol » et de « hauteur d'eau dans le réservoir représentant la ZNS pour laquelle il y a une égale répartition entre écoulement rapide et percolation » sont calés avec le modèle GARDENIA. Ces paramètres sont ensuite extrapolés à tout le modèle sur la base de la lithologie à l'affleurement.

### 9.2.2. Sous-bassins retenus et caractérisation

Pour cette étude, 4 bassins versants ont été retenus, choisis en raison d'une lithologie assez homogène sur leur surface, et en raison d'IDPR moyens très contrastés. Les cours d'eau drainant ces bassins sont indiqués dans le tableau 21 :

Cours d'eau	Station de mesure	Superficie du bassin (km <sup>2</sup> )	Période de suivi
Mue	Reviers	92	1980-2011
Seules	Juvigny	154	1981-2011
Rouvre	Ségrie-Fontaine	334	1997-2016
Laison	n'est plus suivi	144	1970-1982

Tableau 21 – Modèle de la plaine de Caen : cours d'eau choisis

Deux bassins versants (Seules et Rouvre) sont représentatifs de zones de socle tandis que les bassins versants du Laison et de la Mue sont caractérisés par des calcaires du Bathonien qui affleurent sur leur plus grande partie.

Les chroniques de débits de la Mue, de la Seulles et de la Rouvre ont été utilisées pour le calage du modèle. Le Laison (dont les débits ne sont plus mesurés depuis 1983) a été introduit pour cette étude : sur la période de modélisation, 1994-2010, il n'y a donc que des résultats simulés.

Les limites de ces 4 bassins sont indiquées sur la figure 55, superposées à la cartographie de l'IDPR (extraction de la carte nationale).

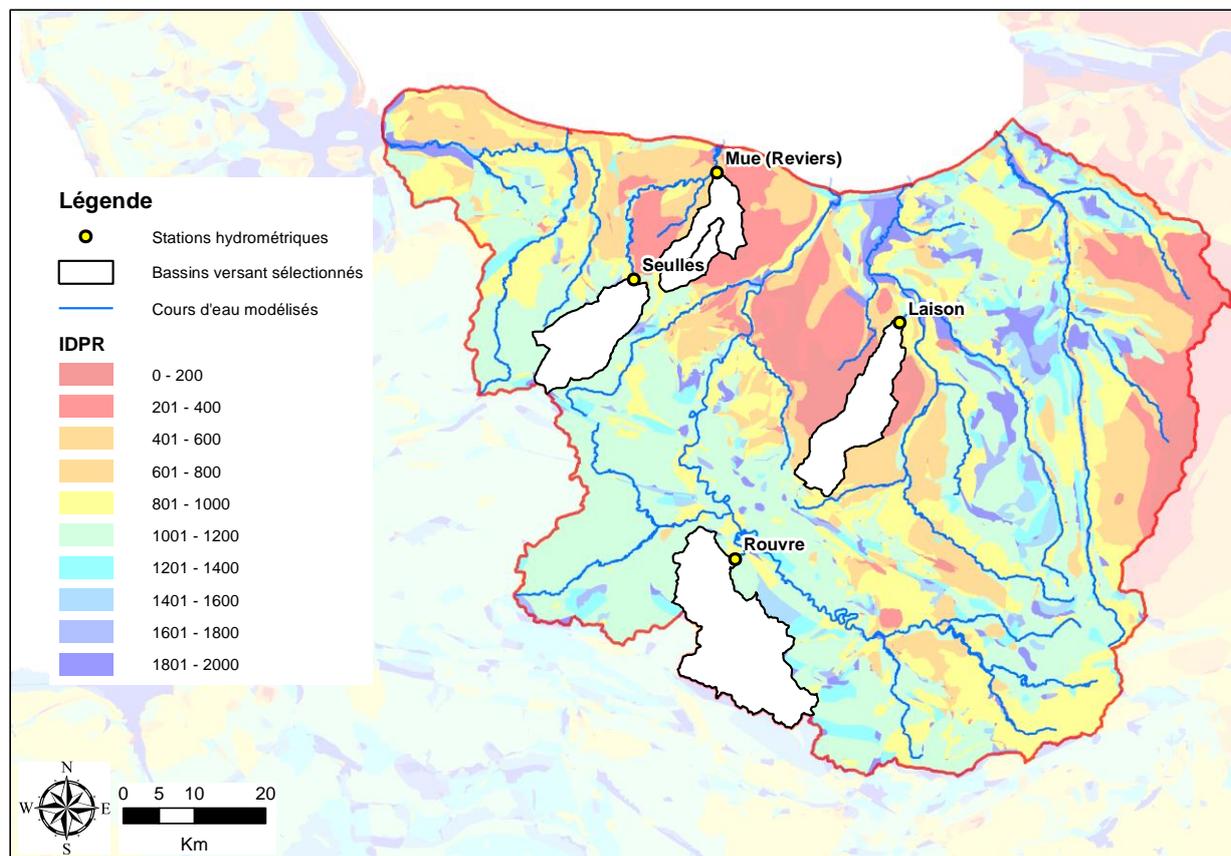


Figure 55 - Bassins versants étudiés et valeurs de l'IDPR sur l'extension du modèle.

Le tableau 22 fournit les valeurs moyennes de l'IDPR pour les 4 bassins.

	Mue	Laison	Seulles	Rouvre
IDPR moyen	545	616	1193	1221

Tableau 22 - Superficie et IDPR des 4 bassins de la plaine de Caen

Pour les bassins de la Mue et du Laison, les valeurs de l'IDPR indiquent une infiltration qui doit être nettement supérieure au ruissellement.

### 9.2.3. Résultats du modèle

Le modèle a été calé en régime permanent puis en régime transitoire sur une période de 17 ans (1994-2010) au pas de temps mensuel. Ce calage s'est appuyé sur les cartes piézométriques régionales disponibles ainsi que sur 61 chroniques piézométriques et 36 chroniques de débit enregistrées aux stations hydrométriques implantées sur le réseau hydrographique. Les résultats du calage sont très corrects (cf. N. Croiset et al., 2013). Les niveaux piézométriques

moyens, leurs fluctuations saisonnières et leurs évolutions pluriannuelles sont bien reproduites pour la majorité des piézomètres. Les chroniques de débit simulées aux stations hydrométriques sont en bonne adéquation avec les mesures de terrain pour la quasi-totalité des bassins versants. C'est en particulier le cas des 3 cours d'eau, Mue, Seulles et Rouvre (figure 56).

Comme pour le bassin de la Somme, à partir des résultats fournis par le modèle, les différents flux transitant dans les bassins versants retenus ont été calculés. Les flux moyens simulés sur la période du 05/01/1994 au 25/12/2010 sont rassemblés dans le tableau 23. La moyenne des débits observés est indicative, car elle n'a pas été calculée sur la même durée.

Flux en m <sup>3</sup> /s	Mue à Reviere	Seulles	Laison	Rouvre
Moyenne des débits observés	0.371	1.54	0.78	3.57
Moyenne des débits simulés ( Q <sub>sim</sub> )	0.44	1.36	0.71	4.20
Moyenne de la pluie efficace ( Peff )	0.55	1.56	0.73	3.49
<b>Moyenne de la recharge ( I )</b>	<b>0.47</b>	<b>0.41</b>	<b>0.47</b>	<b>0.93</b>
Moyenne du ruissellement ( R )	0.08	1.15	0.26	2.56
Écoulement de base ( Q <sub>b</sub> =Q <sub>sim</sub> -R )	<b>0.36</b>	<b>0.21</b>	<b>0.45</b>	<b>1.64</b>
Bilan des Entrées-Sorties souterraines ( ES ) signe - si sortant du BV ( Q <sub>out</sub> ), + si entrant ( Q <sub>in</sub> )	-0.057	- 0.018	- 0.017	-0.002
Stockage en souterrain	0	1.3.10 <sup>-3</sup>	9.9.10 <sup>-3</sup>	6.4.10 <sup>-4</sup>
Moyenne des prélèvements ( Q <sub>p</sub> )	0.09	0.017	0	0.017
<b>Ratios en %</b>				
Écoulement de base/Pluie efficace	<b>65</b>	<b>13.5</b>	<b>62</b>	<b>47</b>
Prélèvements / Recharge	19	4	0	2

Tableau 23 - Flux d'eau calculés à l'aide du modèle maillé dans 4 bassins versants de la zone d'étude

Sur l'ensemble du modèle, d'une superficie de 7622 km<sup>2</sup>, on a, sur la période du 05/01/1994 au 25/12/2010 :

- une recharge moyenne de 934 Mm<sup>3</sup>/an, correspondant à une lame d'eau de **122 mm**
- une pluie efficace moyenne de **238 mm**
- un écoulement de base moyen de 115 mm
- des prélèvements moyens de 55,9 Mm<sup>3</sup>/an, l'équivalent d'une lame d'eau de **7,3 mm**

avec les rapports suivants :

- recharge / pluie efficace = 51 %
- écoulement de base / pluie efficace = 48,3 %
- prélèvements / recharge = 6%

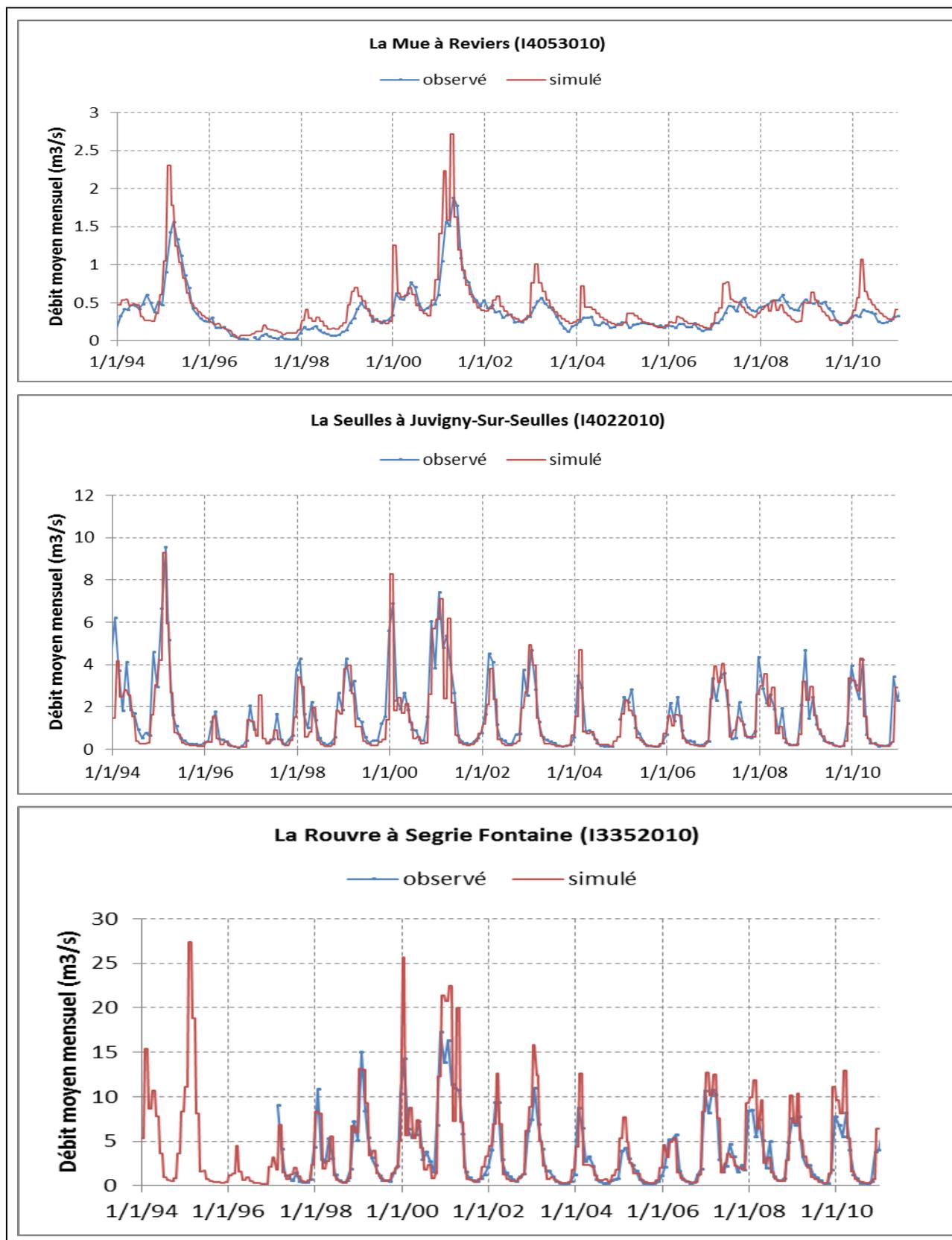


Figure 56 - Comparaison des débits mesurés et des débits simulés (moyennes mensuelles) : Mue, Seulles et Rouvre

Bilan des flux dans le bassin de la Mue

La pluie efficace moyenne est supérieure au débit moyen et l'écoulement de base est inférieur à la recharge. Comme pour les bassins versants du modèle de la Somme, la différence devrait correspondre aux prélèvements et à des flux souterrains entrant-sortant du bassin (les variations de stock sont faibles sur la période considérée). Or, si l'on calcule, avec une équation de bilan et avec les données du tableau 21, ce que devrait être le débit simulé, on trouve :

$$Q_{\text{sim}} = I + R \pm ES - Q_p = 0,47 + 0,08 - 0,057 - 0,09 = 0,403 \text{ m}^3/\text{s},$$

alors que le débit moyen simulé fourni par le modèle est de  $0,44 \text{ m}^3/\text{s}$  (tableau 21).

Ce bilan montre qu'une partie du débit moyen simulé ne provient pas du bassin versant délimité. L'explication réside dans le fait que l'option choisie dans le logiciel pour gérer le ruissellement et le débordement est l'option où les flux de surface rejoignent le cours d'eau le plus proche, qui n'est pas toujours le cours d'eau du bassin versant (contrairement au modèle de la Somme où les flux de surface suivent les directions de drainage du MNT).

Bilan des flux dans le bassin du Laison

La pluie efficace moyenne est supérieure au débit moyen et l'écoulement de base est inférieur à la recharge. La différence correspond en partie aux prélèvements et à des flux souterrains sortant du bassin (les variations de stock sont faibles sur la période considérée) comme on peut le vérifier avec l'équation de bilan suivante :

$$Q_{\text{sim}} = I + R \pm ES - Q_p = 0,47 + 0,26 - 0,017 = 0,71 \text{ m}^3/\text{s}$$

ce qui correspond bien ici au débit simulé de  $0,71 \text{ m}^3/\text{s}$  (tableau 21)

Bilan des flux dans le bassin de la Seulles

La pluie efficace moyenne est supérieure au débit moyen et l'écoulement de base est inférieur à la recharge. La différence devrait correspondre aux prélèvements et à des flux souterrains entrant-sortant du bassin (les variations de stock sont faibles sur la période considérée). Or, si l'on calcule, avec une équation de bilan et avec les données du tableau 21, ce que devrait être le débit simulé, on trouve

$$Q_{\text{sim}} = I + R \pm ES - Q_p = 1,15 + 0,41 - 0,018 - 0,017 = 1,525 \text{ m}^3/\text{s},$$

alors que le débit simulé moyen est de  $1,36 \text{ m}^3/\text{s}$  (tableau 21).

Comme pour la Mue, l'écart s'explique par l'option choisie dans le logiciel pour la gestion des flux de surface.

Bilan des flux dans le bassin de la Rouvre

Comme pour la Seulles, et pour la même raison, il existe un écart entre le débit calculé par une équation de bilan avec les données du tableau 21 et le débit calculé par le modèle :

$$Q_{\text{sim}} = I + R \pm ES - Q_p = 0,93 + 2,56 - 0,002 - 0,017 = 3,47 \text{ m}^3/\text{s},$$

alors que le débit simulé moyen est de  $4,2 \text{ m}^3/\text{s}$  (tableau 21).

**◆ Remarque**

Un biais existe donc dans les calculs de bilans par bassin versant mais les flux correspondant aux précipitations/infiltration/ruissellement recalculés sur chaque bassin versant ne sont pas impactés par les particularités de la construction du modèle. Par contre, une incertitude s'introduit sur les écoulements de base pour les deux bassins de socle, où l'écart de bilan est important.

D'autre part, comme dans le cas du modèle de la Somme, les résultats montrent qu'il est important de tenir compte des débits d'échanges souterrains et des prélèvements qui peuvent être significatifs.

Dans ce qui suit, ne seront traités que les bassins de la Mue et de la Rouvre, la chronique de débits du Laison étant trop ancienne (antérieure à 1983) pour pouvoir être comparée aux résultats du modèle (période 1994-2010) et la chronique de débits de la Seulles étant trop lacunaire pour que l'on puisse appliquer les méthodes des BFI.

#### 9.2.4. Calcul des coefficients de récession

Les coefficients de récession (nécessaires pour l'utilisation de la méthode RORA) ont été calculés à partir de la méthode de Posavec, de la méthode des corrélations et de la méthode IRS. Les diagrammes ( $Q_{t-1}$ ,  $Q_t$ ) de la méthode des corrélations sont présentés par la figure 57. Les résultats de la méthode Posavec sont reportés en annexe 4.

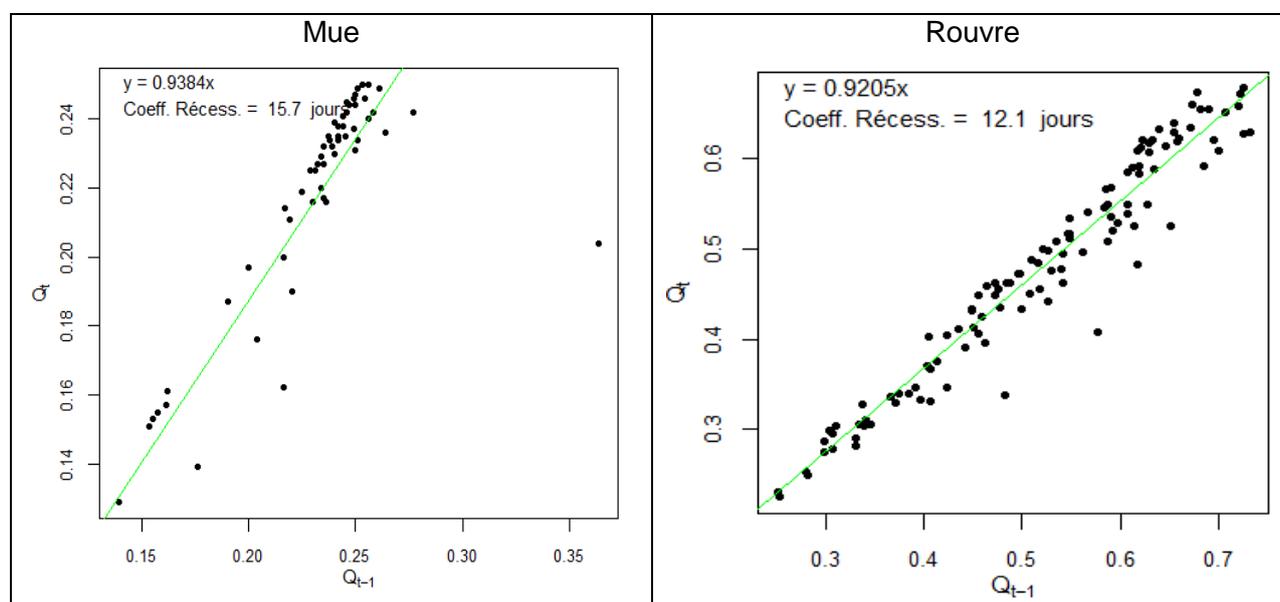


Figure 57 - Méthode des corrélations : diagrammes  $Q_{t-1}$  -  $Q_t$  pour la Mue et la Rouvre

Méthode	Mue	Rouvre
Posavec 30%	13	
Posavec 70 %		14
MRC-corrélations	16	12
MRC-IRS	37	14

Tableau 24 – Coefficients de récession pour la Mue et la Rouvre

Les valeurs obtenues avec les trois méthodes sont assez cohérentes entre elles, sauf pour la méthode MRC-IRS appliquée à la Mue. Pour la méthode RORA, on retiendra les valeurs de la méthode MRC-corrélations

### 9.2.5. Calcul de l'écoulement de base par les méthodes BFI\_W, PART et RORA et comparaison avec les valeurs du modèle

Les écoulements de base dans les bassins de la Mue et de la Rouvre ont été calculés en utilisant les 3 méthodes : BFI\_W, PART et RORA. Avec la méthode RORA, les coefficients de récession retenus sont ceux de la méthode MRC-corrélations. Les valeurs obtenues sont rassemblées dans le tableau 25 et comparées aux valeurs issues du modèle. Les figures 58 et 59 présentent les résultats de la méthode BFI-W.

			Mue	Rouvre
Moyenne des débits observés m <sup>3</sup> /s			0.372	3.434
Moyenne des débits observés (mm)			122.3	360.0
BFI	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	0.339	2.022
		mm	111.4	212.0
	Ecoul. base/débit obs. (BFI)	%	<b>91.2</b>	<b>59.4</b>
PART	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	0.351	2.11
		mm	115.5	221
	Ecoul. base/débit obs.	%	<b>94.4</b>	<b>51.6</b>
RORA	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	0.323	1.67
		mm	106.3	175.3
	Ecoul. base/débit obs.	%	<b>87.2</b>	<b>40.9</b>
MARTHE	Ecoulement de base	m <sup>3</sup> /s	0.4	1.64
		mm	137	155
	Ecoul. base/débit simulé	%	<b>83</b>	<b>39</b>
	Recharge	m <sup>3</sup> /s	0.47	0.93
		mm	161	88
Pluie efficace	mm	189	330	

Tableau 25 – Comparaison des écoulements de base pour la Mue et la Seulles

La chronique de débits de la Rouvre contient des lacunes, incompatibles avec le fonctionnement des méthodes PART et RORA. Il y a deux périodes complètes : 1998-2004 (7ans) et 2007-2011 (5ans). La période la plus longue a été choisie. La moyenne des débits mesurés sur cette période est de 4.08 m<sup>3</sup>/s (lame d'eau de 428 mm), référence pour les BFI-PART et BFI-RORA.

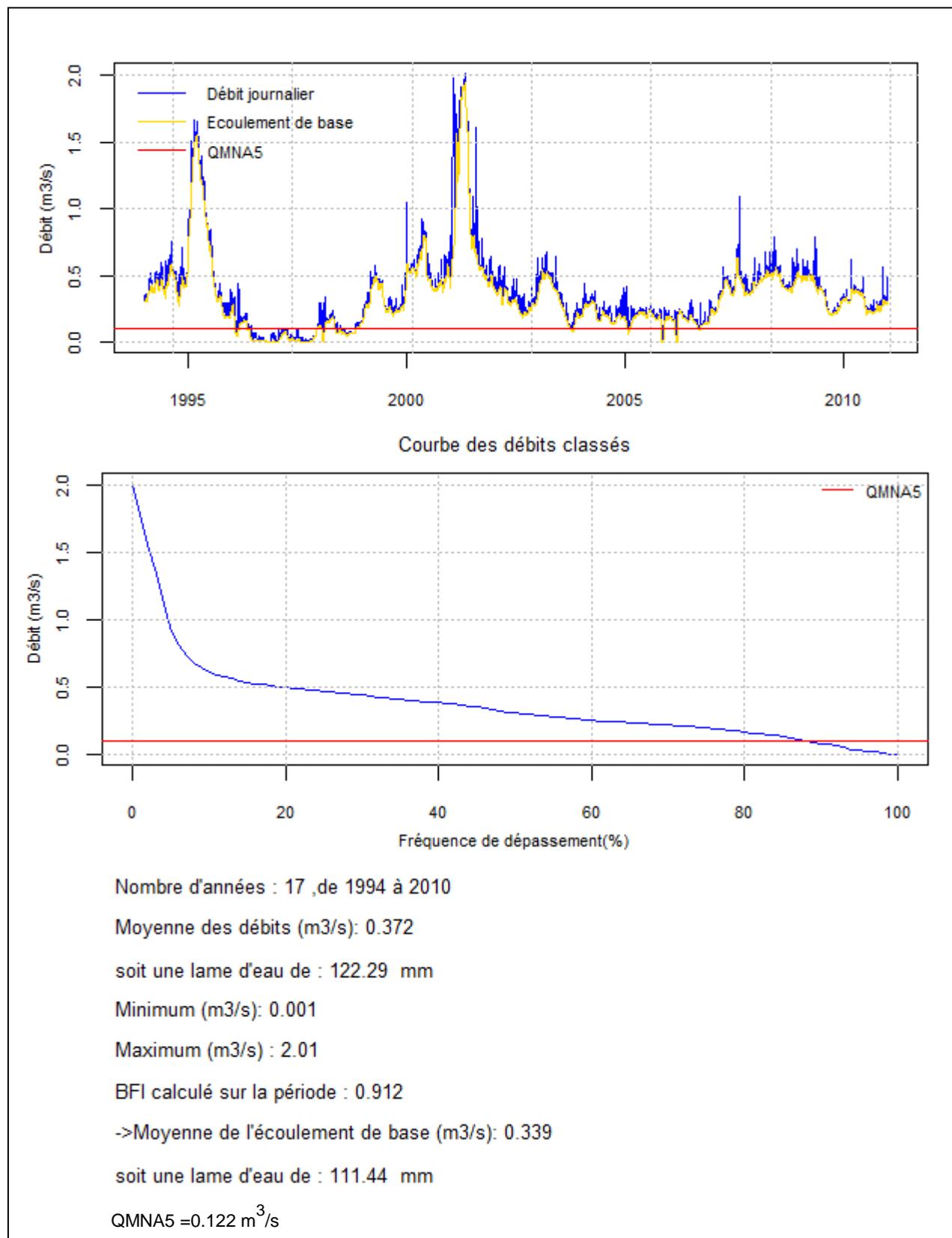


Figure 58 – La Mue : écoulement de base et débits classés

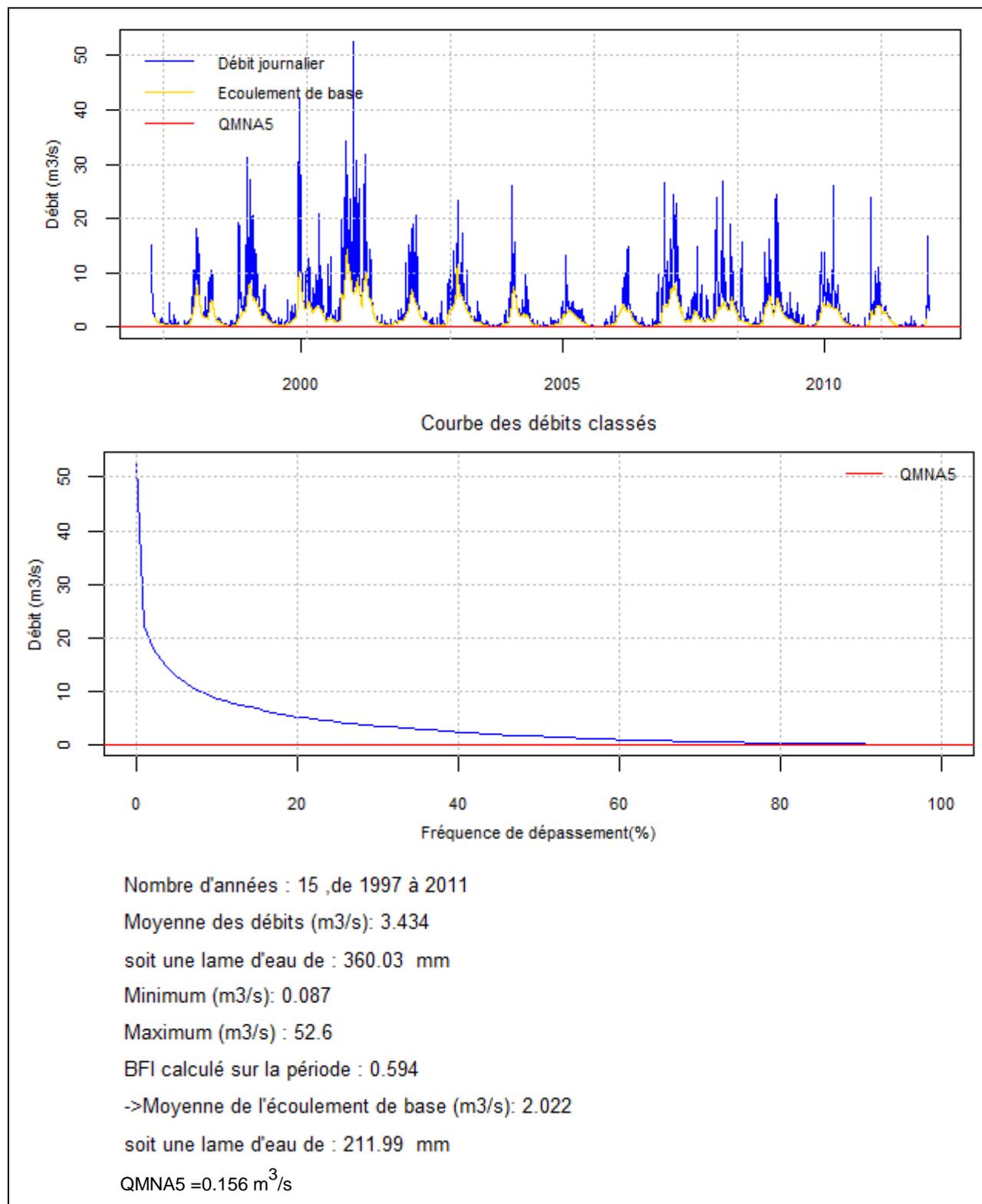


Figure 59 – La Rouvre : écoulement de base et débits classés

### 9.2.6. Evaluation de la recharge

Pour avoir la recharge avec les méthodes analytiques, il faut ajouter les prélèvements aux écoulements de base (par contre on ne connaît pas les flux souterrains entrant ou sortant).

Les prélèvements moyens dans le bassin de la Mue sur la période considérée sont de 0,09 m<sup>3</sup>/s, soit une lame d'eau de 30 mm environ.

Dans le bassin de la Rouvre, ils ne sont que de 0,017 m<sup>3</sup>/s, soit une lame d'eau de 2 mm environ.

Le tableau 26 fournit la recharge dans les deux bassins.

Recharge (mm)	Mue	Rouvre
Modèle	<b>161</b>	<b>88</b>
méthode BFI-W	111+30 = <b>141</b>	212 +2 = 214
méthode PART	116+30 = <b>146</b>	221+2 = 223
méthode RORA	106+30 = <b>136</b>	175 + 2 = 177

Tableau 26 – Comparaison des recharges dans les bassins de la Mue et de la Rouvre

Dans les bassins de la Mue, les valeurs issues des différentes méthodes analytiques sont proches les unes des autres, mais sont inférieures de 9 à 15 % à la recharge issue du modèle.. Dans le bassin de la Rouvre (socle), l'écart est très important, les valeurs calculées avec les trois méthodes analytiques étant supérieures d'un facteur 2 à 2,5 (surestimation ?) à la valeur du modèle (sous-estimation ?).

Les valeurs du tableau 27 ci-dessous (rappelons qu'il s'agit de valeurs moyennes calculées sur la période 1994-2010) seront utilisées par la suite pour mettre en relation :

- l'IDPR et le BFI,
- l'IDPR et le rapport recharge/pluie efficace calculé à partir des résultats de modélisation.

	Mue	Laison	Seulles	Rouvre	Domaine modélisé
IDPR	545	616	1193	1221	988
Moyenne des BFI (%)	90.9	*	**	50.6	
Ecoulement de base/ Pluie efficace issu du modèle (en %)	72.5	62	13.5	47	48.3

Tableau 27 – IDPR, BFI et rapport Ecoulement de base /Pluie efficace pour 4 bassins de la plaine de Caen

\* Chronique antérieure à 1982

\*\* Chronique de débits lacunaire

Ces valeurs du tableau 27, ainsi que celles du tableau 19 pour la Somme, sont reportées dans deux diagrammes  $IDPR=f(BFI)$  et  $IDPR= f(Q_b/P_{eff})$  qui font apparaître un pôle sédimentaire et un pôle socle (aux valeurs contrastées, et sans doute incertaines en raison des écarts de bilan mentionnés au § 9.2.3.) sans que l'on puisse conclure à ce stade à une linéarité des relations (figures 60 et 61).

Ces 2 diagrammes seront progressivement complétés par la suite.

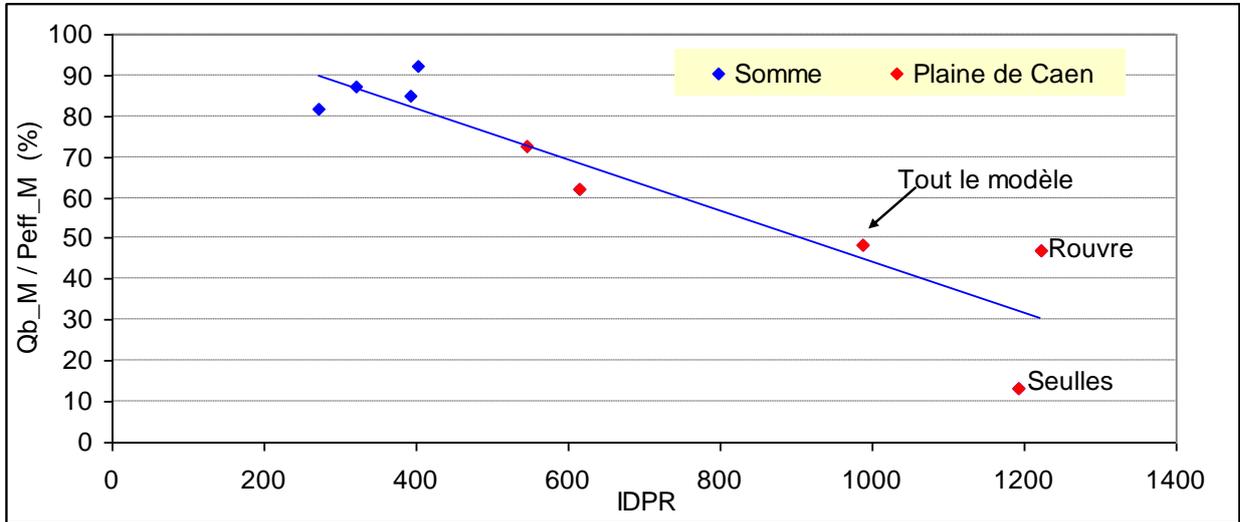


Figure 60 – Bassins de la Somme et de la plaine de Caen : relation entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base /Pluie efficace issu du modèle (Qb\_M/Peff\_M)

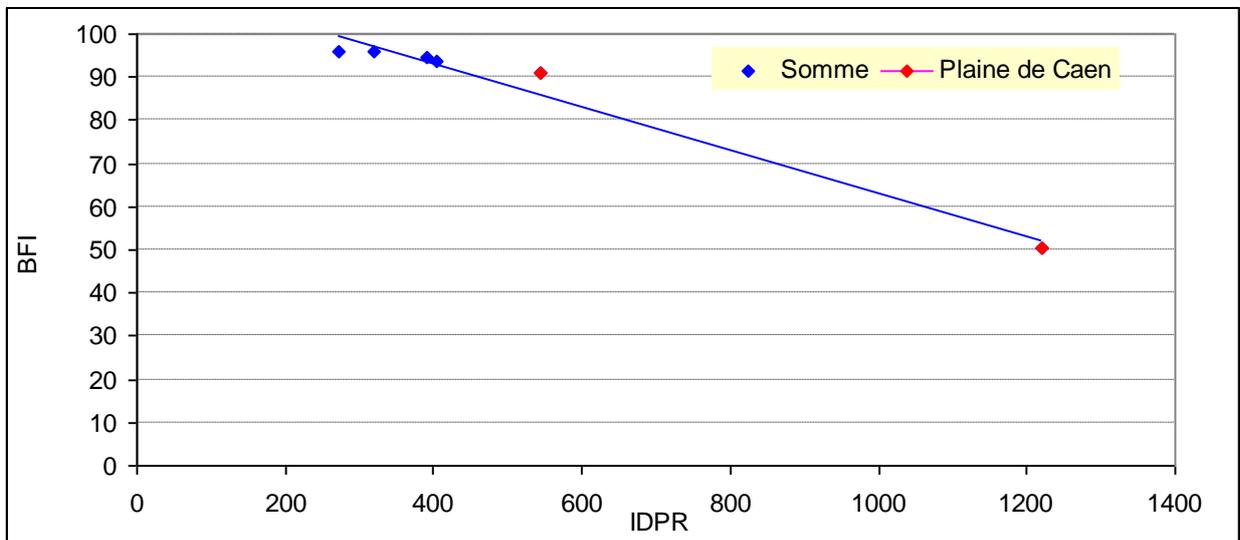


Figure 61 - Bassins de la Somme et de la plaine de Caen : relation entre l'IDPR et le BFI

### 9.3. SIX BASSINS VERSANTS EN BOURGOGNE

#### 9.3.1. Caractéristiques

Les six bassins étudiés ont fait l'objet d'une modélisation globale avec le logiciel GARDENIA dans le cadre du projet HYCCARE-Bourgogne (rapport à paraître en 2016) :

<http://onerc.developpement-durable.gouv.fr/fr/projet/hyccare-bourgogne-hydrologie-changement-climatique-adaptation-ressource-en-eau-en-bourgogne>

La localisation de ces bassins avec, en fond de carte, les valeurs de l'IDPR (extraction de la carte nationale de l'IDPR), est précisée par la figure 62.

Remarque : il n'y a quasiment pas de prélèvements dans les bassins du projet HYCCARE (raison du choix de ces bassins pour le projet Hyccare).

Cet exemple montre les limites d'utilisation d'un modèle global pour évaluer une recharge dans un contexte géologique marqué par des structures karstiques qui favorisent des écoulements souterrains rapides. Dans un tel contexte, la composante souterraine (écoulement de base) est en grande partie intégrée dans la composante écoulements "rapides", avec le ruissellement (logiciel Gardénia).

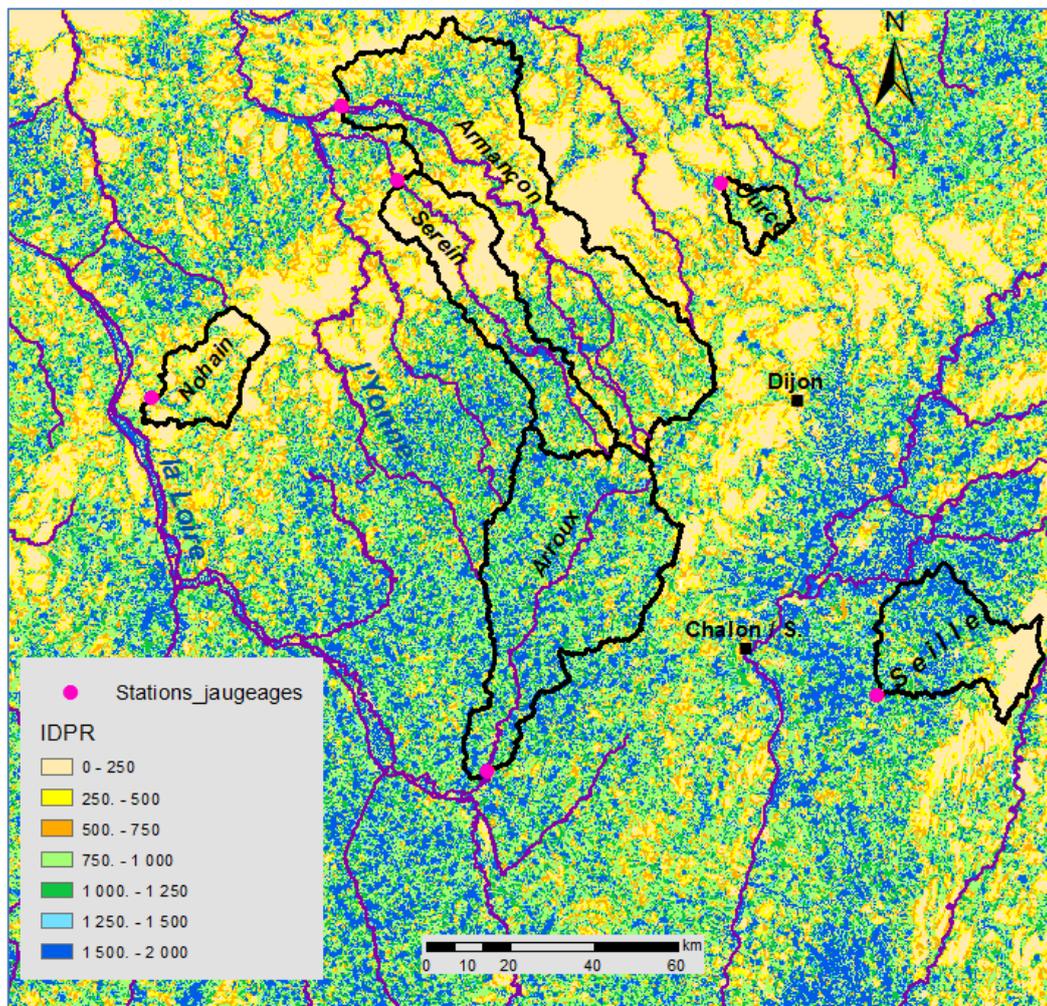


Figure 62 – Localisation de 6 bassins du projet HYCCARE- Bourgogne et IDPR

Le tableau 28 indique la superficie des 6 bassins, les formations géologiques présentes et l'IDPR moyen calculé (valeurs de l'IDPR agrégées à l'échelle des bassins).

Bassin versant	Superficie (km <sup>2</sup> )	Formation géologique	IDPR
L'Armançon à Brienon-sur-Armançon	2977	Craie et calcaire jurassique	736
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	2266	Socle métamorphique et grès du Trias	1171
Le Serein à Chablis	1117	Calcaire jurassique karstifié	699
La Seille à Saint-Usuge	937	Sédiments récents (sables)	1046
Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain	476	Calcaire jurassique karstifié	533
L'Ource à Leuglay	176	Calcaire jurassique	722

Tableau 28 – Caractéristiques des six bassins étudiés (Bourgogne)

Le contexte géologique est précisé par la figure 63. Il est caractérisé par de nombreuses manifestations de type karstique : gouffres, dolines, ...

Pour les six bassins considérés, le tableau 29 indique les valeurs de pluie efficace et du rapport *Écoulement lent / Pluie efficace* obtenues après calage (dans la terminologie de Gardénia, l'écoulement lent correspond à l'écoulement souterrain et peut-être assimilé à la recharge). Le tableau indique aussi les valeurs du critère d'ajustement de Nash pour le débit (dans chaque bassin le calage a été fait à la fois sur une chronique piézométrique et sur une chronique de débits).

Bassin versant	Pluie efficace modélisée (mm)	Écoulement lent / Pluie efficace (%)	Valeur du Critère de Nash pour les débits
L'Armançon à Brienon-sur-Armançon	295	7.3	0.850
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	324	13 à 35	0.815
Le Serein à Chablis	258		0.867
La Seille à Saint-Usuge	455	2.1	0.874
Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain	219	70	0.863
L'Ource à Leuglay	346	3	0.734

Tableau 29 – Pluie efficace et rapport *Écoulement de base / Pluie efficace* (résultats Gardénia)

A l'exception du bassin de l'Ource, les valeurs du critère de Nash, supérieures à 0,8, indiquent un bon calage sur les débits.

Compte tenu de l'existence des structures karstiques, générant des écoulements souterrains "rapides", lors du calage, la composante "écoulements souterrains" a été majoritairement intégrée dans la composante "écoulements rapides de surface", à l'exception du Nohain où le rapport *Écoulement lent/Pluie efficace* est de 70 %. Il n'y a donc pas eu de comparaison possible avec les résultats des modélisations globales.

Le calcul de l'écoulement de base nécessite une chronique de débits sans lacune, quelle que soit la méthode utilisée : BFI-W, PART ou RORA. La prise en compte de la totalité des chroniques disponibles n'a donc pas été toujours possible. Les périodes de calcul sont indiquées dans les figures 64 à 69 du § 9.3.2 qui suit.

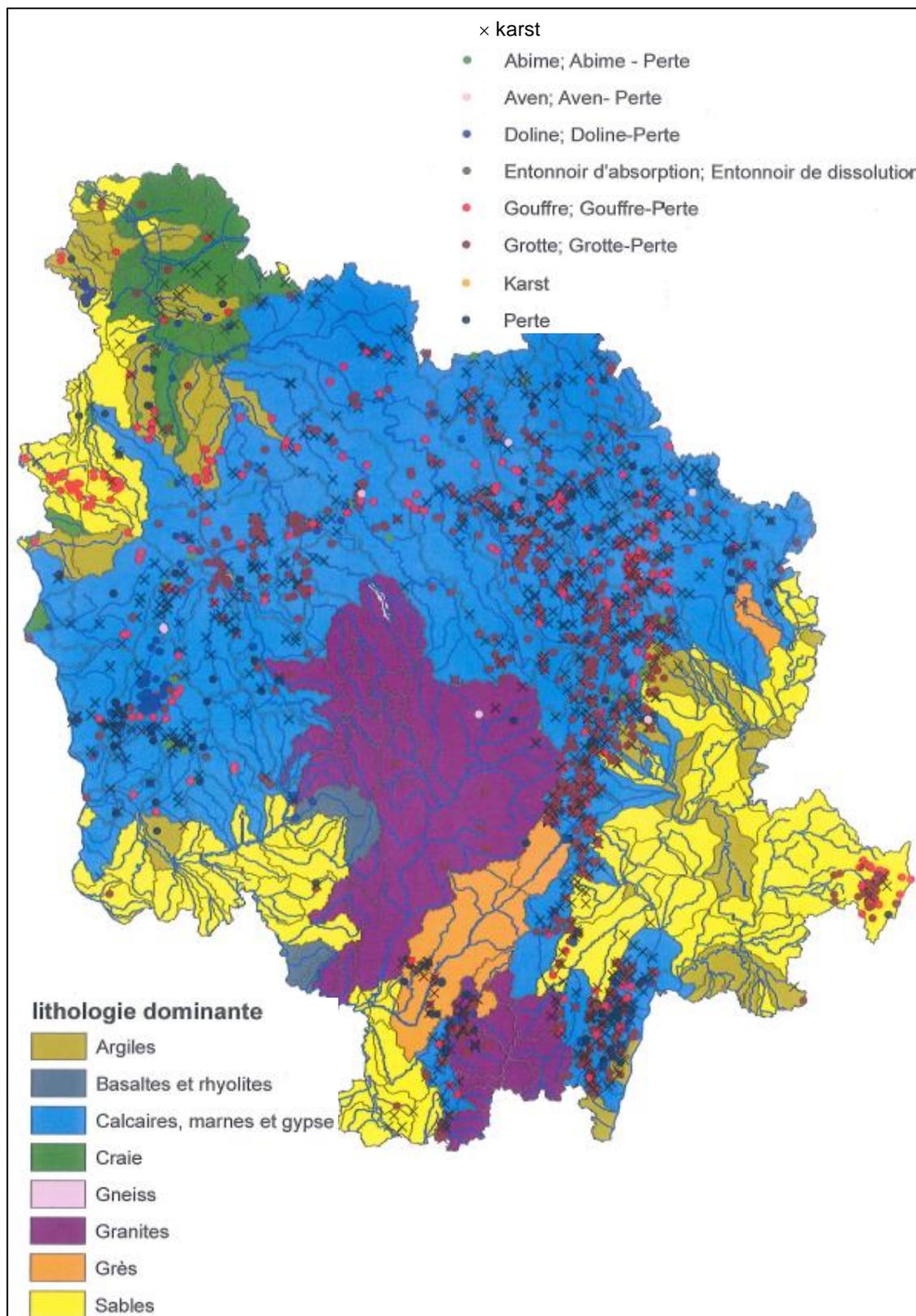


Figure 63 – Géologie de la zone des six bassins versants en Bourgogne

### 9.3.2. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W

#### 9.3.2.1. L'Armençon à Briennon

La figure 64 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI.

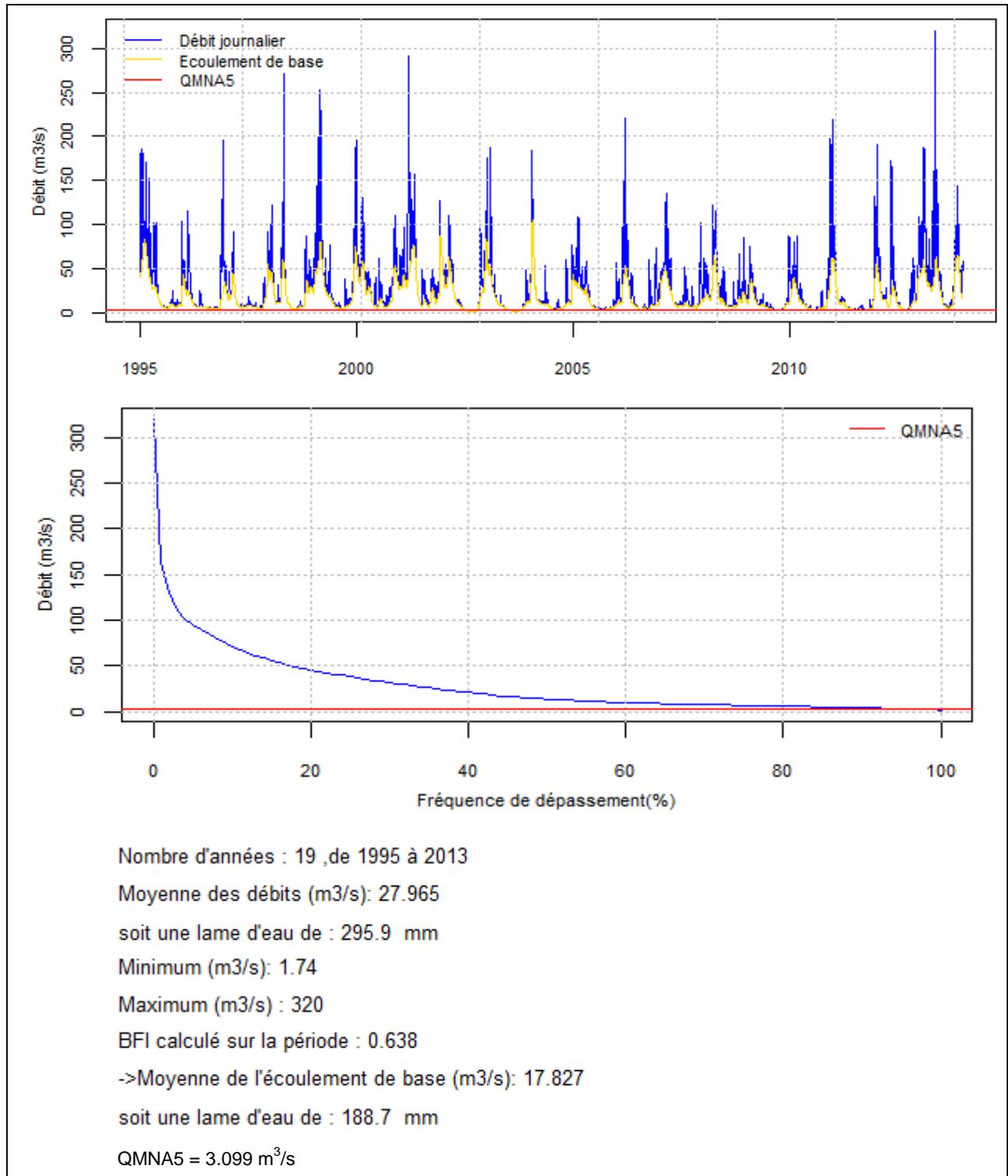


Figure 64 – Méthode du BFI appliquée à l'Armençon

9.3.2.2. L'Arroux à Rigny

La figure 65 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI.

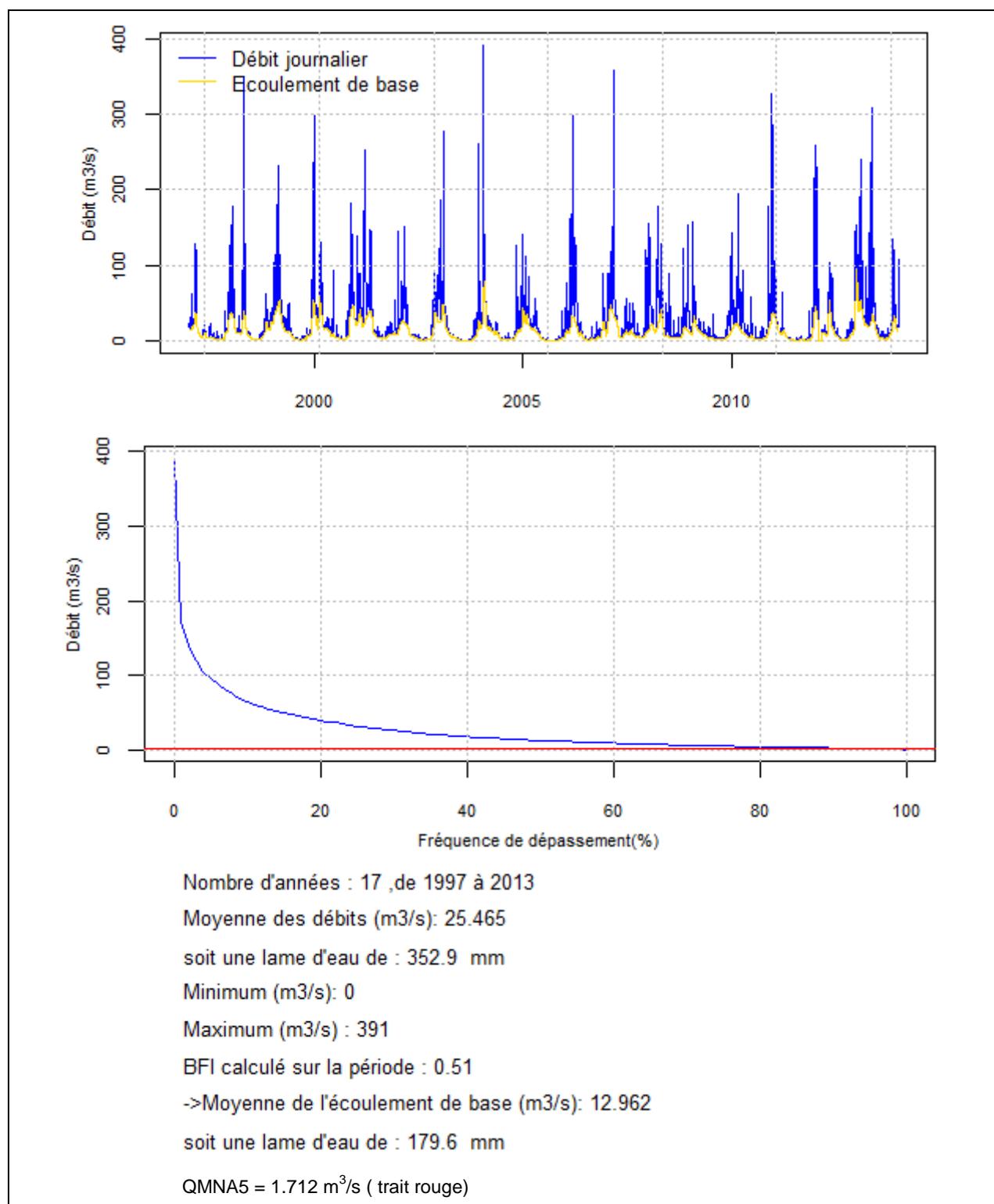


Figure 65 – Application de la méthode du BFI-W à l'Arroux

9.3.2.3. Le Serein

La figure 66 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI.

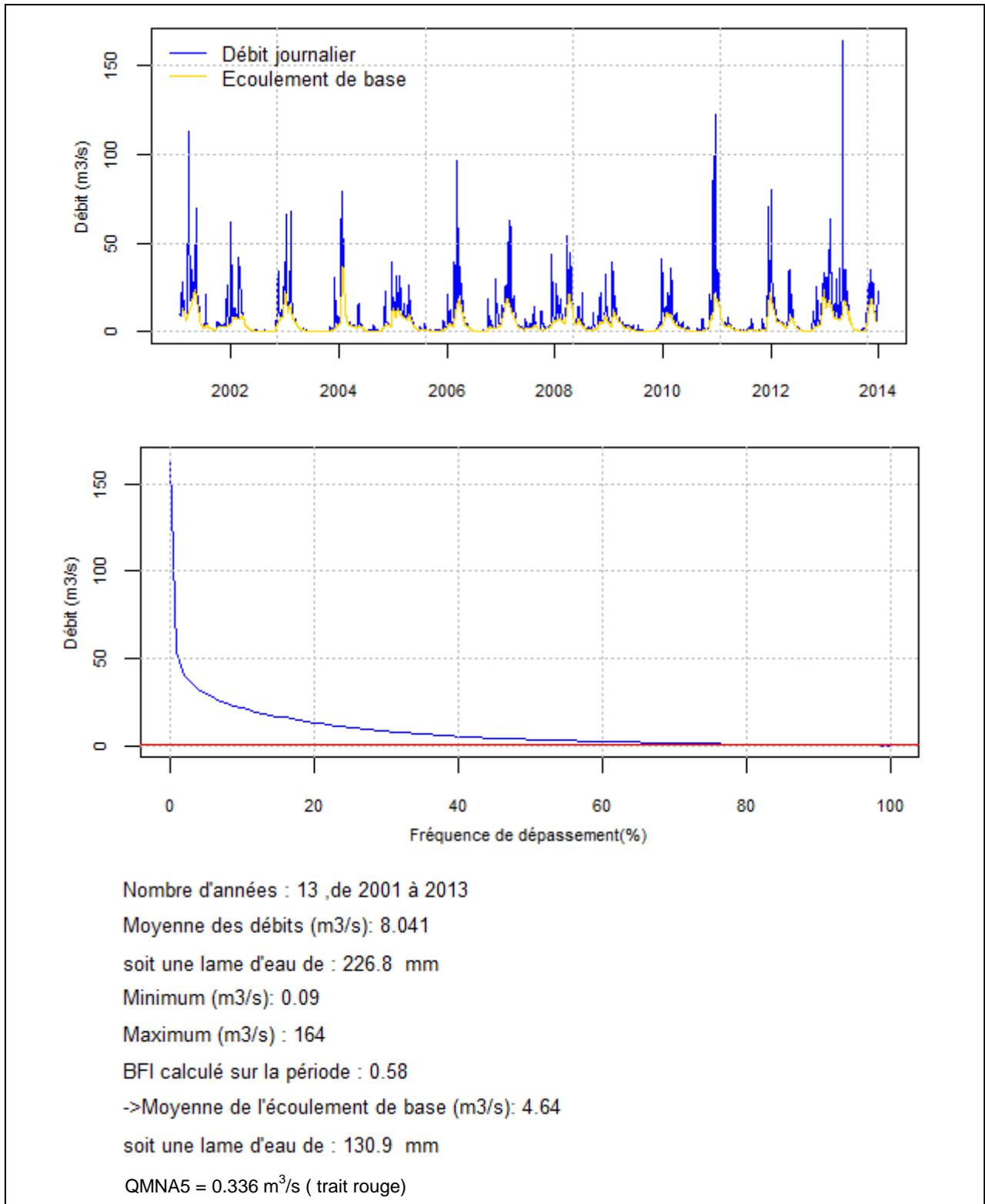


Figure 66 – Application de la méthode du BFI au Serein

9.3.2.4. La Seille

La figure 67 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI.

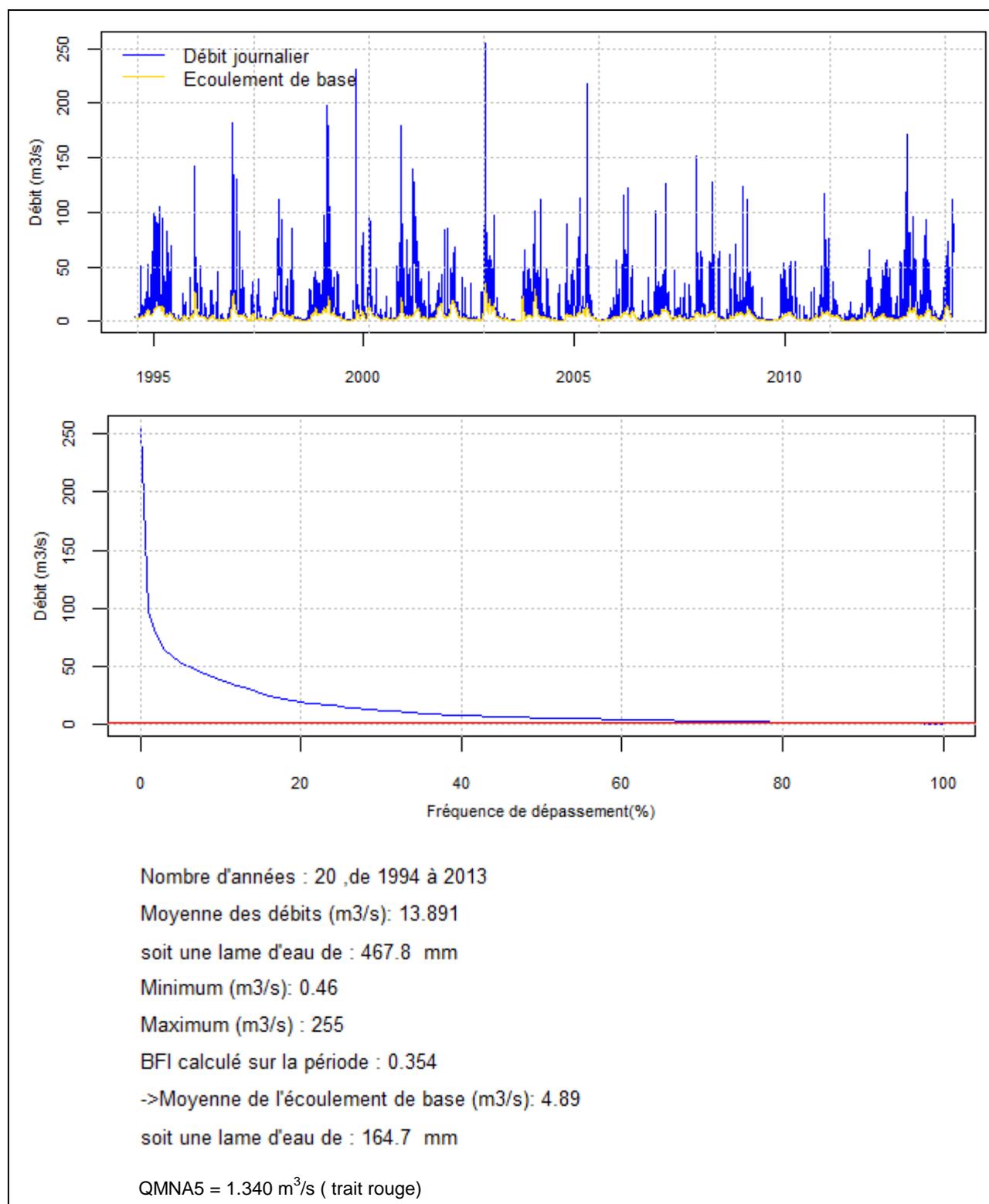


Figure 67 – Application de la méthode du BFI à la Seille

## 9.3.2.5. Le Nohain

La figure 68 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI.

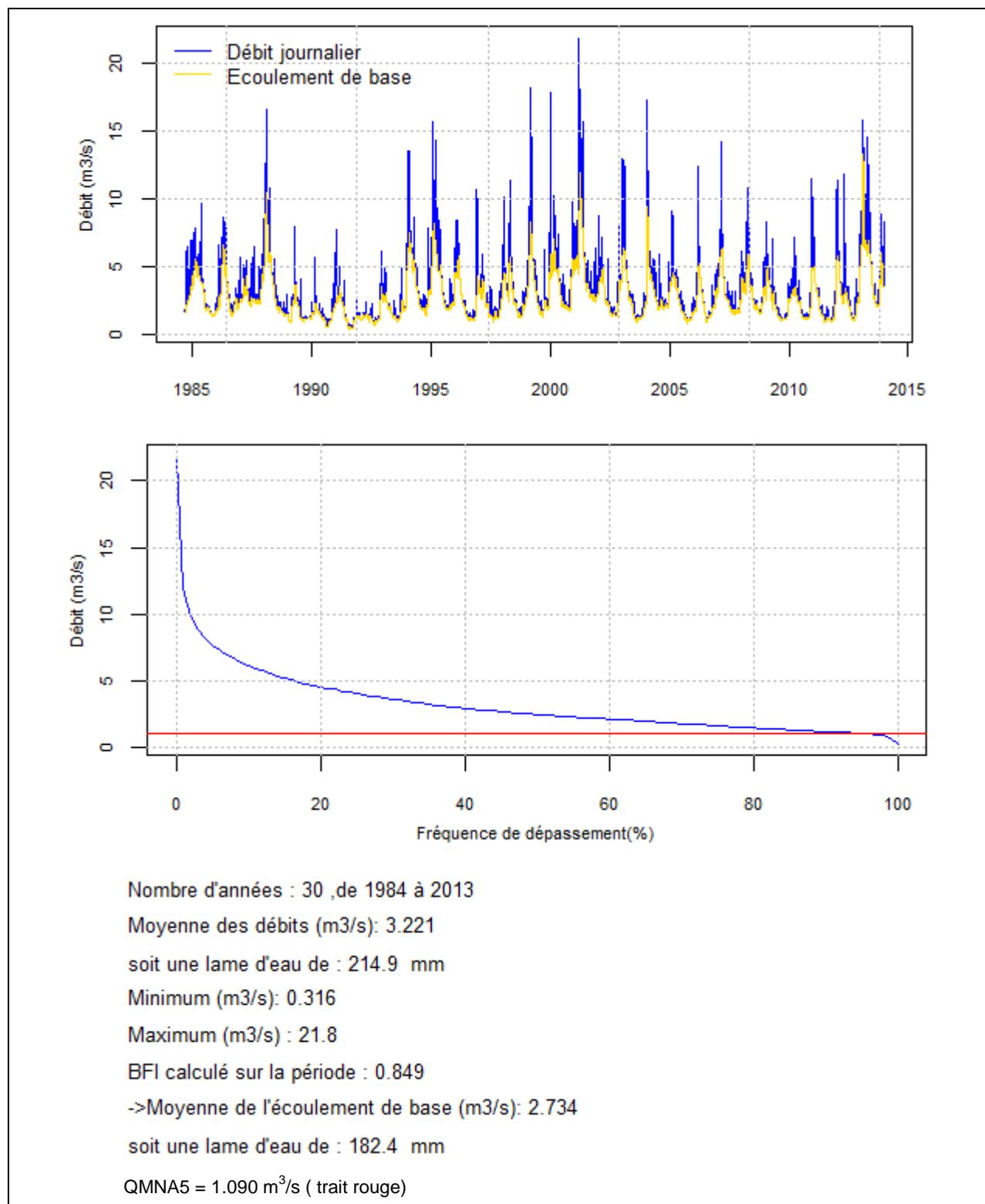


Figure 68 – Application de la méthode du BFI au Nohain

9.3.2.6. L'Ource à Leugley

La figure 69 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI.

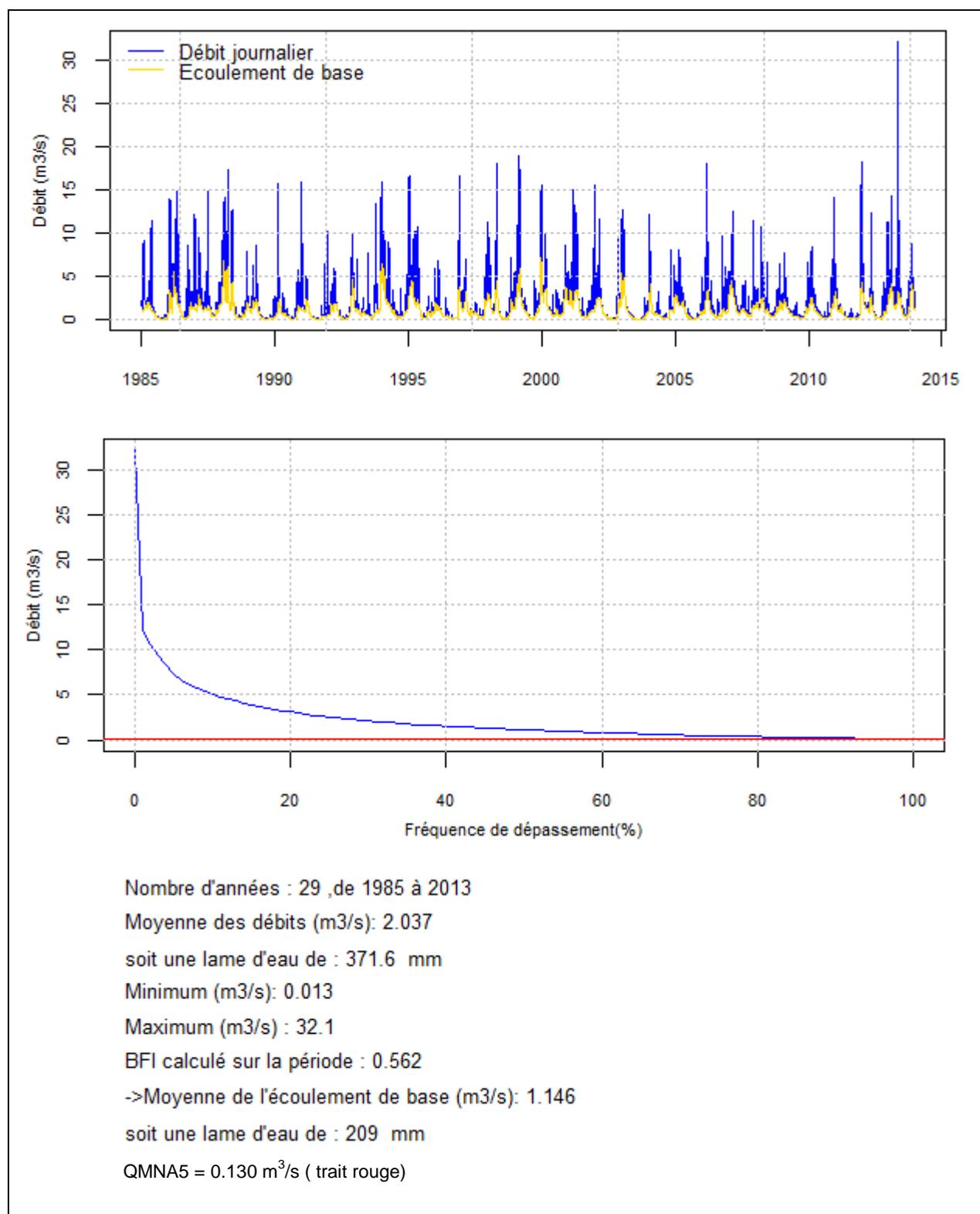


Figure 69 – Application de la méthode du BFI à l'Ource

## 9.3.2.7. Synthèse des résultats de la méthode du BFI-W

Les résultats de la méthode du BFI\_W sont récapitulés dans le tableau 30.

Bassin versant	IDPR	BFI (%)	Écoulement de base Eb (mm)	Pluie efficace modélisée (GARDENIA)	Eb / Peff (%)
L'Armançon à Briennon-sur-Armançon	736	64	189	295	64
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	1171	51	180	324	56
Le Serein à Chablis	699	58	131	258	51
La Seille à Saint-Usuge	1046	35	165	455	36
Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain	533	85	182	219	83
L'Ource à Leuglay	722	56	209	346	60

Tableau 30 – BFI, Pluie efficace et rapport Écoulement de base / Pluie efficace

## 9.3.3. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA

Les coefficients de récession, nécessaires au programme RORA, ont été calculés avec la méthode MRC-Corrélation et MRC-IRS (tableau 31). Les diagrammes ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) sont présentés par la figure 70.

Bassin versant	Méthode MRC-corrélation	Méthode MRC-IRS
L'Armançon à Briennon-sur-Armançon	11	12
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	10	11
Le Serein à Chablis	12	12.5
La Seille à Saint-Usuge	5	7
Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain	26	30
L'Ource à Leuglay	15	15

Tableau 31 – Coefficients de récession des 6 cours d'eau

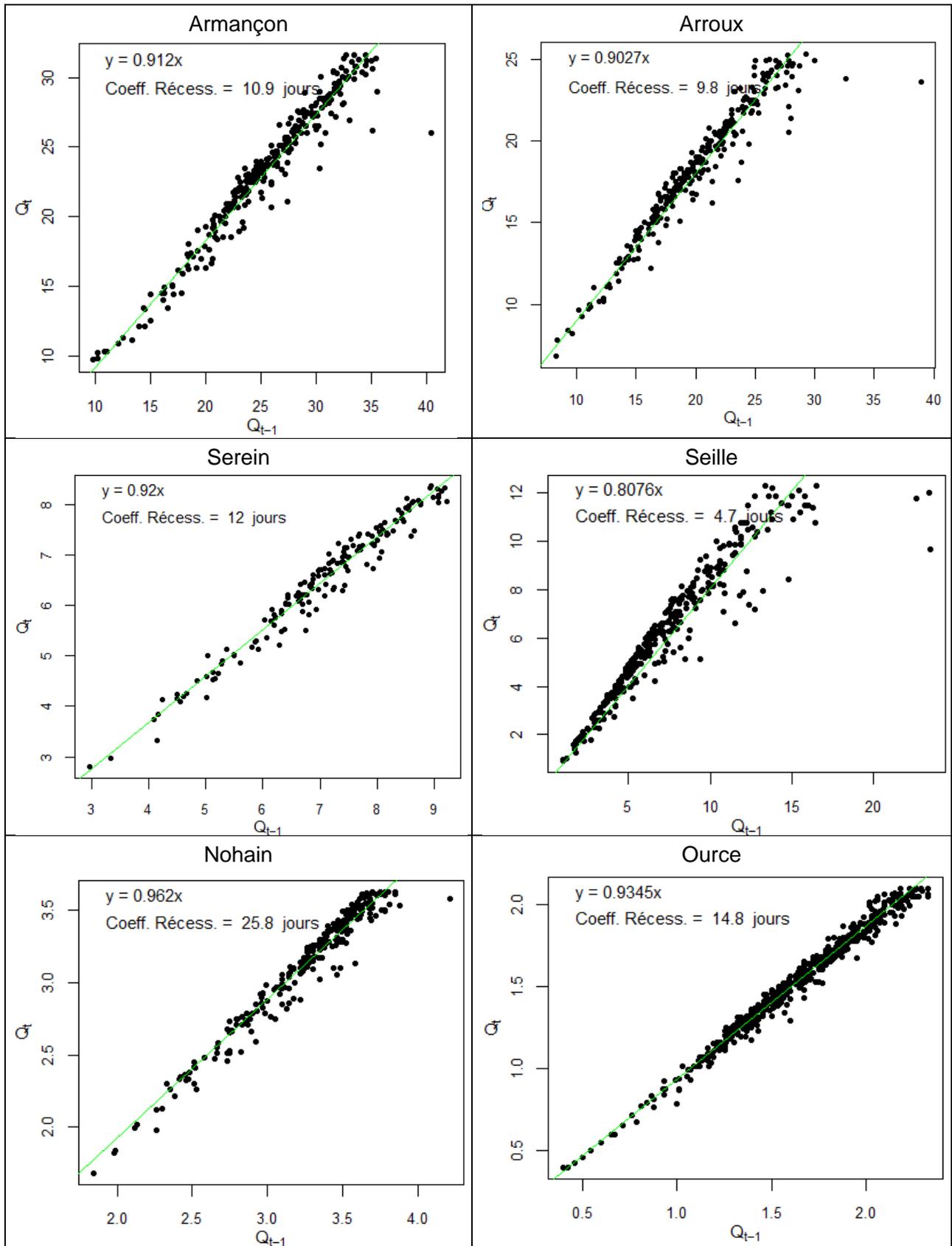


Figure 70 – Bourgogne : coefficients de récession des hydrogrammes des 6 cours d'eau

Le tableau 32 permet de comparer les écoulements de base calculés avec les trois méthodes utilisées : BFI-W, PART et RORA.

Bassin versant	IDPR	BFI (%)	Écoulement de base BFI-R (mm)	Écoulement de base PART (mm)	Écoulement de base RORA (mm)
L'Armançon à Briennon-sur-Armançon	736	61	188	213	194 (3j)
L'Arroux à Rigny-sur-Arroux	1171	51	180	223	196 (4j)
Le Serein à Chablis	699	58	131	159	152 (4j)
La Seille à Saint-Usage	1046	35	165	206	155 (2j)
Le Nohain à Saint-Martin-sur-Nohain	533	85	182	196	201 (4j)
L'Ource à Leuglay	722	56	209	305	289 (4j)

Tableau 32 – Bourgogne : comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W, PART et RORA

(2j, 3j, 4j) = Condition d'antécédence

#### Cas de l'Arroux :

En prenant la période 1980-1994, le BFI-W est de 48,5 %, ce qui confirme la valeur de 51% obtenue sur la période 1997-2013

### 9.3.3. Synthèse des résultats

Les résultats pour les 6 bassins et les 3 méthodes utilisées sont reportés sur la figure 71.

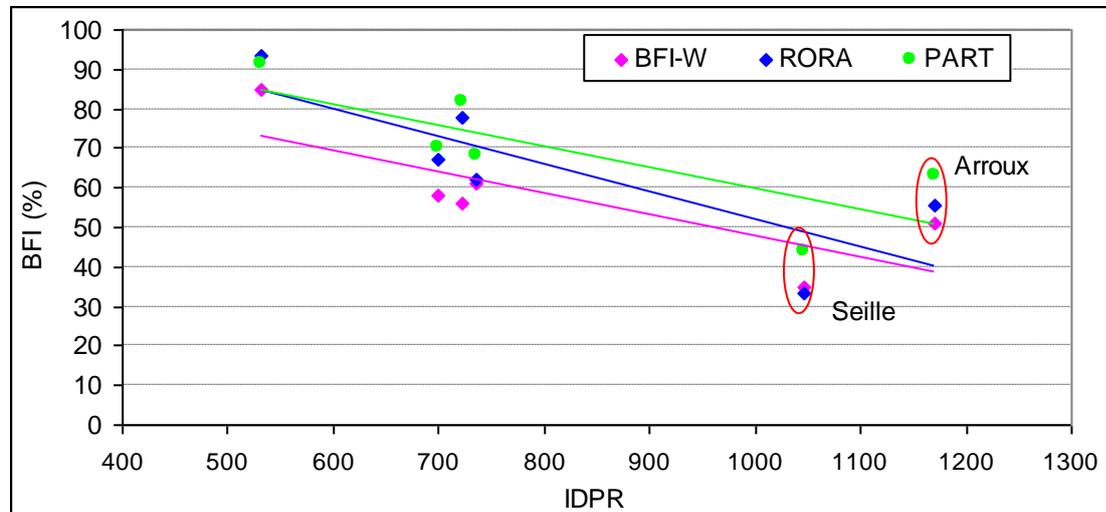


Figure 71 – Six bassins en Bourgogne : relation entre IDPR et BFI  
(Les droites en couleur sont les droites de régression)

La figure 72 positionne ces résultats avec ceux des bassins de la Somme et de la plaine de Caen.

A titre indicatif, le rapport Écoulement de base (BFI) / Pluie efficace (Modèle global) a été calculé et reporté sur la figure 73 en fonction de l'IDPR. Rigoureusement, il aurait fallu que l'écoulement de base soit issu des modèles globaux. Cela a été possible uniquement pour le bassin du Nohain (cf. § 9.3.1).

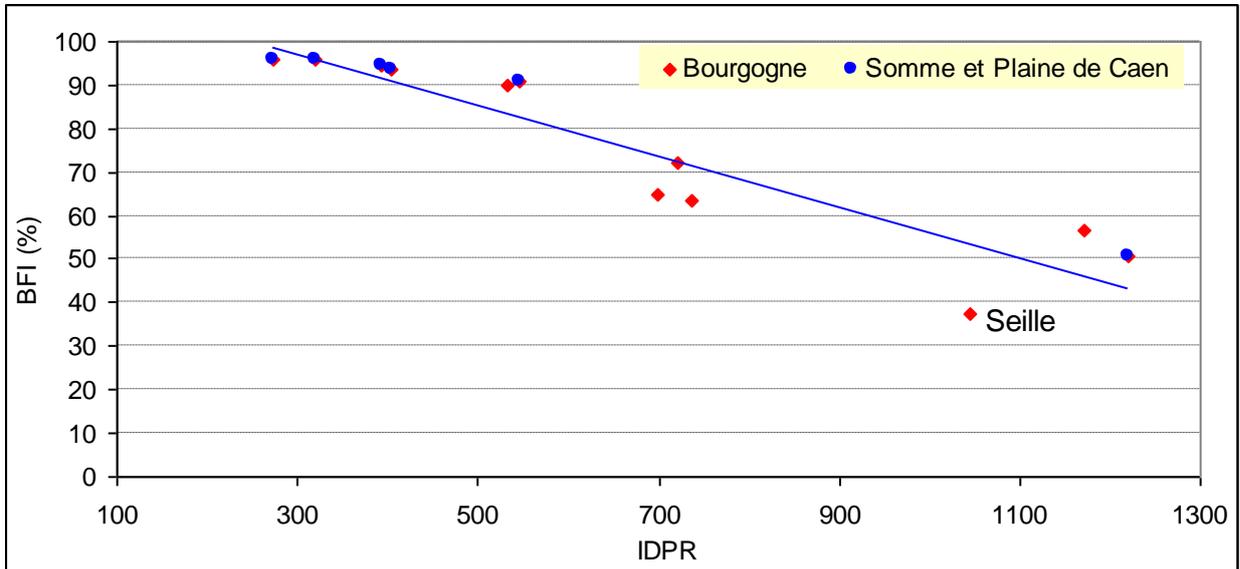


Figure 72 – Somme, Plaine de Caen et Bourgogne : relation entre IDPR et BFI  
 (La droite de couleur bleue est la droite de régression)  
 Les valeurs de BFI sont des BFI moyens ( 3 méthodes BFI-W, PART et RORA)

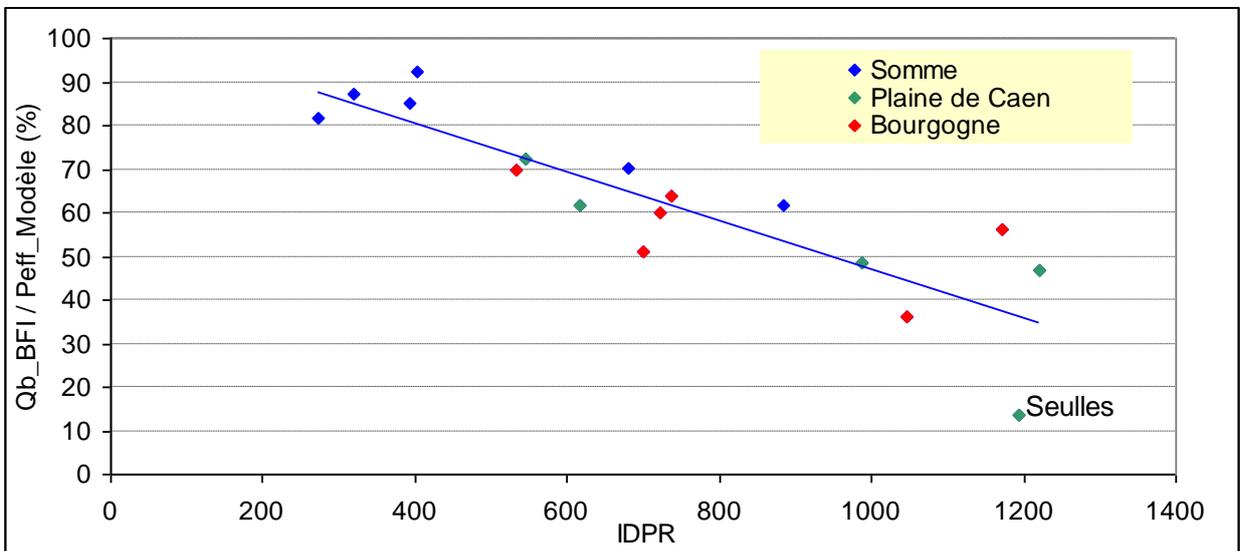


Figure 73 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne : relation entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base /Pluie efficace (Qb\_BFI / Peff\_Modèle)  
 (La droite de couleur bleue est la droite de régression)

## 9.4. DEUX BASSINS EN ILE-DE-FRANCE

Les deux bassins étudiés, celui du Fusain (à l'amont de la station hydrométrique de Courtempierre) et celui du Grand Morin ont fait l'objet d'une modélisation globale avec le logiciel GARDENIA (Stollsteiner, 2015).

La localisation de ces bassins avec, en fond de carte, les valeurs de l'IDPR (extraction de la carte nationale de l'IDPR), est précisée par la figure 74.

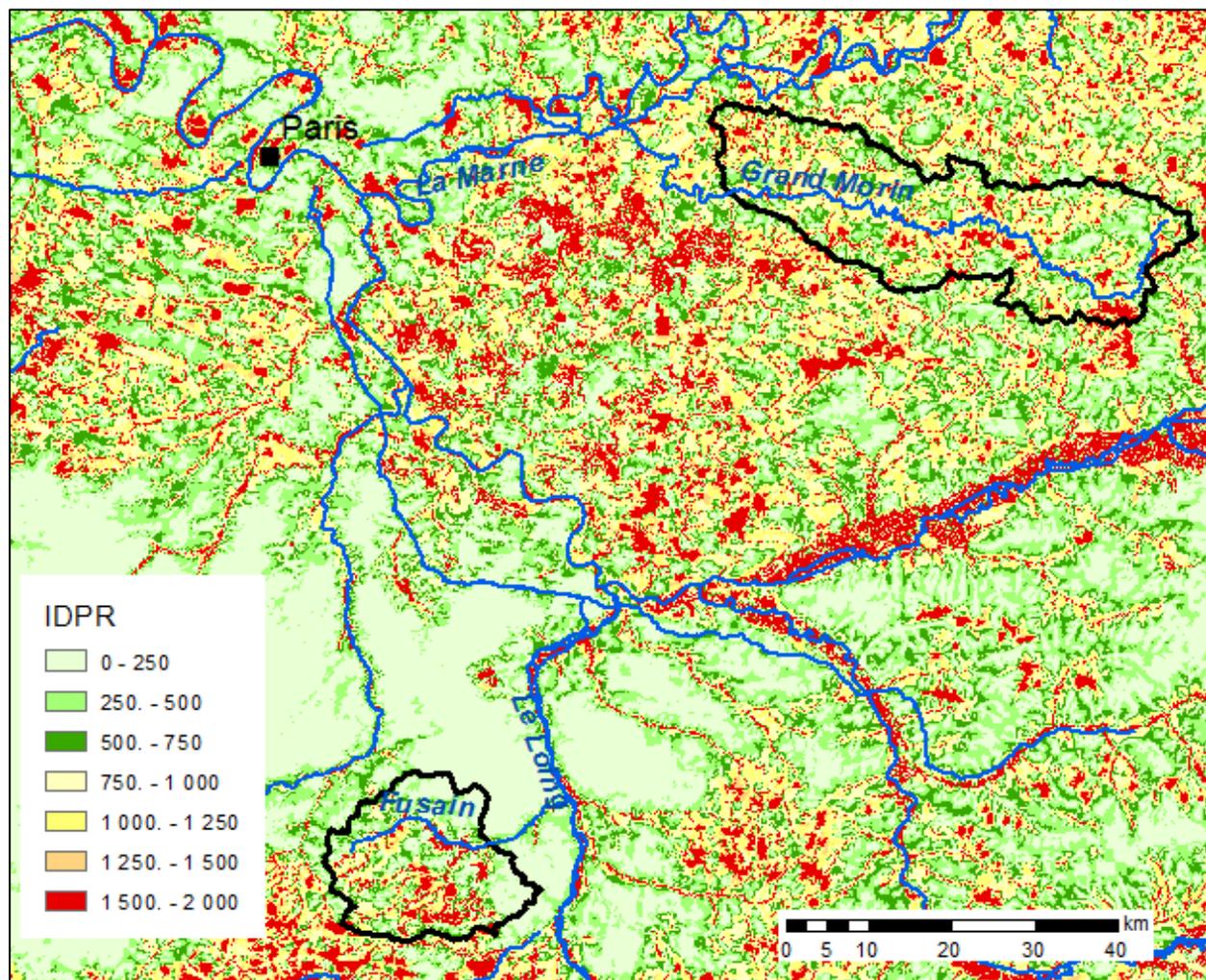


Figure 74 - Localisation des bassins du Fusain (amont Courtempierre) et du Grand Morin et IDPR

Le tableau 33 indique la superficie des 2 bassins et l'IDPR moyen calculé (valeurs de l'IDPR agrégées à l'échelle des bassins).

Bassin versant	Superficie (km <sup>2</sup> )	IDPR
Le Fusain (Courtempierre)	375	681
Le Grand Morin	770	883

Tableau 33 – IDPR moyen des bassins du Fusain et du Grand Morin

### 9.4.1. Bassin du Fusain

#### 9.4.1.1. Géologie et hydrogéologie

Le Fusain draine principalement deux nappes : les calcaires d'Étampes et, dans la partie aval les calcaires éocènes (figure 75). Cette dernière formation, peu épaisse, repose directement sur les argiles à silex et la craie sous-jacente.

Les formations aquifères les plus importantes du bassin sont les calcaires d'Étampes et les calcaires éocènes. Les niveaux aquifères des calcaires de Pithiviers et des sables de Fontainebleau, bien que présents dans le bassin du Fusain, ont des extensions limitées (figure 76).

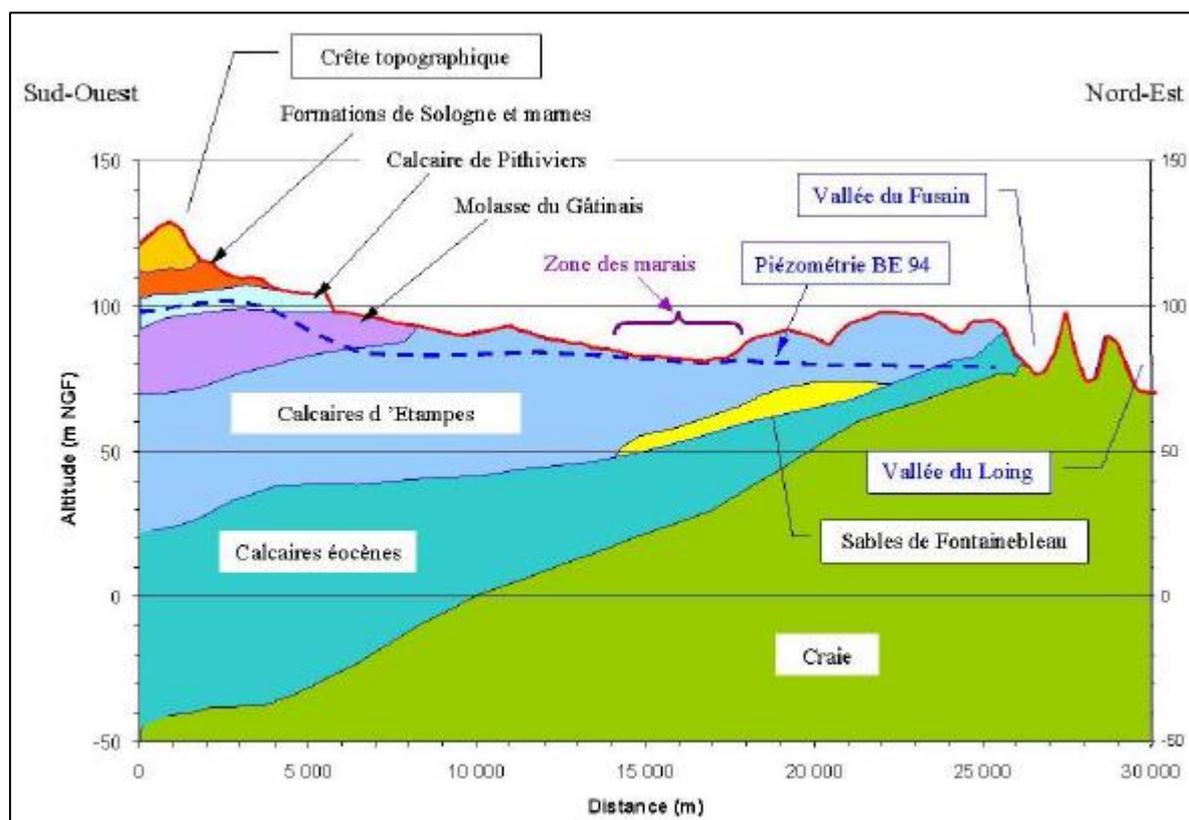


Figure 75 - Coupe hydrogéologique SO-NE du bassin du Fusain.

Source : rapport BRM/RP-52007-FR

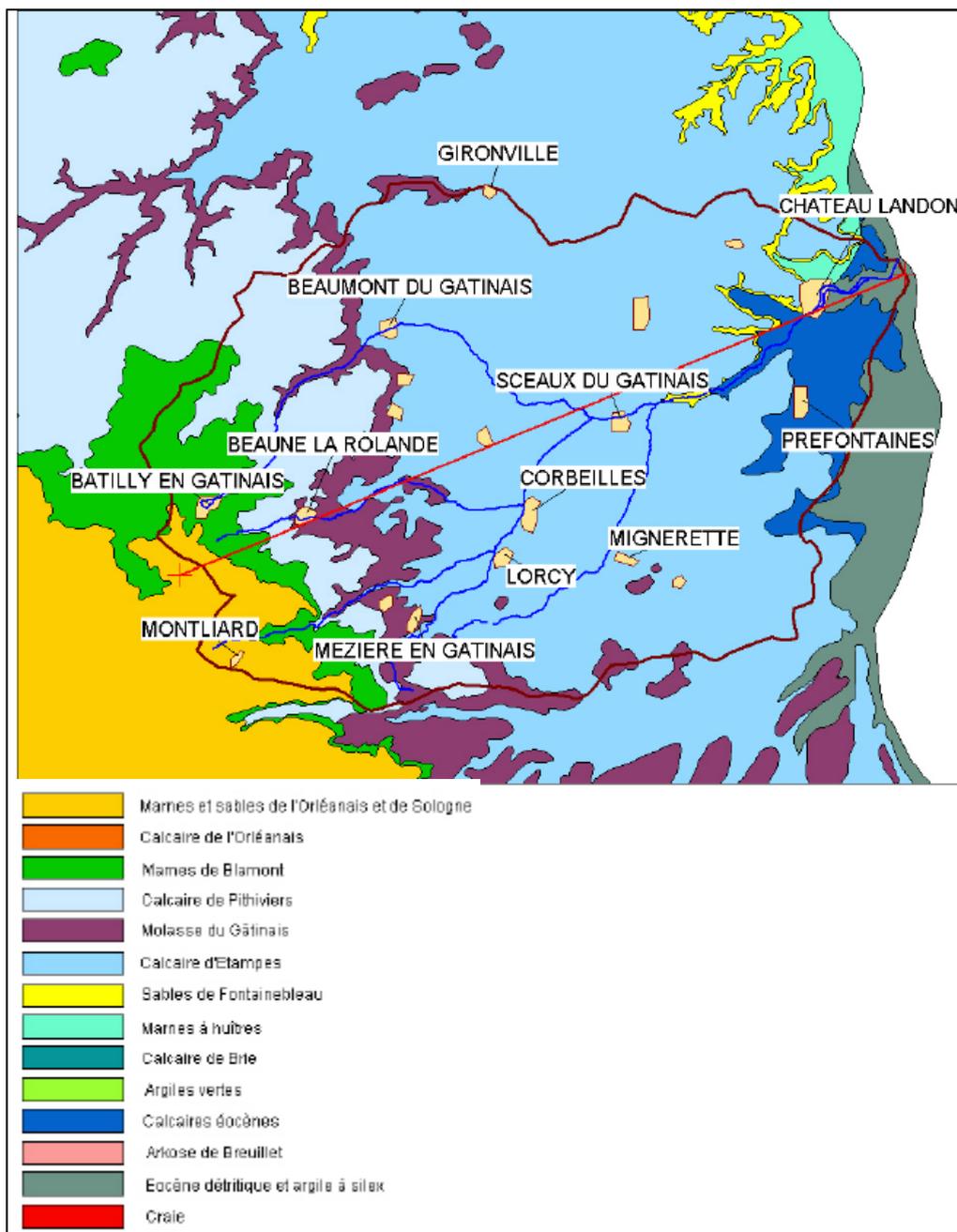


Figure 76 – Formations géologiques présentes dans le bassin du Fusain

Source : rapport BRM/RP-52007-FR

#### 9.4.1.2. Modélisation globale du bassin du Fusain

La modélisation est décrite dans le rapport BRGM/RP-64728-FR.

Il existe sur le bassin du Fusain une station hydrométrique en activité gérée par la DREAL Centre, la station de Courtempierre. Cette station a été suivie en continu de 1972 à 1982 puis en 2011 et 2014. Des jaugeages périodiques ont toutefois été réalisés entre 1991 et 2011.

La superficie du bassin drainé est de 375 km<sup>2</sup>. La nappe drainée à l'amont de Courtempierre est principalement celle des Calcaires d'Etampe (figure 77).

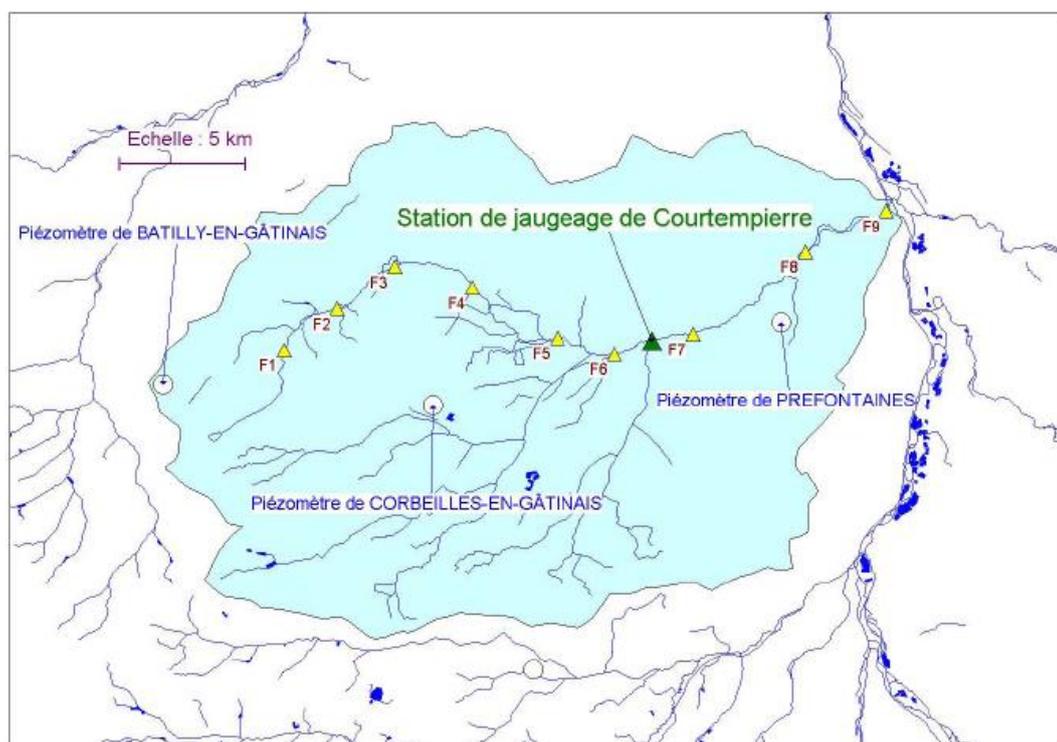


Figure 77 – Localisation de la station hydrométrique de Courtempierre

Un double calage niveau-débit a été réalisé avec le logiciel Gardénia en utilisant, pour les niveaux, l'indicateur Fusain (combinaison des niveaux mesurés sur 4 piézomètres du bassin) et, pour les débits, la station de Courtempierre. Le calage a été réalisé :

- sans prélèvement sur la période 1996-2014, puis une simulation sur toute la période août 1974-juillet 2014 a été réalisée ;
- avec prélèvements sur la période 1996-2014, puis une simulation sur toute la période août 1974- juillet 2014 a été aussi réalisée.

Il est ainsi possible d'estimer l'impact des prélèvements sur les débits du Fusain et sur les niveaux.

Les prélèvements (en nappe et dans le cours d'eau) ne sont connus que sur la période 1996-2012 (AEP et irrigation). Ils sont importants :

- le volume moyen annuel de prélèvements est d'environ 10,6 Mm<sup>3</sup>, correspondant à un débit moyen annuel d'environ 0,34 m<sup>3</sup>/s. Le débit maximal moyen mensuel est quant à lui de 0,78 m<sup>3</sup>/s en juillet ;
- un volume maximal annuel d'environ 17,5 Mm<sup>3</sup> (2003) correspondant à un débit moyen annuel d'environ 0,55 m<sup>3</sup>/s et un débit maximal moyen mensuel de 1,67 m<sup>3</sup>/s en juillet.

Pour comparaison, le module à la station de Courtempierre et le QMNA5 sont respectivement de  $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$  et de  $0,23 \text{ m}^3/\text{s}$  (valeurs de la Banque Hydro sur la période 1967/1982).

Une bonne reconstitution des débits a été obtenue (figure 78, pour la période 1974-1982 de suivi en continu, qui sera utilisée pour l'analyse des hydrogrammes).

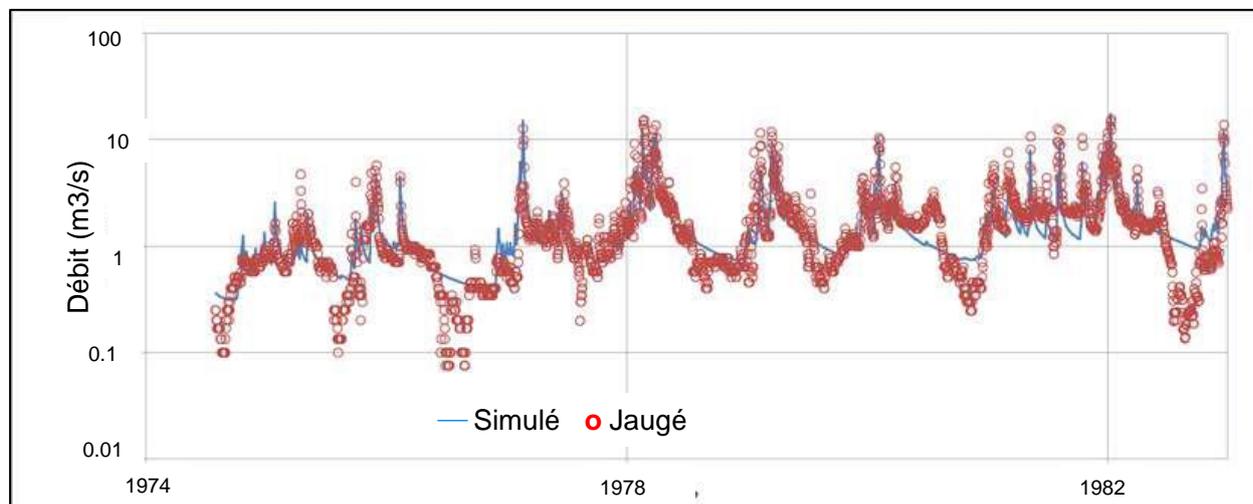


Figure 78 – Simulation des débits du Fusain à la station de Courtempierre (axe des débits en log)

Remarque : sur cette période, en l'absence de données, aucun prélèvement n'a été introduit. De ce fait, les valeurs calculées en étiage sont supérieures aux valeurs mesurées. Il semble toutefois que les prélèvements sur cette période étaient moins importants qu'actuellement.

L'impact sur les débits de la station peut atteindre 45% des débits prélevés, voire plus. Pour un débit prélevé maximal de  $2,15 \text{ m}^3/\text{s}$ , on observe une baisse du débit du cours d'eau de  $0,85 \text{ m}^3/\text{s}$  (avec un léger décalage temporel de 0,15 mois).

Le tableau 34 indique les valeurs de pluie efficace et du rapport *Ecoulement lent / Pluie efficace* obtenues en réalisant une simulation sur la période 1974-2013.

Période	Pluie (mm)	Pluie efficace modélisée (mm)	Ecoulement lent (mm)	Ecoulement lent / Qsim (%)	Ecoulement lent / Pluie efficace (%)
Simulation (1974-2013)	693	108	76	72.1	70.6

Tableau 34 – Fusain : pluie efficace et rapport *Ecoulement lent / Pluie efficace* (résultats Gardénia)

Dans la terminologie Gardénia, l'écoulement lent est l'écoulement provenant des "réservoirs souterrains" du modèle.

## 9.4.2. Bassin du Grand Morin

### 9.4.2.1. Géologie et hydrogéologie

D'un point de vue hydrogéologique, le premier aquifère rencontré est constitué par le calcaire de Brie. La piézométrie de la nappe suit sensiblement la topographie. La nappe est localement connectée à la nappe de Champigny sous-jacente via des gouffres existants au sein des marnes et au niveau des vallées. Le second aquifère présent sous les plateaux est l'aquifère du Ludien (calcaire de Champigny et calcaire de Saint-Ouen). Les deux formations aquifères se confondent localement lorsque les marnes infragypseuses ne constituent pas une barrière étanche (discontinuité et faible épaisseur). C'est l'aquifère principal du bassin versant ; il contient la nappe de Champigny, alimentée par les infiltrations des pluies sur les affleurements, situés principalement à l'est du bassin versant et dans les principales vallées.

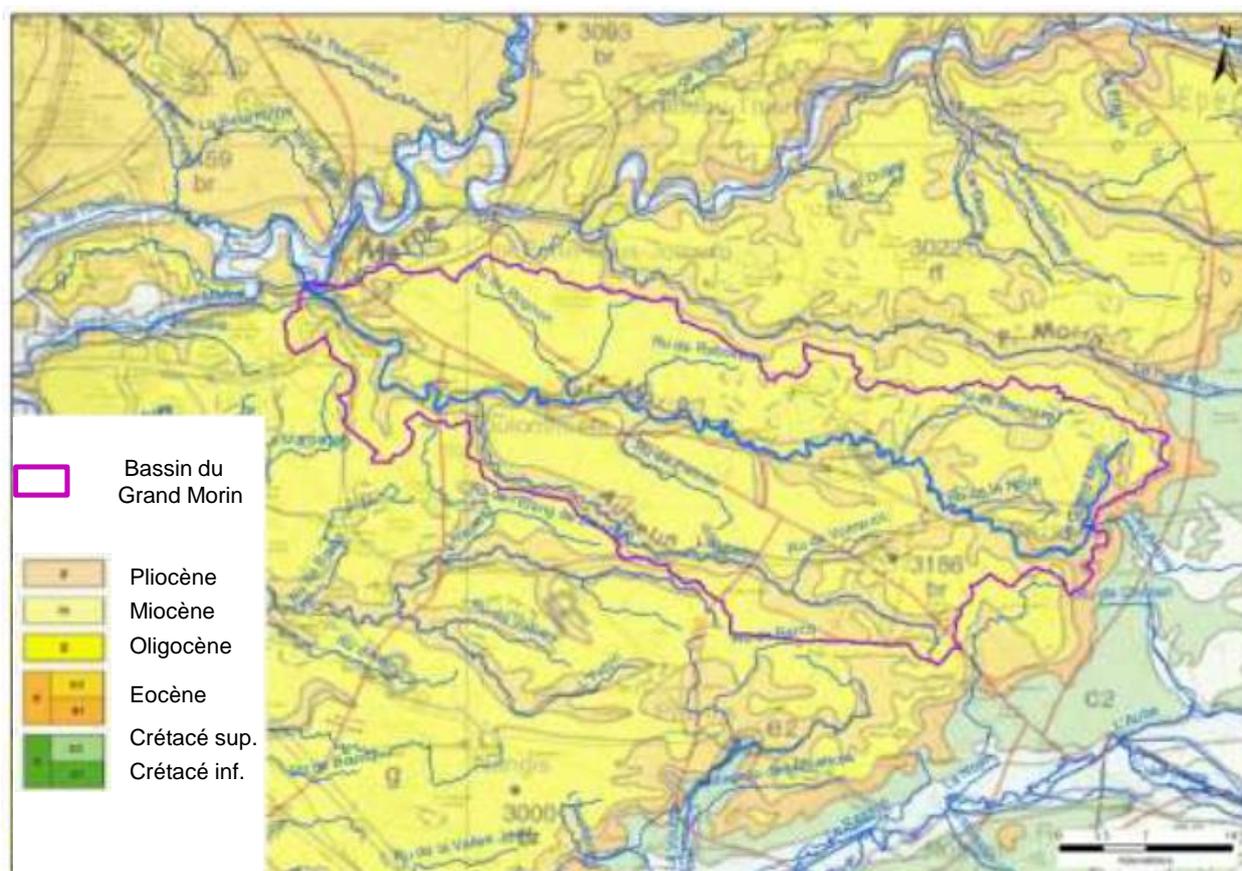


Figure 79 – Localisation du bassin du Grand Morin

### 9.4.2.2. Modélisation globale du bassin du Grand Morin

La modélisation est décrite dans le rapport BRGM/RP-64743-FR.

L'essentiel des prélèvements dans le bassin est destiné à l'Alimentation en Eau Potable. Ces prélèvements s'élèvent à environ 4,4 millions de m<sup>3</sup> par an, soit une lame d'eau moyenne annuelle de 5,6 mm.

Les prélèvements pour l'industrie ont été estimés à 2,3 millions de m<sup>3</sup>, soit une lame d'eau moyenne annuelle de 3 mm.

Les volumes annuels prélevés pour l'irrigation sont faibles par rapport à ceux prélevés pour l'AEP et l'industrie.

Un double calage niveau-débit a été réalisé avec le logiciel Gardénia en utilisant le niveau piézométrique à Mécringes et les débits mesurés à la station de Pommeuse sur la période 1978-2013.

Le calage aboutit à une bonne reconstitution des débits et des niveaux (figure 80).

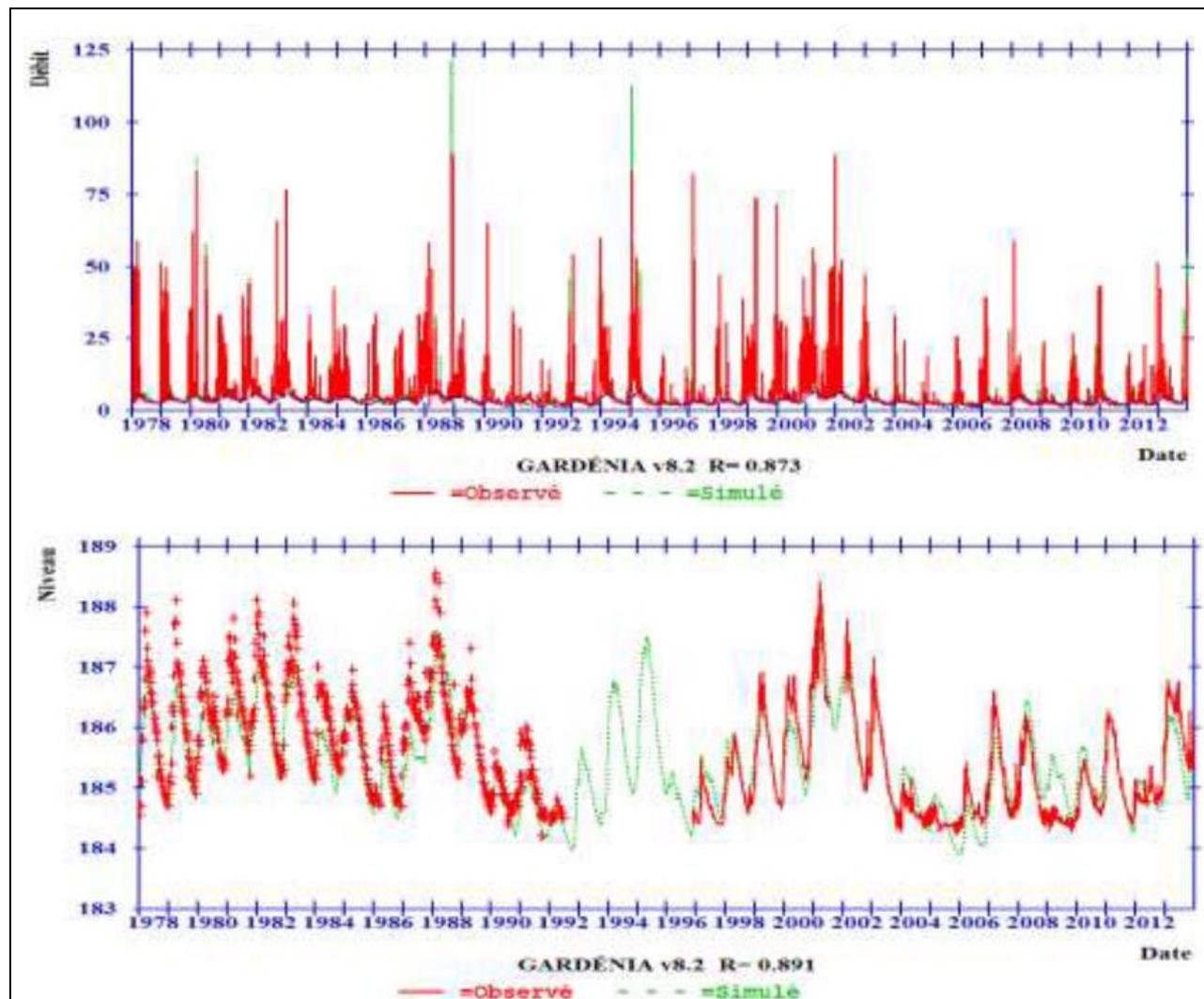


Figure 80 – Grand Morin : résultats du calage Niveau-Débits

Le tableau 35 indique les valeurs de pluie efficace et du rapport *Ecoulement lent / Pluie efficace* en moyenne sur la période 1978-2013.

Pluie (mm)	Pluie efficace modélisée (mm)	Ecoulement lent (mm)	Ecoulement lent / Pluie efficace (%)
757	208	128	61.5

Tableau 35 – Pluie efficace et rapport *Ecoulement lent / Pluie efficace* (résultats Gardénia)

### 9.4.3. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W

#### 9.4.3.1. Le Fusain

La figure 81 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI-W.

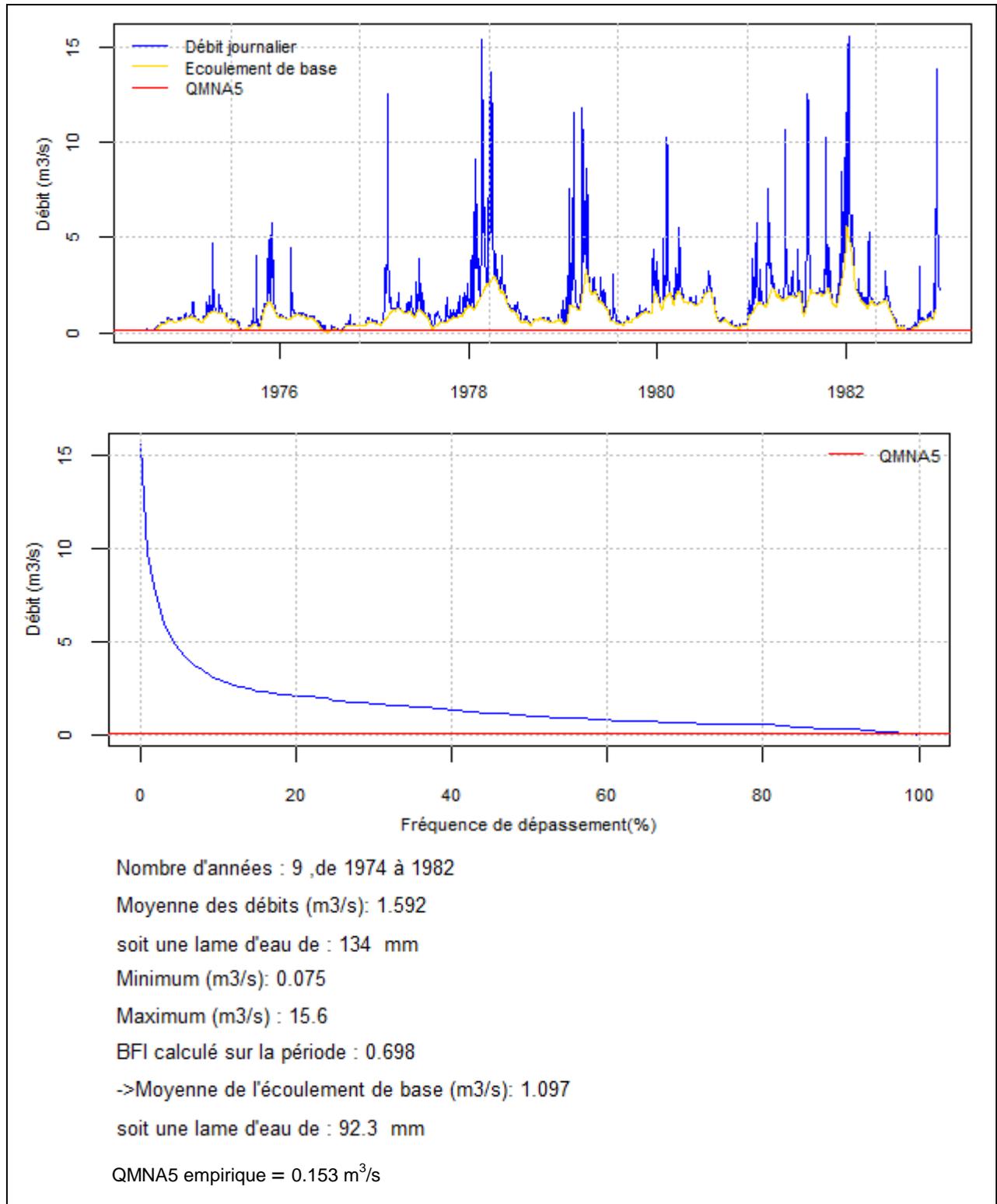


Figure 81 - Application de la méthode BFI-W au Fusain

9.4.3.2. Le Grand Morin

La figure 82 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI-W.

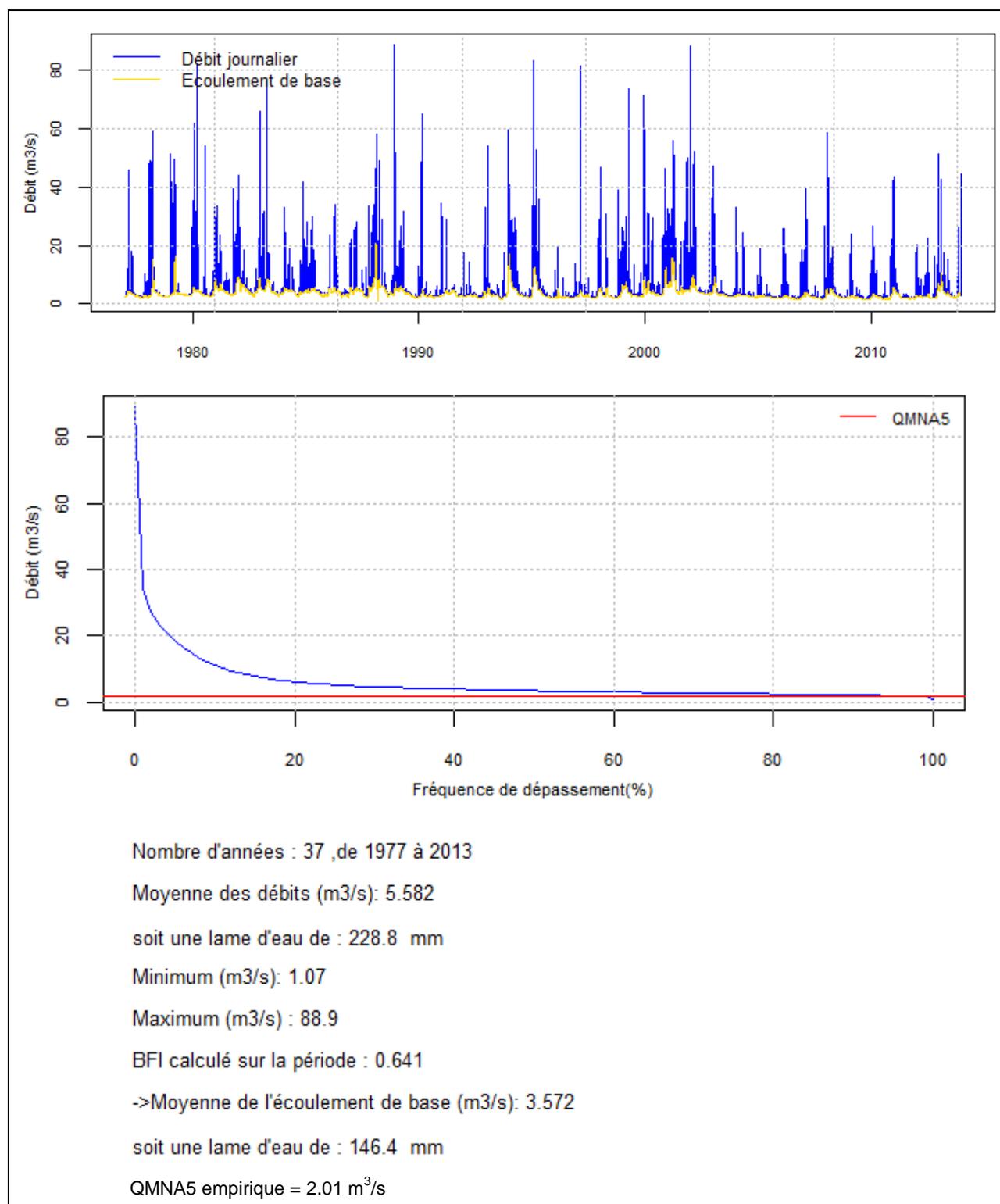


Figure 82 – Application de la méthode BFI-W au Grand Morin

#### 9.4.4. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA

Les coefficients de récession, nécessaires au programme RORA, ont été calculés avec la méthode MRC-Corrélation et MRC-IRS (tableau 36). Les diagrammes ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) sont présentés par la figure 83.

Bassin versant	Méthode MRC-corrélation	Méthode MRC-IRS
Le Grand Morin	16	19.5
Le Fusain	10	12

Tableau 36 – Coefficients de récession du Fusain et du Grand Morin

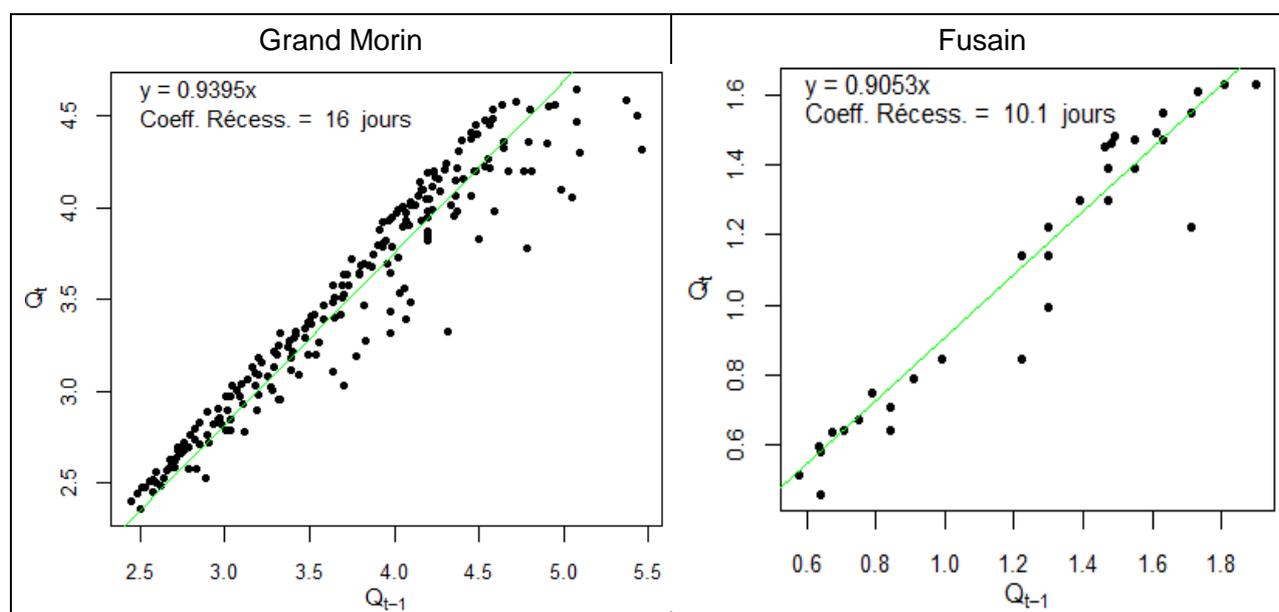


Figure 83 – Coefficients de récession des chroniques de débits de trois cours d'eau (Ile-de-France)

Le tableau 37 permet de comparer les écoulements de base calculés avec les trois méthodes utilisées : BFI-W, PART et RORA.

Bassin versant	IDPR	Écoulement de base BFI-W (mm)	Écoulement de base PART (mm)	Écoulement de base RORA (mm)	BFI-W (%)	BFI-PART (%)	BFI-RORA (%)
Fusain	681	92	111	104 (3j)	69.8	80.0	74.8
Grand Morin	883	146	160	141.5 (3j)	64.1	69.9	61.8

Tableau 37 – Comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W, PART et RORA

(3j) = condition d'antécédence

#### 9.4.2.4. Synthèse

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau 38 et reportés sur les figures 84 et 85.

Bassin versant	IDPR	BFI moyen (%)	Pluie efficace modélisée Gardénia PEFFg (mm)	Écoulement souterrain Gardénia ESg (mm)	ESG / PEFFg (%)
Fusain	681	76.4	108	76	70.4
Grand Morin	883	65.1	208	128	61.5

Tableau 38 – Fusain et Grand Morin : BFI, Pluie efficace et rapport Écoulement de base / Pluie efficace

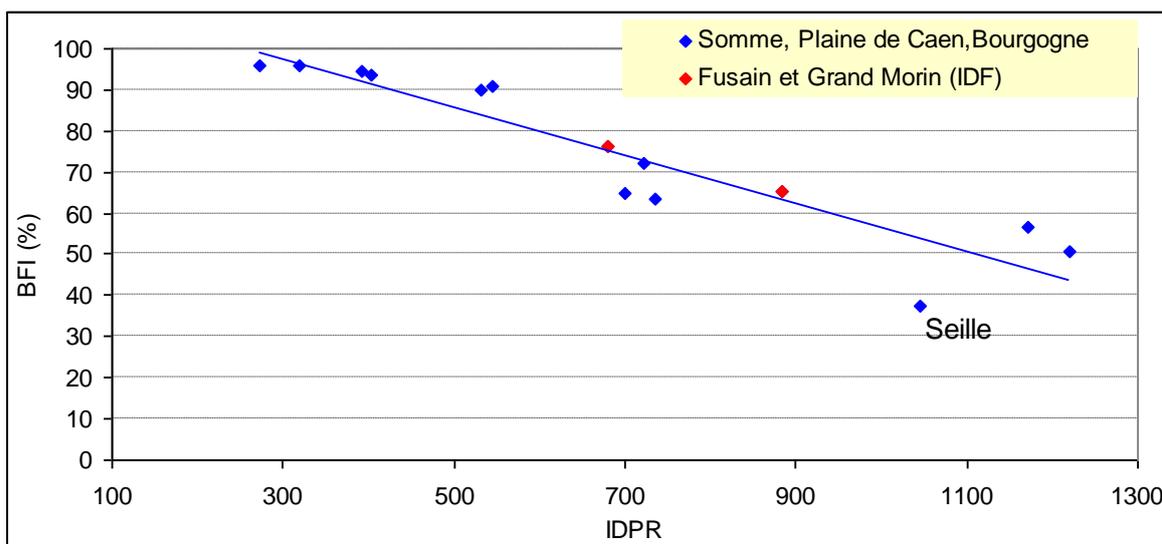


Figure 84 - Somme, Plaine de Caen, Bourgogne et IDF : relation entre IDPR et BFI  
Les valeurs de BFI sont des BFI moyens (3 méthodes BFI-W, PART et RORA)

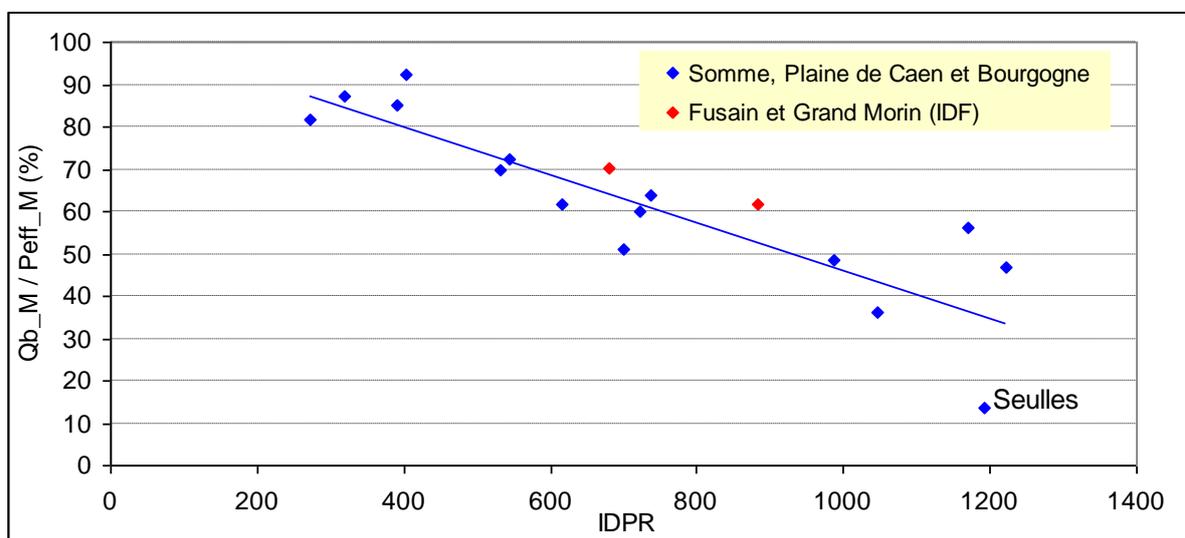


Figure 85 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne et IDF : relation entre l'IDPR et le rapport Écoulement de base / Pluie efficace issu du modèle (Qb\_M / Peff\_M)

## 9.5. HUIT BASSINS VERSANTS EN CHAMPAGNE

### 9.5.1. Caractérisation

Ces 8 bassins (localisés sur la figure 86) ont fait l'objet d'une modélisation globale avec le logiciel Gardénia (Ph. Stollsteiner, 2013, rapport BRGM/RP 61371 FR).

L'aquifère sous-jacent à ces bassins est l'aquifère de la Craie de Champagne. Les bassins se répartissent sur 3 masses d'eau (tableau 39), leur superficie allant de 87 km<sup>2</sup> (L'Herbissonne) à 347 km<sup>2</sup> (La Vanne).

Le tableau 39 indique aussi l'IDPR moyen calculé sur ces bassins.

Masse d'eau	Cours d'eau	Superficie des bassins hydrographiques (km <sup>2</sup> )	IDPR moyen
Craie de Champagne Nord (code 3208)	La Barbuise	187	433
	L'Herbissonne	87	409
	L'Huitrelle	160	401
Craie de Champagne Sud	L'Auve	173	604
	La Retourne (amont de la station de Poilcourt)	322	372
	La Vesle (amont de la station de Puilsieux)	603	471
Craie du Sénonnais et du Pays d'Othe	L'Ardusson	159	441
	La Vanne (amont de la station de Paisy-Cosdon)	347	518

Tableau 39 - Superficie et IDPR des 9 bassins de Champagne étudiés

En raison de la forte perméabilité de la craie affleurante et de la faible épaisseur des formations quaternaires qui la recouvrent localement, l'infiltration est prédominante sur le ruissellement (la densité du réseau hydrographique est l'un des plus faibles de France). Les valeurs de l'IDPR, allant de 372 (La Retourne) à 604 (L'Auve) confirment cette prédominance.

Les cours d'eau sont les « trop-plein » de la nappe ; leurs débits sont directement liés au niveau de recharge de celle-ci et les courbes de tarissement, très constantes, permettent, dès la fin de la recharge hivernale en avril, une bonne estimation des débits d'étiage en octobre.

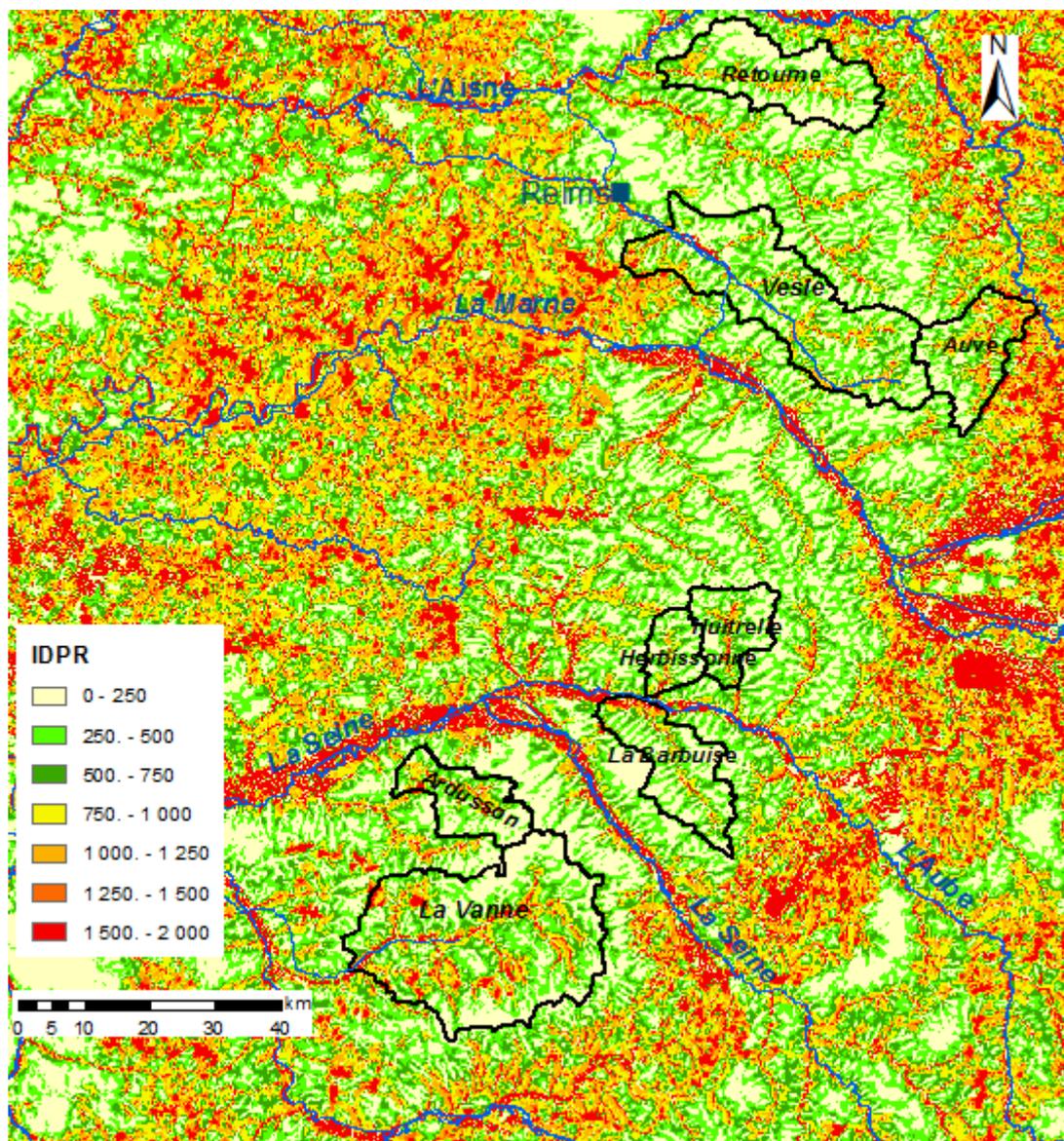


Figure 86 – Localisation des 8 bassins versants en Champagne

### 9.5.2. Résultats des modélisations globales

Les modélisations (pluies-niveaux-débits) ont été réalisées au pas de temps décadaire (logiciel Gardénia). Les résultats en termes de bilans sont rassemblés dans le tableau 40.

## Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes

Cours d'eau	Pluie (mm)	Pluie efficace (mm)	Ecoulement rapide (mm)	Ecoulement souterrain (mm)	Rapport Ecoulement souterrain/ Pluie efficace (%)
La Barbuise	704	172	37	135	78.5
L'Herbissonne	748	220	52	168	76.4
L'Huitrelle	815	207	16	191	92.3
L'Auve	878	267	47	220	82.4
La Retourne (amont Poilcourt-Sidney)	700	185	68	117	63.2
La Vesle (amont Puilsieux)	768	146	27	119	81.5
L'Ardusson	694	131	9	122	93.1
La Vanne	767	221	33	188	85.1

Tableau 40 – Bilans des modélisations globales

Chaque bassin versant a donné lieu à plusieurs calages réalisés avec des piézomètres et des postes pluviométriques différents. Les coefficients d'ajustement varient entre 0.836 (piézométrie de la Retourne) à 0.962 (débit de l'Auve). Les débits sont de manière générale mieux simulés que les niveaux piézométriques et les coefficients d'ajustement sont globalement meilleurs pour la masse d'eau HG208 que pour la masse d'eau HG207.

Afin de tenir compte des débits prélevés, le calage a été réalisé sur la période d'observation de ces débits (1994-2011) lorsque les débits aux stations hydrométriques et piézométriques étaient disponibles. Pour les rares cas où ces données n'étaient pas disponibles il s'est avéré que les débits prélevés étaient généralement faibles et donc non significatifs, le calage a alors été réalisé sur la période disponible en données hydrométriques et piézométriques.

### 9.5.3. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode BFI-W

Les résultats sont présentés par les figures 87 à 92 et confirment les ratios du tableau 40.



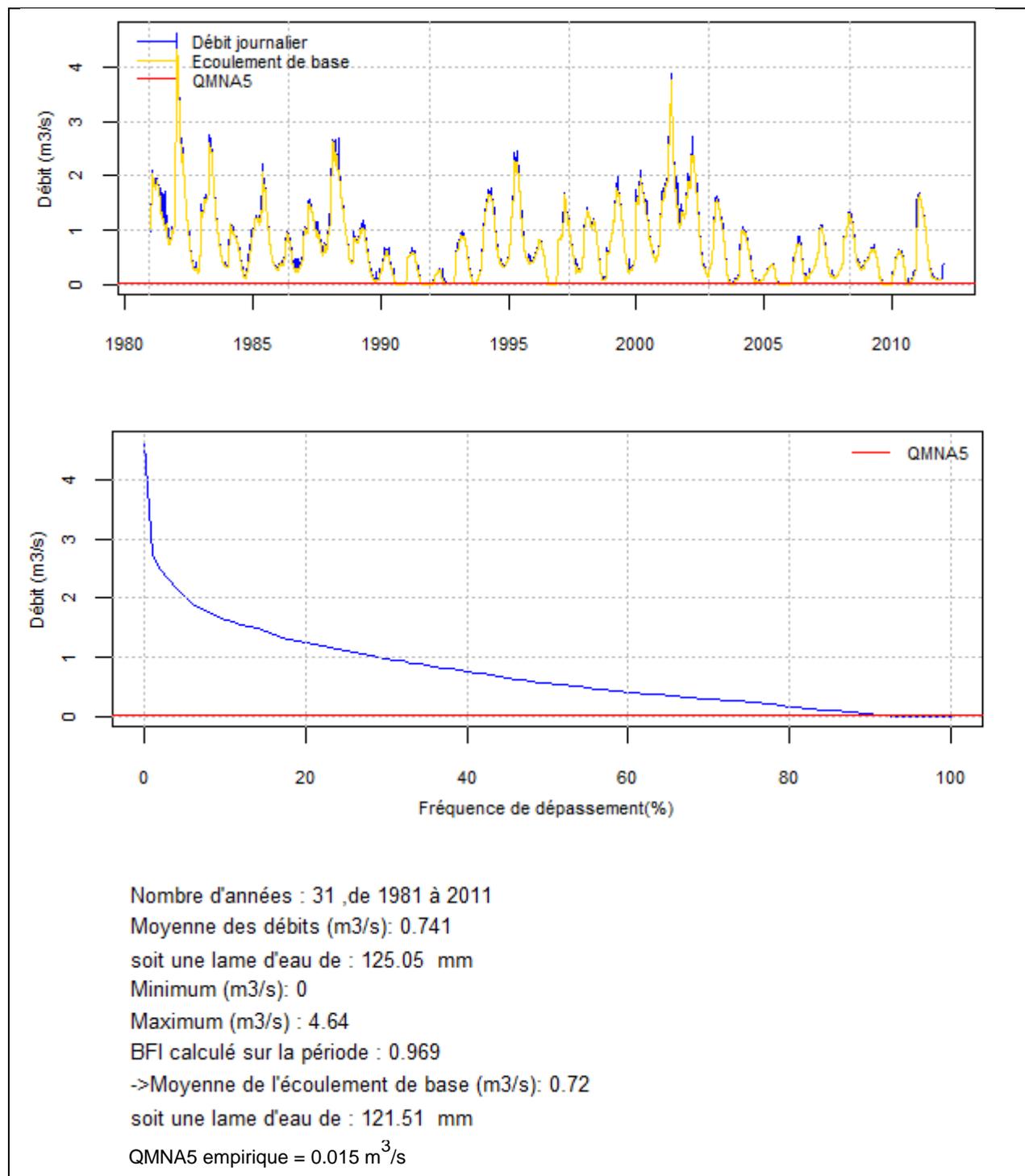


Figure 87 - Application de la méthode du BFI-W à la Barbuise (Champagne)

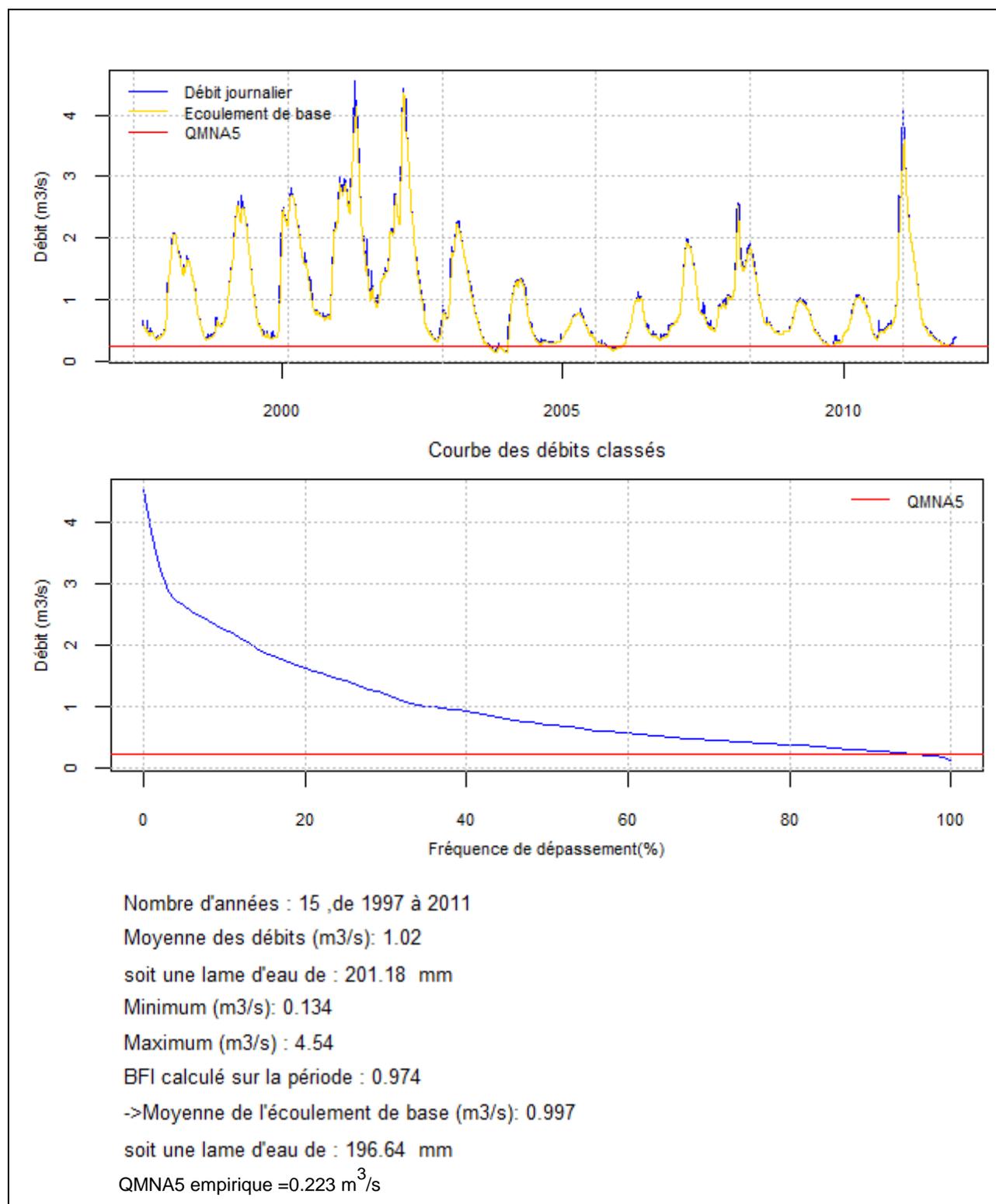


Figure 88 - Application de la méthode du BFI-W à l'Huitrelle (Champagne)

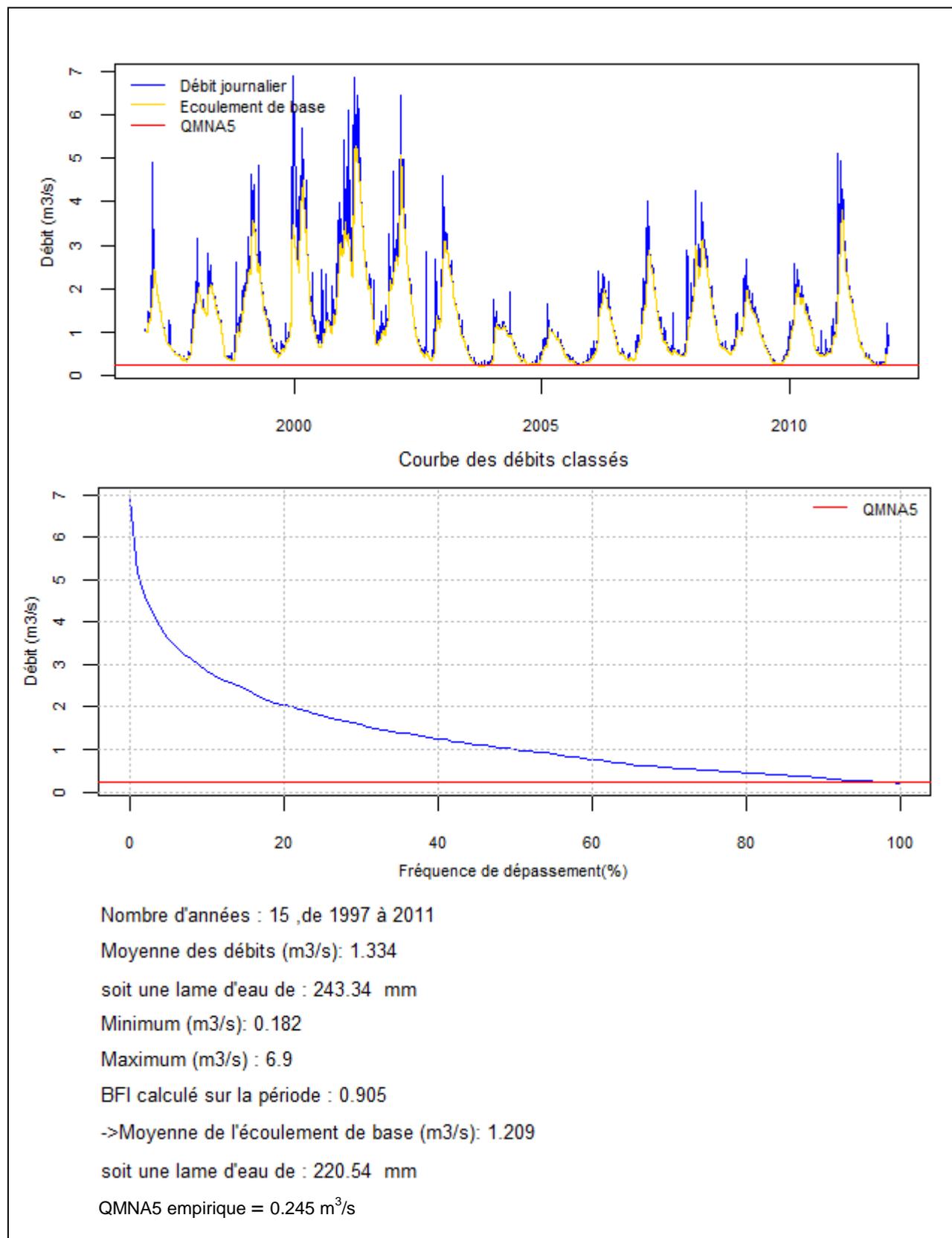


Figure 89 - Application de la méthode du BFI-W à l'Aube (Champagne)

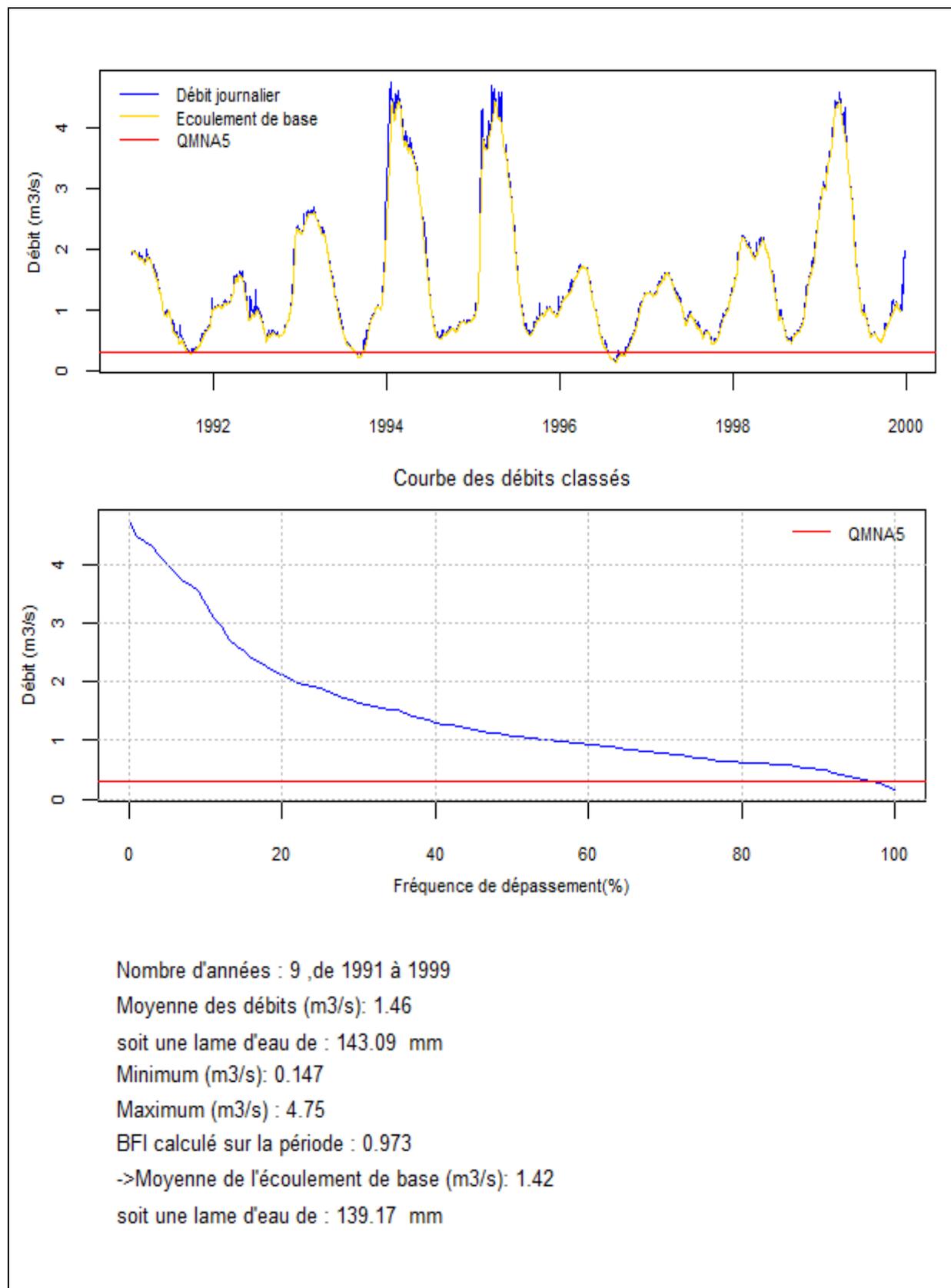


Figure 90 - Application de la méthode du BFI-W à la Retourne (Champagne)

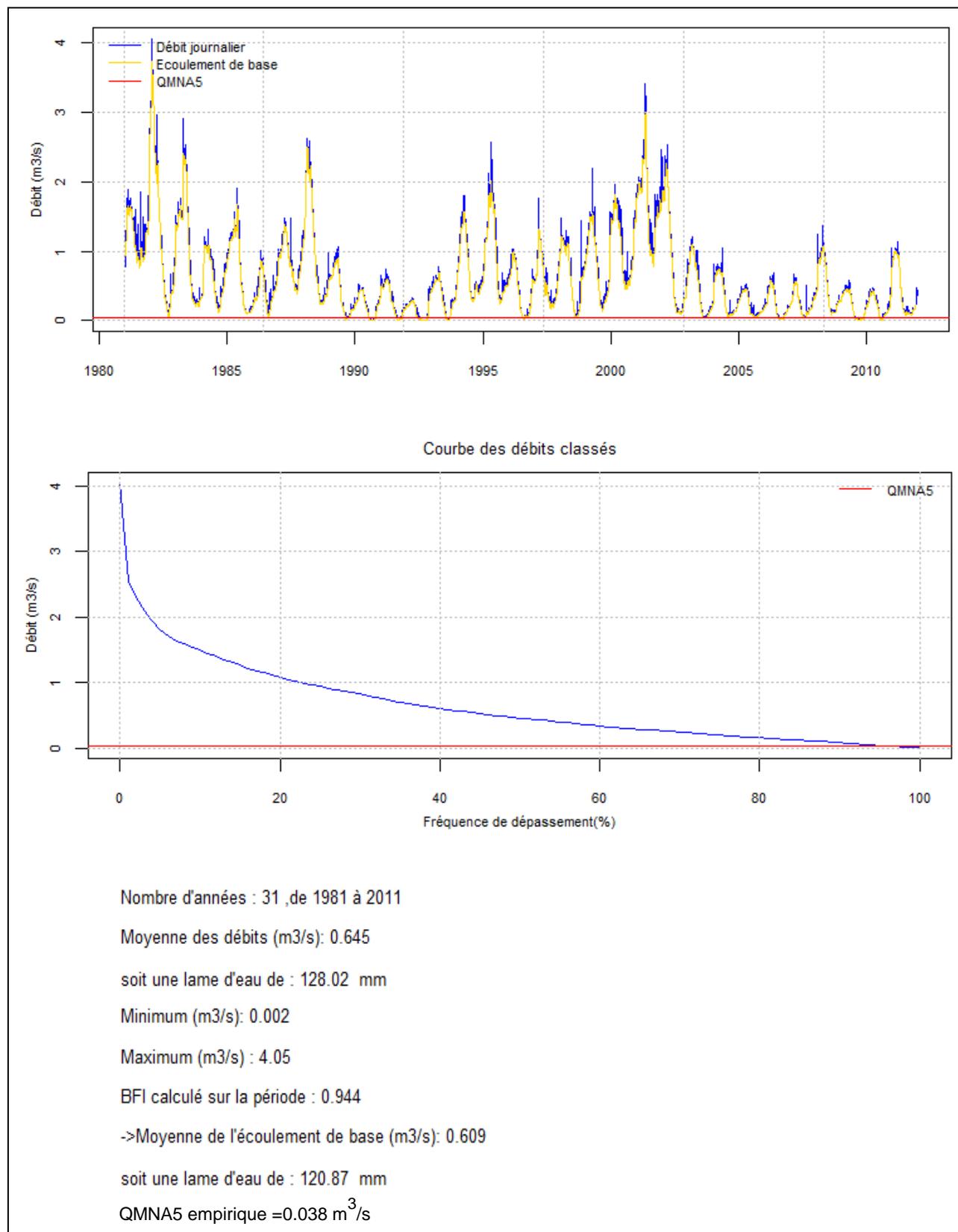


Figure 91 – Application de la méthode du BFI-W à l'Ardusson (Champagne)

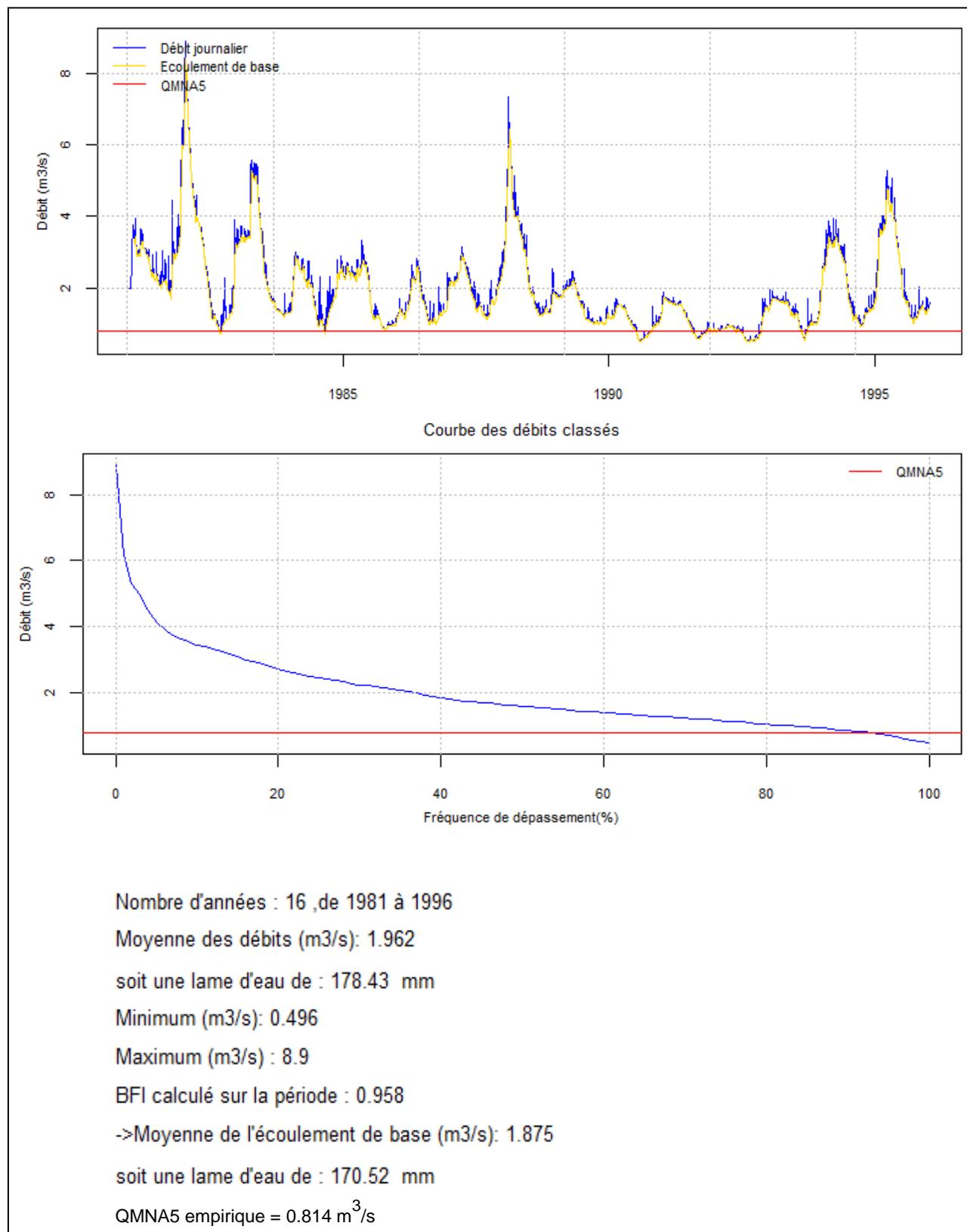


Figure 92 – La Vanne (Champagne) : écoulement de base et BFI calculés avec la méthode BFI-W

#### 9.5.4. Synthèse des résultats

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau 41 et reportés sur les figures 93 et 84.

Cours d'eau	IDPR	Écoulement souterrain (Gardénia) (mm)	Rapport Écoulement souterrain/ Pluie efficace % (Gardénia)	Écoulement de base BFI-W (mm)	BFI-W (%)
La Barbuise	433	135	78.5	122	96.9
L'Huitrelle	<b>401</b>	<b>191</b>	<b>92.3</b>	<b>197</b>	<b>97.4</b>
<b>L'Auve</b>	<b>604</b>	<b>220</b>	<b>82.4</b>	<b>221</b>	<b>90.5</b>
La Retourne (amont Poilcourt-Sidney)	372	117	63.2	139	97.3
L'Ardusson	<b>441</b>	<b>122</b>	<b>93.1</b>	<b>121</b>	<b>94.4</b>
La Vanne	518	188	85.1	171	95.8

Tableau 41 - Bassins versants de Champagne : comparaison des résultats Gardénia et BFI-W

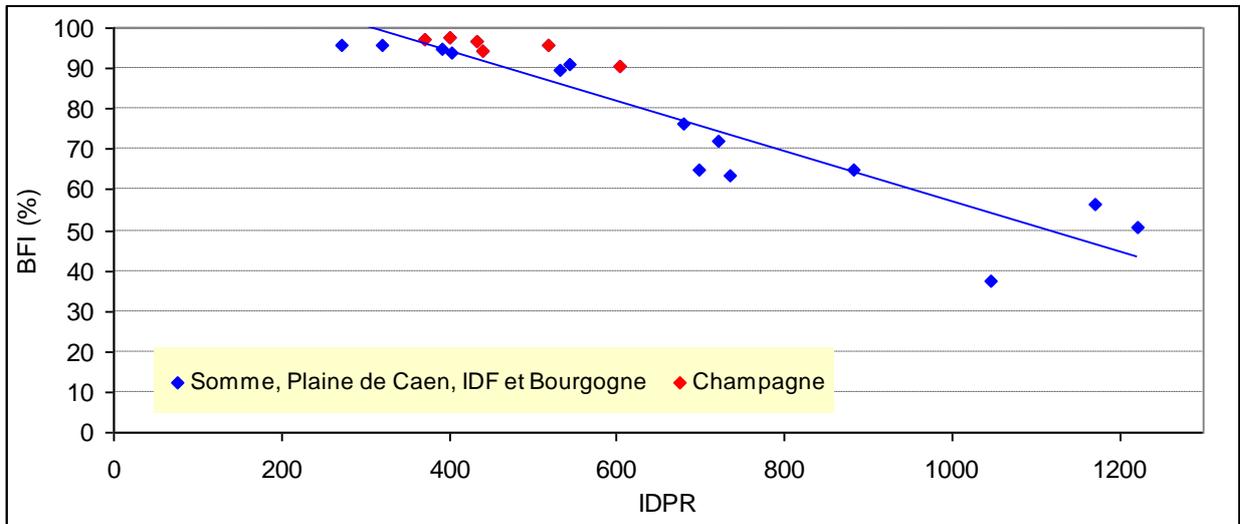


Figure 93 – Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF et Champagne : relation entre l'IDPR et le BFI

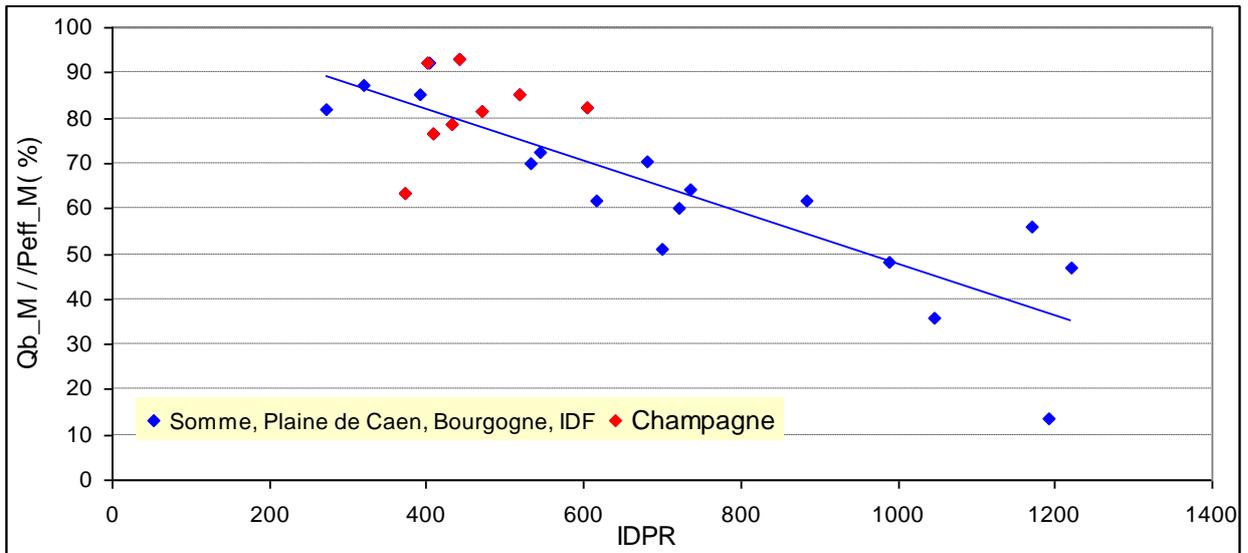


Figure 94 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF et Champagne : relation entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base /Pluie efficace ( $Qb_M / Peff_M$ )

## 9.6. TROIS BASSINS EN ZONE DE SOCLE

### 9.6.1. Bassins de l'Arguenon et du Gouët en Bretagne

Ces deux bassins ont fait l'objet d'une modélisation globale (F. Lucassou, B. Mougin, rapport BRGM/RP-64123-FR, 2015)

#### 9.6.1.1. Caractéristiques

##### ◆ Arguenon

L'Arguenon, fleuve côtier de l'Est des Côtes d'Armor, prend sa source dans les Landes du Mené et se jette dans la Manche à Notre Dame du Guildo, après un parcours de 64 km (figure 95). La superficie du bassin hydrographique est de 601 km<sup>2</sup>.

Le sous-sol du bassin est constitué de roches métamorphiques telles que des gneiss et des migmatites et de schistes gréseux du Briovérien plus ou moins altérés et métamorphisés.

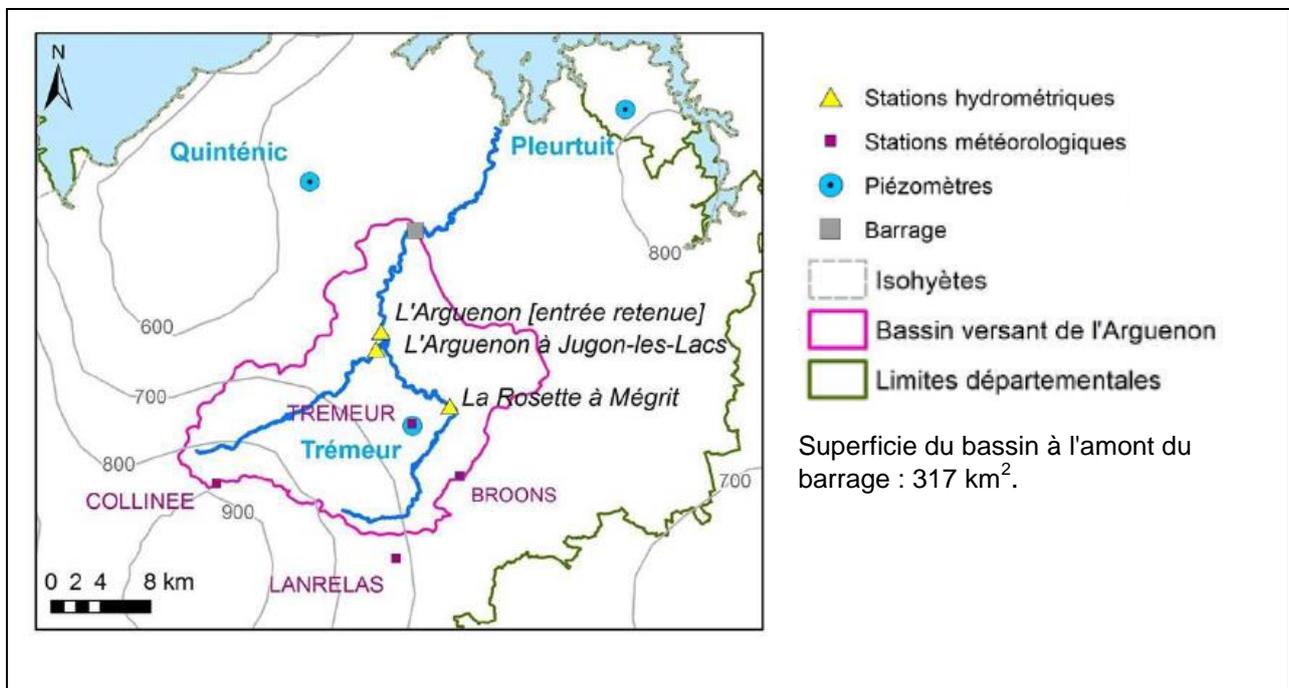


Figure 95 – Bassin versant de l'Arguenon, à l'amont du barrage.

Source: BRGM/RP-64123-FR

Il existe 3 stations de jaugeage : à Mégrit, à Jugon-les-Lacs et à l'entrée du barrage. C'est cette dernière station qui a été utilisée.

En amont du barrage de l'Arguenon, aucun prélèvement d'eau de surface n'est enregistré par l'Agence de l'Eau. Des prélèvements d'eau souterraine sont effectués en amont de l'Arguenon à Jugon (46 000 m<sup>3</sup> prélevés en 2011) et en amont de la Rosette à Mégrit (137 000 m<sup>3</sup> prélevés en 2011). Ces faibles volumes (lames d'eau inférieures à 1 mm/an) n'ont pas été pris en compte dans la modélisation.

##### ◆ Gouët

Le Gouët, long de 48 km se jette dans la Manche dans la Baie de Saint-Brieuc. Il traverse successivement des terrains paléozoïques (grès, calcaires et schistes ardoisiers), puis des formations essentiellement granitiques et, à l'aval, des roches volcaniques déformées.

Le débit du Gouët est enregistré à deux stations de jaugeage (figure 96) :

- Saint-Julien, à environ 8 km en amont du barrage de Saint- Barthélémy,
- Ploufragan, en aval immédiat du barrage.

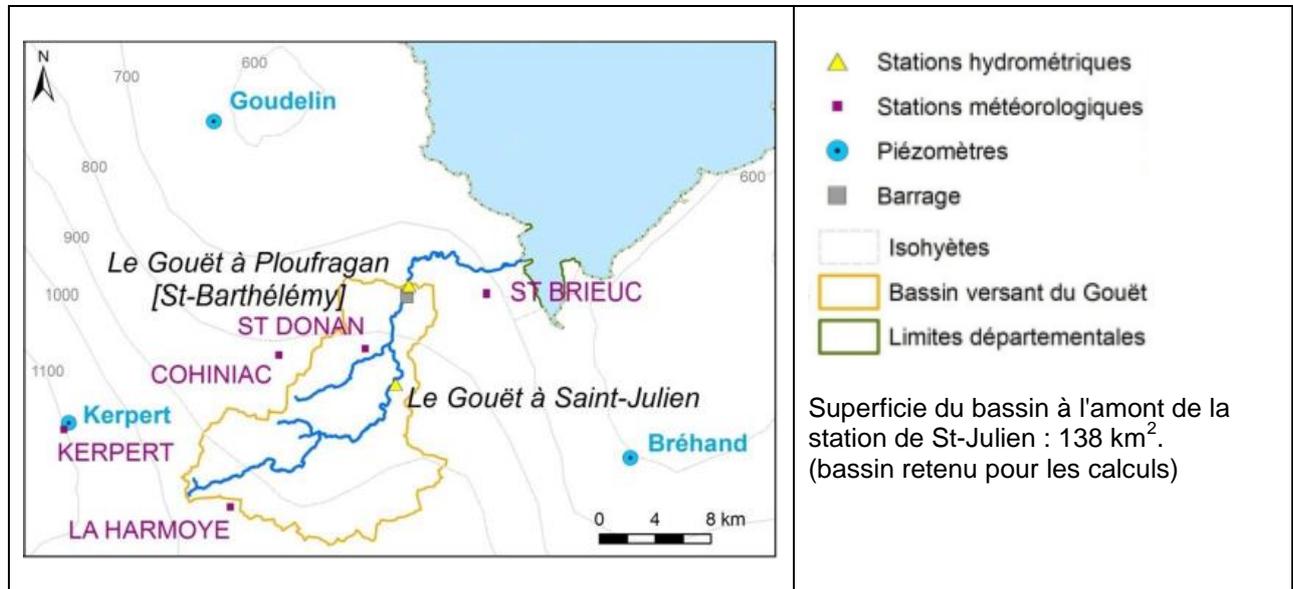


Figure 96 – Bassin versant du Gouët à l'amont de la station de Ploufragan  
Source: BRGM/RP-64123-FR

En amont du Gouët à Saint-Julien, seuls des prélèvements à usage industriel en eau souterraine sont recensés par l'Agence de l'Eau (175 000 m<sup>3</sup> prélevés en 2011). Comme dans le cas de l'Arguenon, ils sont peu importants et n'ont pas été pris en compte dans la modélisation qui a été réalisée en 2015.

#### 9.6.1.2. IDPR

L'IDPR moyen est 838 de pour le bassin de l'Arguenon (amont barrage) et de 1008 pour le bassin du Gouët (amont de la station de St-Julien).

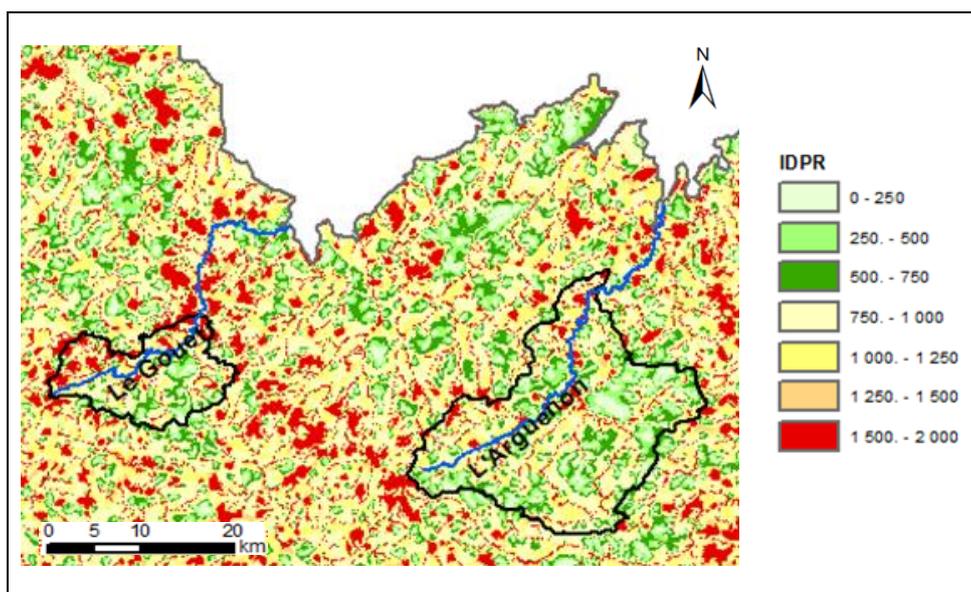


Figure 97 - IDPR dans les bassins de l'Arguenon et du Gouët

### 9.6.1.3. Modélisation globale

Des modélisations pluies-débits-niveaux ont été faites (logiciel Gardénia). Les débits sont ceux :

- de l'Arguenon à l'amont de la retenue. La superficie du bassin drainé est de 317 km<sup>2</sup>,
- du Gouët à l'amont de la station de St-Julien. La superficie du bassin est de 138 km<sup>2</sup>.

Les résultats du calage sur les débits sont présentés par la figure 98.

Les modélisations ont permis de quantifier la contribution des eaux souterraines au débit total des cours d'eau. Sur la période 1994-2012, la contribution moyenne annuelle est d'au moins 23% et au plus 58%. C'est sur le bassin du Gouët que la contribution des eaux souterraines au débit du cours d'eau est la plus élevée ; elle est moindre sur le bassin de l'Arguenon.

Pour ces 2 bassins le tableau 42 indique les valeurs de pluie efficace et du *rapport Ecoulement lent / Pluie efficace* obtenues après calage (dans la terminologie de Gardénia, l'écoulement lent correspond à l'écoulement souterrain, c'est-à-dire ce qui est appelé dans ce rapport l'écoulement de base). Le tableau indique aussi les valeurs du critère d'ajustement de Nash pour le débit.

Bassin versant	Pluie efficace modélisée (mm)	Écoulement souterrain (mm)	Écoulement souterrain / Pluie efficace (%)
Arguenon (en entrée de retenue)	230	127	55.2
Gouët (station de St-Julien)	383	242	63.2

Tableau 42 – Pluie efficace et rapport Ecoulement de base / Pluie efficace (résultats Gardénia)

Rappelons que l'écoulement souterrain dans la terminologie du logiciel Gardénia est assimilable à l'écoulement de base.

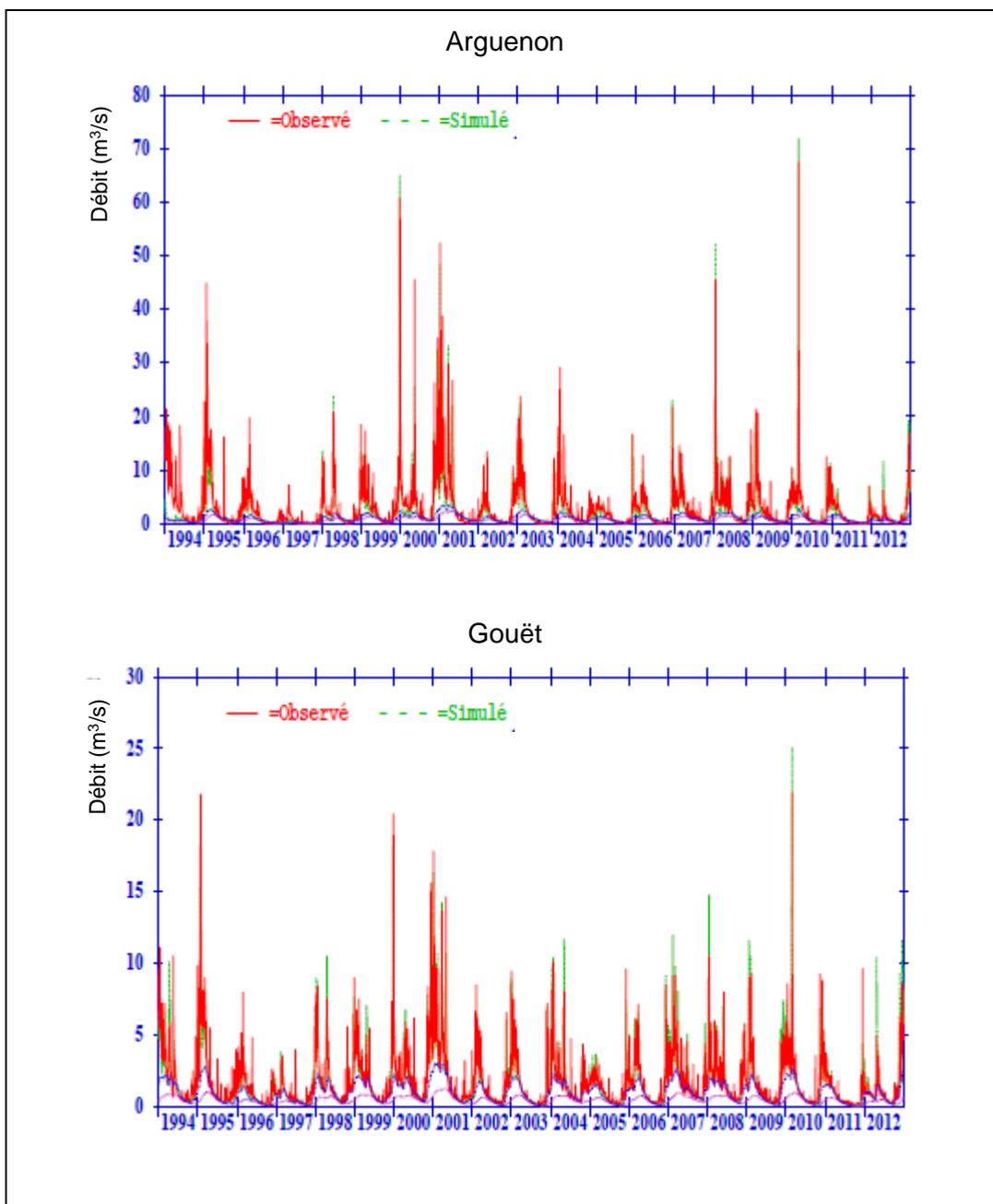


Figure 98 – Arguenon et Gouët : résultats du calage sur les débits (Logiciel Gardénia)  
Source: BRGM/RP-64123-FR

9.6.1.4. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI

La figure 99 présente les résultats obtenus pour l'Arguenon en appliquant la méthode du BFI-W.

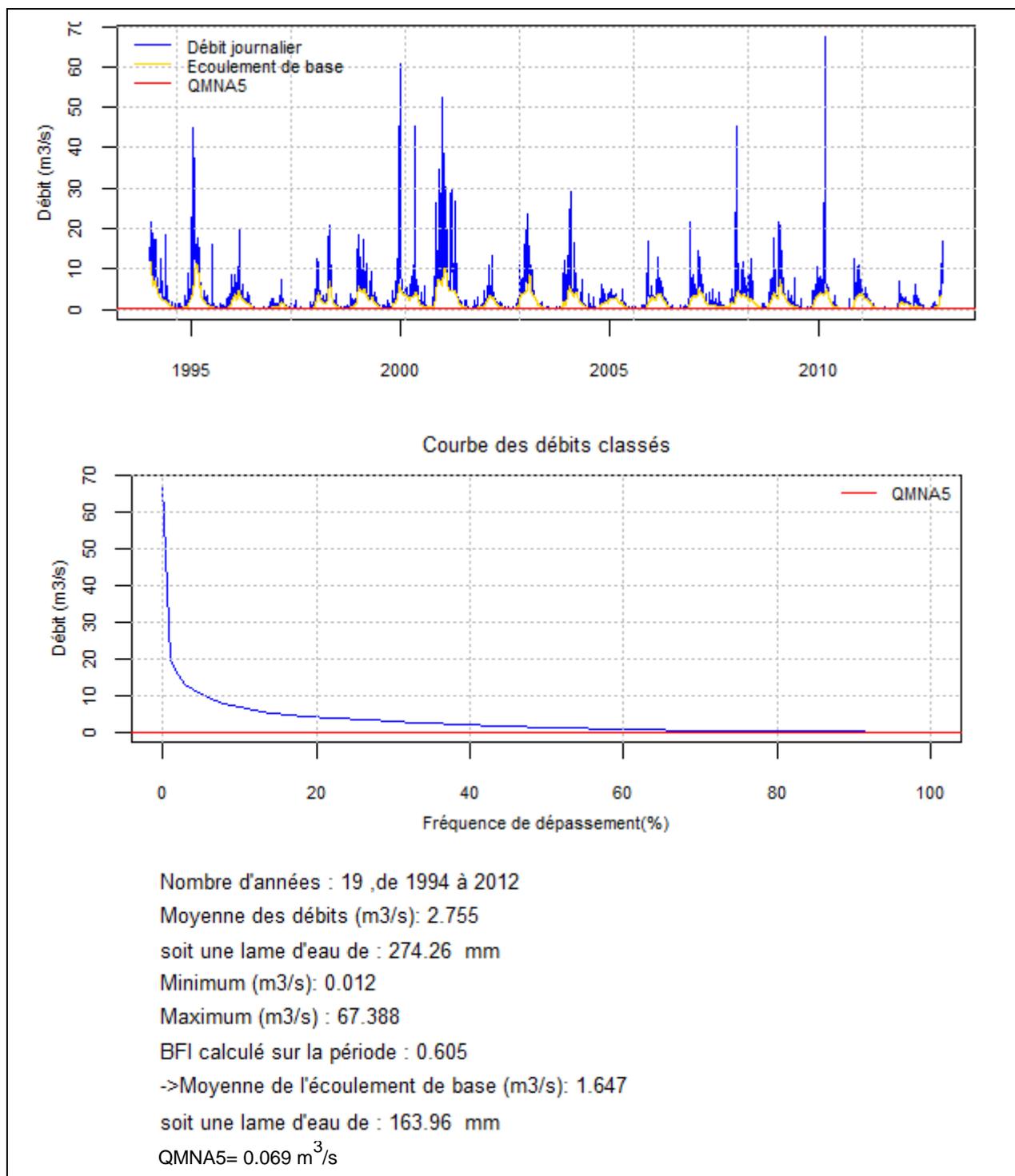


Figure 99 – Application de la méthode du BFI-W au bassin de l'Arguenon  
 Ecoulement souterrain Gardénia : 127 mm ( 55% de la pluie efficace)

La figure 100 présente les résultats obtenus pour le Gouët en appliquant la méthode du BFI.

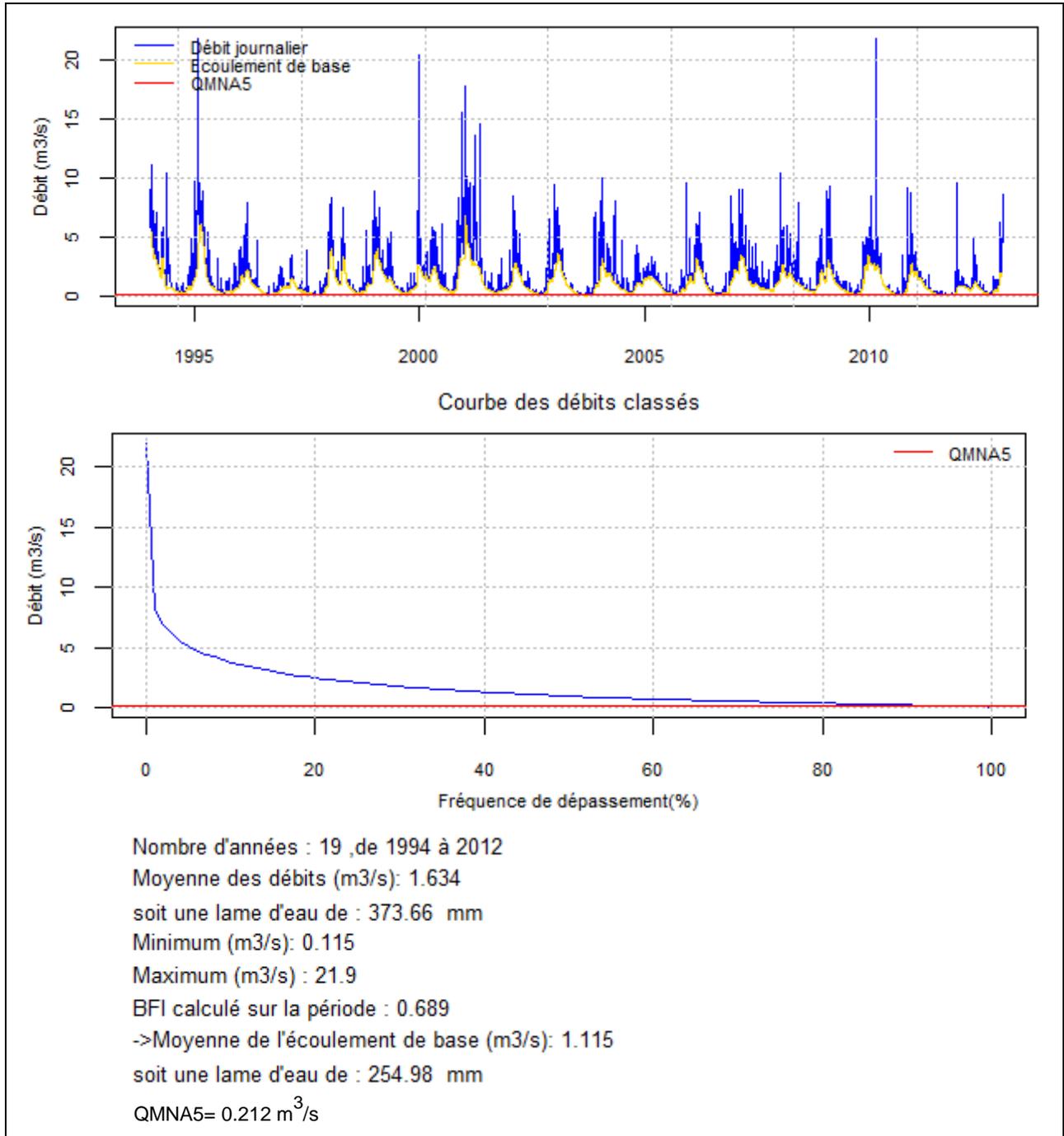


Figure 100 – Application de la méthode du BFI-W au bassin du Gouët  
 Ecoulement souterrain Gardénia : 242 mm ( 63 % de la pluie efficace)

## 9.6.1.5. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA

Les coefficients de récession, nécessaires au programme RORA, ont été calculés avec la méthode MRC-Corrélation et MRC-IRS (tableau 43). Les diagrammes ( $Q_{t-1}, Q_t$ ) sont présentés par la figure 101.

Bassin versant	Méthode MRC-corrélation	Méthode MRC-IRS
Arguenon	8.5 jours	12 jours
Gouët	11 jours	16 jours

Tableau 43 – Coefficients de récession du Fusain et du Grand Morin

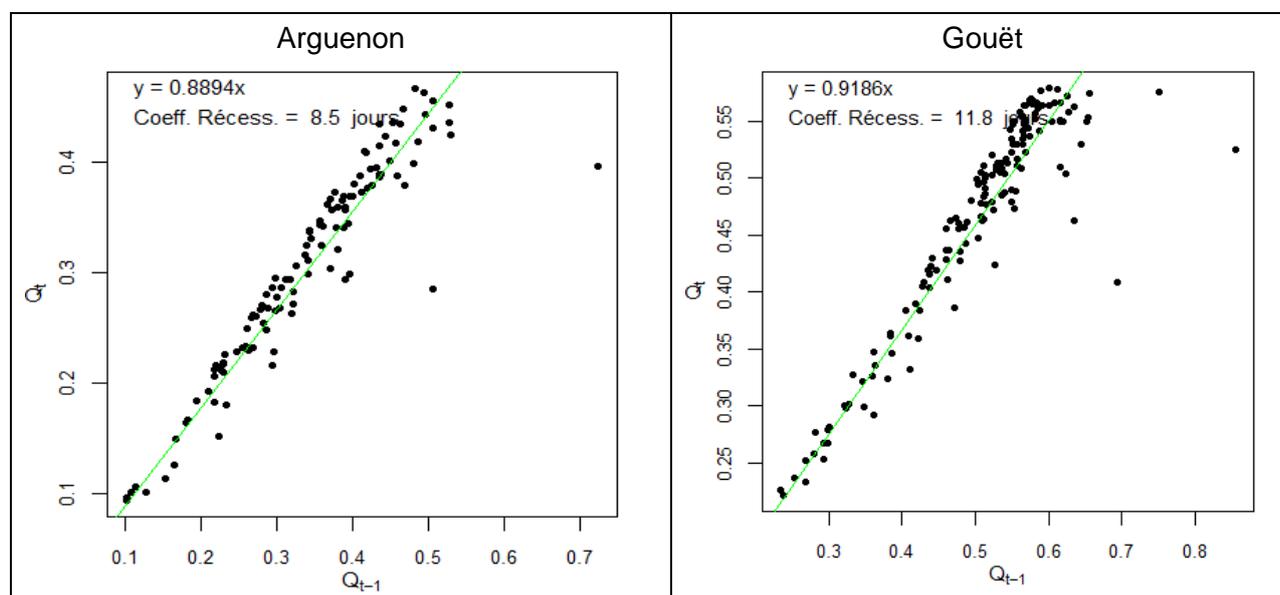


Figure 101– Coefficients de récession des chroniques de débits de trois cours d'eau (Ile-de-France)

Le coefficient de récession moyen dans le bassin du Gouët est un peu plus élevé que dans le bassin de l'Arguenon, différence de comportement que les courbes de débits classés font aussi apparaître.

Le tableau 44 permet de comparer les écoulements de base calculés avec les trois méthodes utilisées : BFI-W, PART et RORA.

Bassin versant	Écoulement de base BFI-W (mm)	BFI-W (%)	Écoulement de base PART (mm)	BFI-PART (%)	Écoulement de base RORA (mm)	BFI-RORA (%)
Arguenon	164	60.5	189	69.0	159	58.0
Gouët	255	68.9	296	79.3	244	65.3

Tableau 44 – Comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W, PART et RORA

Les valeurs du BFI\_PART sont nettement supérieures à celles du BFI-W et du BFI-RORA.

### 9.6.2. Bassin de l'Isle

Le bassin de l'Isle (dans le Massif Central) a été choisi en complément des deux bassins de socle précédents. Il n'a pas fait l'objet de modélisation.

#### 9.6.2.1. Caractéristiques

La superficie du bassin de l'Isle versant relativement à la station de Cognac (figure 102) est de 432 km<sup>2</sup>.

Le bassin est situé dans une région de socle granito-gneissique. Au-dessus de ces formations une couche d'altérites de 10 à 15 m d'épaisseur s'est développée.

l'IDPR moyen est de 1092.

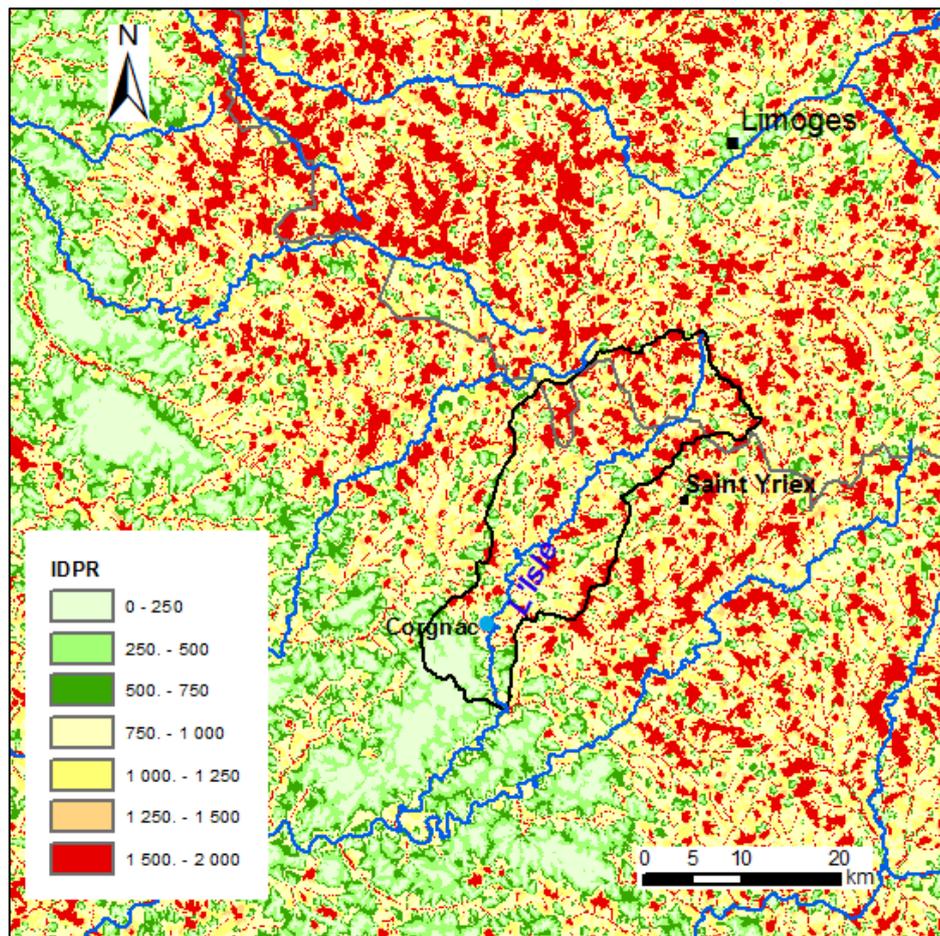


Figure 102 – Bassin hydrographique de l'Isle et IDPR

#### 9.6.2.2. Calcul de l'écoulement de base avec la méthode du BFI-W

La figure 103 présente les résultats obtenus en appliquant la méthode du BFI-W.

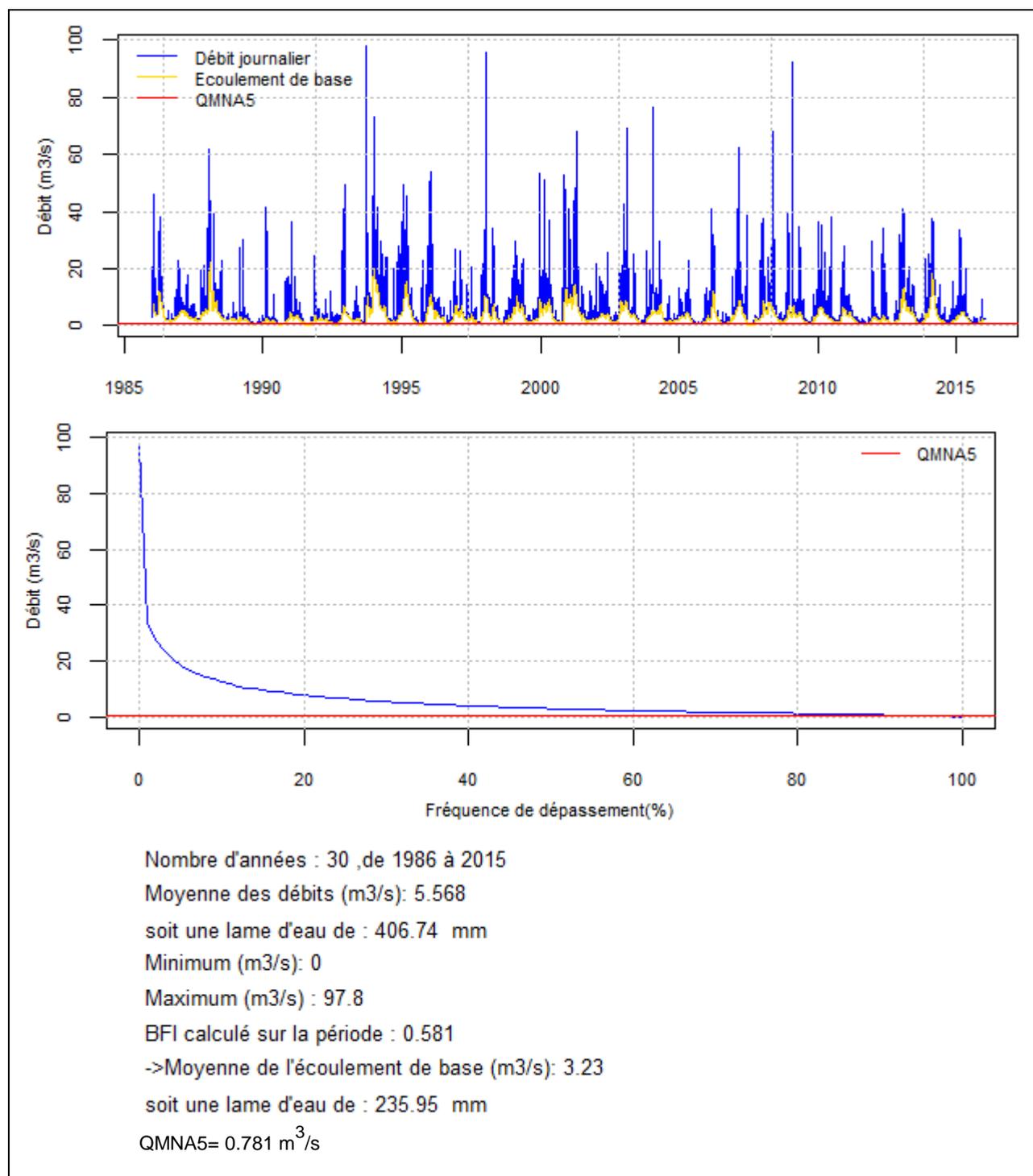


Figure 103 – Application de la méthode du BFI-W au bassin de l'Isle

### 9.6.2.3. Calcul de l'écoulement de base avec les méthodes PART et RORA

Le coefficient de récession calculé avec la méthode MRC-corrélation est de 13 jours (fig. 104).

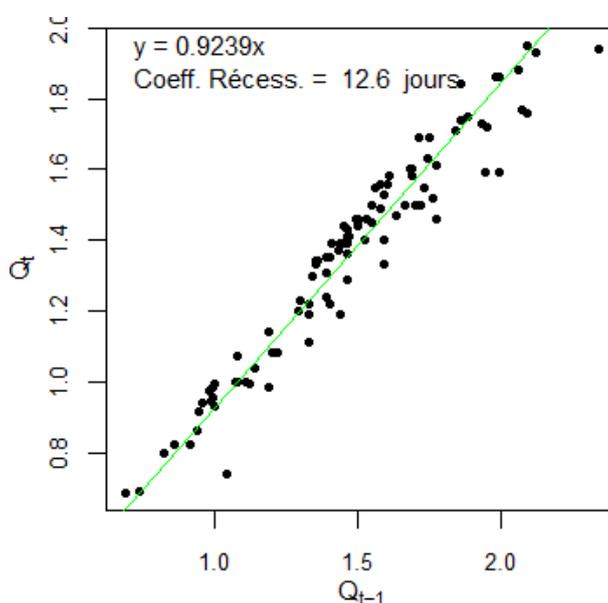


Figure 104 – Diagramme  $Q_{t-1}$ - $Q_t$  de la méthode MRC-corrélation

Le tableau 45 permet de comparer les écoulements de base calculés avec les trois méthodes utilisées : BFI-W, PART et RORA.

Écoulement de base BFI-W (mm)	BFI-W (%)	Écoulement de base PART (mm)	BFI-PART (%)	Écoulement de base RORA (mm)	BFI-RORA (%)	BFI moyen
236	58.1	233	57.2	215	53.0	56.1

Tableau 45 – Comparaison des écoulements de base calculés avec BFI-W, PART et RORA

Les 3 méthodes fournissent des résultats à peu près identiques.

### 9.5.4. Synthèse des résultats

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau 46 et reportés sur les figures 105 et 106.

Cours d'eau	IDPR	Rapport Écoulement souterrain / Pluie efficace % (Gardénia)	BFI-W (%)
Arguenon	838	55.2	59.3
Gouet	1008	63.2	67.1
Isle	1092		56.1

Tableau 46 - Bassins versants de Bretagne et Limousin : comparaison des résultats Gardénia et BFI-W

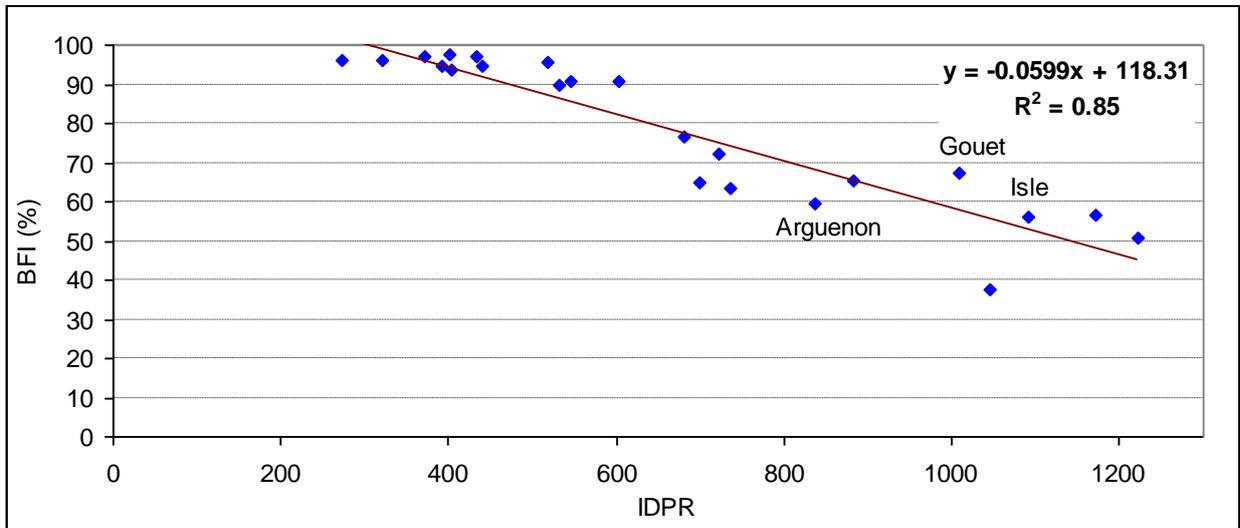


Figure 105 – Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF, Champagne, Bretagne et Limousin : relation entre l'IDPR et le BFI

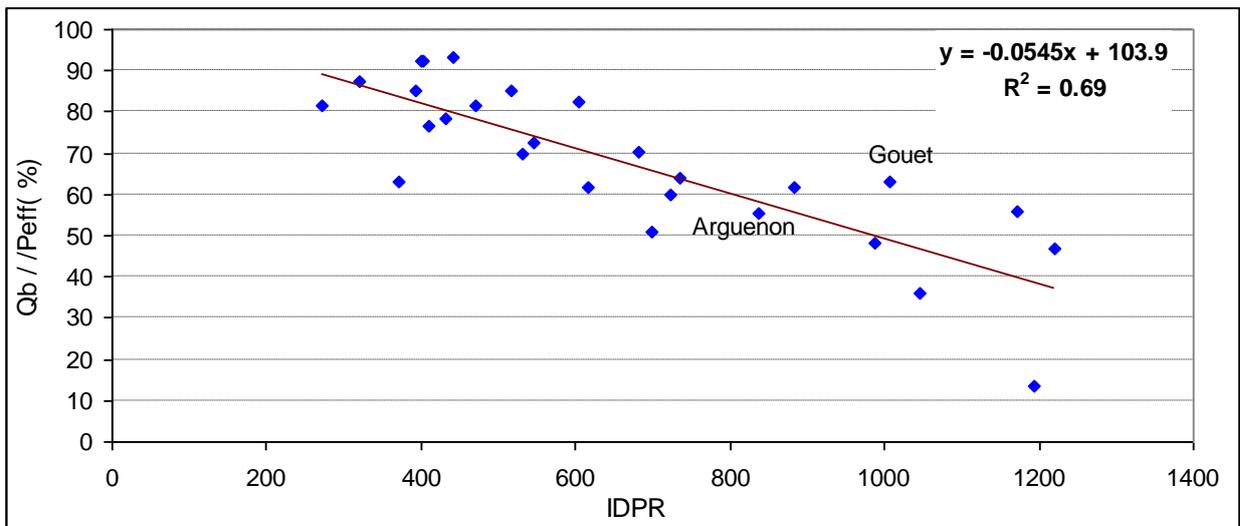


Figure 106 - Bassins de la Somme, de la plaine de Caen, de Bourgogne, IDF, Champagne, Bretagne : relation entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base /Pluie efficace ( $Q_b/P_{eff}$ )

## 9.7. SYSTÈMES KARSTIQUES

Le problème de la recharge des aquifères karstiques a été abordé dans une étude spécifique, menée en concertation avec le présent travail, dans le cadre d'une Convention de recherche et développement entre l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse et le BRGM.

La première phase de cette étude (2014-2015) a fait l'objet du rapport suivant, auquel on pourra se reporter :

Caballero et al. (2015) - *Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône Méditerranée Corse. Rapport de fin de 1ère année*. BRGM/RP-64779-FR

Cinq systèmes karstiques, situés dans des contextes géographiques et climatiques contrastés ont été étudiés en détail : il s'agit des hydrosystèmes de la Loue et du Lison dans le Jura, des Gillardes dans le Devoluy, de la Fontaine de Vaucluse et du Lez en bordure méditerranéenne.

A ces systèmes, plusieurs méthodes d'évaluation de la recharge ont été appliquées, rassemblées dans un outil appelé ESPERE. A partir d'un jeu de données fourni a priori au pas de temps journalier, ESPERE calcule la pluie efficace et/ou la recharge sur un bassin d'alimentation selon les méthodes suivantes, que l'on peut ranger dans 4 catégories :

- méthodes empiriques basées sur les données climatiques (précipitations, température) : Guttman & Zukerman (recharge annuelle), Turc (pluie efficace annuelle), Kessler (recharge annuelle) ;
- méthodes de bilans hydrologiques (calcul de la pluie efficace) basées sur les données climatiques (précipitations, ETP, température) : Thornthwaite et Dingman (avec ou sans neige et avec deux types d'ETP) ;
- méthode exploitant les chroniques piézométriques : Water Table Fluctuation, calculée selon la procédure RISE de l'USGS (recharge annuelle) ;
- méthodes de décomposition d'hydrogrammes, dont la méthode du BFI de Wallingford et la méthode des filtres récurifs de Chapman et d'Eckhardt.

Les recharges moyennes ainsi que leur dispersion sur la période 1998-2011 ont été estimées pour chaque méthode et chaque système étudié ; les résultats ont été discutés puis comparés entre eux et à des calculs de recharge effectués dans le cadre d'études spécifiques réalisées sur ces aquifères (généralement par modélisation). Lorsqu'aucune modélisation n'était disponible sur l'aquifère étudié, le logiciel de modélisation globale GARDENIA a été utilisé pour avoir un élément de comparaison.

Les valeurs de recharge fournies par SURFEX ont été aussi intégrées aux comparaisons ; elles sont inférieures en moyenne aux valeurs obtenues avec l'ensemble des autres méthodes, ce qui confirme la tendance du schéma SURFEX à surestimer l'évapotranspiration réelle dans les secteurs karstiques (Quintana Seguí et al, 2009).

Par ailleurs, la confrontation avec l>IDPR n'a pas permis d'établir pour les 5 hydrosystèmes étudiés une relation entre l>IDPR et les coefficients d'infiltration obtenus avec l'outil ESPERE: 3 systèmes ont des coefficients d'infiltration importants, en contradiction avec les fortes valeurs d>IDPR calculées sur ces systèmes.

A l'issue de cette première phase d'études, les constats suivants ont été faits :

d'une part,

*" En conclusion, il apparaît qu'aucune méthode parmi celles qui ont été identifiées ne permet de caractériser de manière indiscutable la recharge d'un aquifère karstique. Si certaines méthodes peuvent raisonnablement être laissées de côté au vu de leurs résultats rarement en accord*

*avec les autres (Filtre de Chapman) ou difficiles à mettre en œuvre faute de données ou dont la représentativité est discutable dans ce type de formation géologique (méthode WTF), il apparaît prudent de les mettre en œuvre de manière conjointe..... "*

et d'autre part,

*" Pour une estimation correcte de la recharge au pas de temps annuel et mensuel sur les aquifères karstiques, il est donc préconisé, à ce stade de l'étude, d'utiliser les différentes méthodes de bilan et de filtre de débits "*.





## 10. Conclusions

De cette étude, de celle menée sur les systèmes karstiques dans le bassin Rhône-Méditerranée, et de celles qui ont été menées en de nombreux pays, dans des contextes hydrogéologiques très différents les uns des autres, il ressort qu'il n'existe pas de méthode "analytique" d'évaluation de la recharge qui l'emporterait sur toutes les autres. Chaque méthode repose sur des hypothèses et des approximations qui ont pour conséquence une incertitude sur les valeurs de recharge obtenues.

Les trois méthodes qui ont été utilisées ici sont basées sur la décomposition d'hydrogrammes. Elles ont été appliquées à 29 bassins versants et leurs résultats ont été comparés entre eux et, quand cela était possible, aux résultats de modèles globaux et spatialisés. Ces méthodes ont permis de calculer un Base Flow Index (BFI) sur une longue période de temps (supérieure à 10 ans le plus souvent), c'est-à-dire le rapport entre un écoulement de base, contribution des eaux souterraines au débit du cours d'eau, et le débit total du cours d'eau.

- L'inter-comparaison des 3 méthodes montre en général une bonne convergence des résultats. La méthode du BFI-W, totalement automatisée, est simple à utiliser. Elle est disponible dans un environnement R (cette étude) et dans un environnement Excel (outil ESPERE).

La méthode du BFI-RORA est plus délicate à mettre en œuvre : elle nécessite le calcul préalable d'un coefficient de récession "maître" supposé s'appliquer à toutes les périodes de récession de l'hydrogramme. Ce calcul peut être réalisé à l'aide de plusieurs méthodes (cf. § 7.3) qui nécessitent une analyse préalable de la chronique de débits et de la courbe des débits classés. Un deuxième paramètre est nécessaire au programme RORA : le temps moyen qui s'écoule entre un "pic" de débit et le début de la période de récession ("Condition d'antécédence"). Les résultats en dépendent de façon sensible.

La méthode s'utilise avec le programme RORA de l'USGS.

La méthode du BFI-PART est une méthode intermédiaire qui nécessite aussi d'introduire une "condition d'antécédence". Elle est apparue moins performante que les méthodes BFI-W et BFI-RORA.

La méthode s'utilise avec le programme PART de l'USGS.

- La comparaison avec les résultats issus d'un modèle global conceptuel (logiciel Gardénia) n'a pas toujours été ni possible ni probante :

- d'une part, en raison de la difficulté de bien différencier l'écoulement souterrain de l'écoulement de surface : dans le cas d'un milieu très fissuré/fracturé, une partie de l'écoulement souterrain est intégré à l'écoulement "rapide" de surface (cas des 6 bassins versants de Bourgogne étudiés) ;
- d'autre part, en raison de la non-unicité possible de la décomposition entre "Ecoulement lent" et "Ecoulement rapide" : *"il faut être prudent dans l'interprétation de cette décomposition, dont on ne peut pas toujours garantir qu'elle soit unique"* (J.J. Seguin, D. Thiéry, 2008).

Des convergences de résultats apparaissent dans quelques cas, plus dans la comparaison entre les BFI des méthodes analytiques et le rapport Ecoulement souterrain / Pluie efficace des modèles globaux que dans la comparaison des valeurs de recharge.

- La comparaison avec les résultats du modèle de la Somme, sur 3 bassins (Avre, Hallue, et Selle) montre par contre une bonne correspondance non seulement en termes de valeurs de la recharge mais aussi en termes de ratios. La correspondance est moins bonne avec les bassins modélisés de la Plaine de Caen, le calage sur les débits étant moins bon avec ce modèle qu'avec le modèle de la Somme.

Comme en témoigne l'abondance d'articles qui leur sont consacrées, les méthodes de décomposition d'hydrogrammes pour obtenir une estimation de la recharge sont souvent utilisées, mais avec des mises en garde sur leurs limites, mentionnées dans les extraits d'articles du tableau 48 ci-après.

Pour conforter les résultats, l'utilisation de plusieurs méthodes est souhaitable en recourant in fine "à un bon jugement hydrogéologique" (D. P. Mau, T.C. Winter, 1997).

Compte tenu de l'intérêt de ces méthodes de décomposition d'hydrogrammes, malgré quelques limitations, et de l'intérêt de l'IDPR, il nous a semblé intéressant au cours de cette étude, pour mettre en œuvre le test "Balance", de rechercher une estimation de la recharge à partir des relations entre l'IDPR et le BFI d'une part et entre l'IDPR et le rapport Ecoulement de base/ Pluie efficace ( $E_b / P_{eff}$ ) d'autre part. L'étude réalisée permet en effet de montrer qu'il existe une relation approximativement linéaire (qu'il faudrait renforcer par de nouveaux résultats) entre ces ratios et l'IDPR.

Remarque : une comparaison rigoureuse entre ces deux rapports,  $BFI = E_b/Q$  et  $E_b/P_{eff}$ , impliquerait que la pluie efficace moyenne sur la période considérée soit en totalité à l'origine du débit moyen  $Q$  du cours d'eau sur cette période, ce qui supposerait un bassin "fermé" et un cours d'eau en régime naturel.

A partir des équations de régression des figures 105 et 106 du § 9.5 ci-dessus on obtient, pour le rapport Ecoulement de base / Pluie efficace d'une part et le BFI (Ecoulement de base / débit total) d'autre part, les valeurs suivantes (tableau 47) :

IDPR	$Q_b/P_{eff}$ (%)	BFI (%)	Ecart
200	93	>95	
300	88	>95	
400	82.1	94.4	12.3
500	76.7	88.4	11.7
600	71.2	82.4	11.2
700	65.8	76.4	10.6
800	60.3	70.4	10.1
900	54.9	64.4	9.6
1000	49.4	58.4	9.0
1100	44.0	52.4	8.5
1200	38.5	46.4	7.9
1300	33.1	40.4	7.4
1400	27.6	34.4	6.8

Tableau 47 – Valeurs théoriques issues des équations de régression entre IDPR, BFI et  $Q_b/p_{eff}$

D. P. Mau, T.C. Winter, Estimating groundwater recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Groundwater*, vol.35, n°2, 1997

*"For estimating the baseflow component of streamflow, good hydrologic judgment is needed to use any of the approaches presented herein effectively. For example, decisions need to be made on the most appropriate base of surface runoff to use for the graphical partitioning method, and on the appropriate filter constant to use for the digital filtering method. Therefore, it is recommended that several approaches be compared to arrive at the best general estimate of the baseflow component of streamflow".*

Brodie RS, Hostetler S. A review of technique for analysing baseflow from stream hydrographs Report to the Executive Steering Committee for Australia's Water Resource Information (ESCAWRI). Bureau of Rural Sciences, Canberra.

*"Baseflow analysis of stream hydrographs can provide valuable insights into how groundwater contribution to stream flow changes through time. A distinct advantage of the approach is that it uses stream flow data that is routinely collected and placed in the public domain. This means that baseflow analysis can be readily undertaken as a desktop study prior to any detailed field investigations*

*Baseflow conditions are commonly assumed to be entirely groundwater discharge, which may not always be valid. The method cannot be applied in rivers that are regulated or have significant diversions or extractions, or have large natural storages such as lakes or wetlands. The overall water budget and management regime for the river needs to be considered when evaluating the significance of groundwater to the baseflow signal. This may mean that other methods such as environmental tracers (like major ions, stable isotopes or radon) or hydrometric analysis (comparing river levels with nearby groundwater levels to define hydraulic gradients) may need to be used to confirm groundwater discharge to the river".*

D. Nelms, K.J. McCoy - Annual and Average Estimates of Water-Budget Components Based on Hydrograph Separation and PRISM Precipitation for Gaged Basins in the Appalachian Plateaus Region, 1900–2011. Data Series 944 USGS – Technical report 2015

*"Risser and others (2005) state that base flow is not equivalent to recharge, but it is often used as a proxy for recharge when underflow, evapotranspiration from riparian vegetation, and other losses of groundwater from the watershed are assumed to be minimal. Base flow is the groundwater discharge component of streamflow (U.S. Geological Survey, 1989). Two fundamental assumptions are that base flow equals groundwater discharge and that groundwater discharge approximately equals groundwater recharge when compiled over a long period of time (1 year or more) (Trainer and Watkins, 1975; Richardson, 1982; Risser and others, 2005)...*

*Because the hydrograph-separation techniques can produce different estimates for a given area and time period, Risser and others (2005) note that users should determine which estimate, if any, best represents recharge in their particular watershed or area".*

Tableau 48 – Quelques points de vue sur les méthodes d'évaluation de la recharge, dont le calcul du base flow.

Ces valeurs sont bien sûr très théoriques. Elles permettent néanmoins de proposer la classification suivante, établie qualitativement à partir des deux rapports BFI et  $E_b/P_{\text{eff}}$  :

IDPR	Recharge / Pluie efficace (%)
< 400	>90 %
400 à 500	80 à 90 %
500 à 700	70 à 80 %
700 à 900	60 à 70 %
900 à 1000	50 à 60 %
1000 à 1200	40 à 50 %
>1200	<40 %

Tableau 49 – Proposition de valeurs de coefficients d'infiltration en fonction de l'IDPR

Pour le test « *balance* », qui doit être réalisé sur une période assez longue, cette classification se prête aisément à la construction d'une grille nationale à partir de la carte nationale de l'IDPR et de la pluie efficace moyenne fournie par Météo-France sur la période de référence 1981-2010 (mailles de 8 km de côté, figure 10 § 4.2.5.). Son application aux systèmes karstiques reste néanmoins à éviter au vu des résultats de l'étude de Caballero et al. (2015).

Si les prélèvements dans un bassin sont peu importants, l'écoulement de base peut être assimilé à la recharge. Dans le cas contraire, il faut les ajouter à l'écoulement de base pour obtenir la recharge.

Enfin, le recours à l'IDPR et à cette classification n'exclut pas l'utilisation conjointe de méthodes testées dans cette étude et dans celle de Caballero et al. (2015), recommandation faite non seulement dans ces deux études mais aussi dans de nombreuses autres sur le thème de la recharge (cf. en particulier tableau 48).

Par ailleurs, les tests effectués dans les différents bassins hydrographiques (§ 2.3) montrent que le ratio Prélèvement/Recharge est rarement supérieur à 0,2. La valeur seuil pourrait être maintenue à 1 (ou abaissée) et modulée en fonction de l'importance de la baisse constatée des niveaux. Un coefficient de modulation pourrait être ainsi défini :

$$CM = \frac{H(t) - H_{al}}{H_{ini} - H_{al}}$$

H est le niveau de la nappe à la date du test  
 $H_{ini}$  est un niveau initial caractérisant le début de la chronique  
 $H_{al}$  est un niveau d'alerte

Ce coefficient varie entre 0 (le niveau d'alerte est atteint) et 1 (on retrouve l'état initial après une baisse. Il peut être supérieur à 1 si les niveaux remontent).

Le seuil d'alerte pourrait être le seuil d'alerte des indicateurs de gestion. Une telle modulation permettrait de prendre en compte des situations critiques que le seul rapport Prélèvements/Recharge ne laisserait pas transparaître.



## Références bibliographiques

- Andreo, B., J. Vías, J. J. Durán, P. Jiménez, J. A. López-Geta and F. Carrasco (2008), Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain, *Hydrogeology Journal*, 16(5), 911-925.
- Arnold, J.G., Allen, P.M., Muttiah, R., and Bernhardt, G. (1995) - Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground Water*, v. 33, no. 6, p. 1010–1018.
- Brodie R.S., Hostetler S. (2003) - A review of technique for analysing baseflow from stream hydrographs. Report to the Executive Steering Committee for Australia's Water Resource Information (ESCAWRI). Bureau of Rural Sciences, Canberra.
- Chapman, T.G., 1991. Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses" by R. J. Nathan and T. A. McMahon. *Water Resources Research*, 27, 1783–1784.
- Chapman, T., 1999. A comparison of algorithms for streamflow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 3, 701–714.
- Crosbie, R.S., Binning, P., and Kalma, J.D., 2005 - A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41,W01008, doi:10.1029/2004WR003077
- Delin, G., et al., 2007 - Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334 (1–2), 231–249.
- Eckhardt K., 2005 - How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrology Processes* 19(2), 507–515.
- Eckhardt K., 2008 - A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352, 168– 173
- Gburek, W.J. and Folmar G.J., 1999 - A ground water recharge field study: site characterization and initial results. *Hydrological Processes* 13, 2813-2831.
- Gustard, A., 1983 – Regional variability of soil characteristics for flood and low flow estimation. *Agricultural Water Management*, (2-3), 255-268.
- Gustard, A., Bullock, A., Dixon, J. M., 1992 - Low flow estimation in the United Kingdom. Wallingford, Institute of Hydrology, 88pp. (IH Report No.108).
- Gustard, A. & Demuth, S., 2009 (Eds) - Manual on Low-flow Estimation and Prediction. Operational Hydrology. Report No. 50, WMO-No. 1029.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Viennot, P. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6).
- Halford K J and Mayer G C 2000 Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from streamflow-discharge records. *Ground Water* 38(3), 331–342.
- Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002 - Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 91-109.
- Healy, R.W., 2010 - Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.

- Hisdal H., Tallaksen L.M., Clausen B., Peters E., Gustard A. , 2004 – Hydrological drought characteristics. In : Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater (Tallaksen L.M., Henny H.A.J. van Lanen, eds). Developments in Water Sciences, Elsevier (pp. 139-198).
- Maréchal J.C., Dewandel B., Ahmed S., Galeazzi L., Zaidi F.K., 2006 - Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, 329, 281-293.
- Mau D. P. , Winter T.C. (1997) – Estimating groundwater recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Groundwater*, vol.35, n°2, 1997
- Nathan, R.J., and McMahon, (T.A. 1990) - Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses: *Water Resources Research*, v. 26, no. 7, p. 1465–1473.
- Nelms D., McCoy K.J. (2015) - Annual and Average Estimates of Water-Budget Components Based on Hydrograph Separation and PRISM Precipitation for Gaged Basins in the Appalachian Plateaus Region, 1900–2011. Data Series 944 USGS – Technical report.
- Posavec, K., Parlović, Naki Z. (2010) - Fully Automated Objective-Based Method for Master Recession Curve Separation, *Ground Water*, 48(4).
- Quintana Seguí, P., E. Martin, F. Habets and J. Noilhan (2009), Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France , *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 13(2).
- Risser, D.W., Gburek, W.J., and Folmar, G.J., 2005, Comparison of methods for estimating ground-water recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005–5038 <http://pubs.usgs.gov/sir/2005/5038>
- Rorabaugh, M. I. (1964) - Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow, *International Association of Scientific Hydrology Publications*, 63.
- Rutledge, A.T., 1998, Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data—Update: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98–4148 <http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri984148>
- Rutledge, A.T., and Mesko, T.O., 1996, Estimated hydrologic characteristics of shallow aquifer systems in the Valley and Ridge, the Blue Ridge, and the Piedmont Physiographic Provinces based on analysis of streamflow recession and base flow: U.S. Geological Survey Professional Paper 1422–B. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1422B>
- Scanlon B. R., Healy R.W., Cook P.G. (2002) - Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge , *Hydrogeol.J.*, 10(1).
- Sophocleous, M., 1991 - Combining soil water balance and waterlevel fluctuation methods to estimate natural ground-water recharge: practical aspects. *Journal of Hydrology*, 124, 229–241.
- World Meteorological Organization (2008). Manual on low flow estimation and prediction. Operational Hydrology Report n° 50.

## Thèses

- Renard B. (2006). Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. Thèse INP Grenoble.
- Thirel G. (2009) - Amélioration des prévisions d'ensemble des débits sur la France de SAFRAN-ISBA-MODCOU. Université de Toulouse.

Vergnes J.P. (2012) - Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale . Université de Toulouse.

## Rapports

Amraoui N., Golaz C., Mardhel V., Negrel P., Petit V., Pinault J.L., Pointet T. (2002). Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme. BRGM/RP-51827-FR

Amraoui N., Seguin J.J. (2012) – Simulation par modèle maillé de l'impact d'épisodes pluvieux millénaires sur les niveaux de la nappe de la craie et les débits du fleuve Somme. Rapport final. BRGM/RP-61864-FR

Amraoui N., Castillo C. et Seguin J.-J. (2014) – Evaluation de l'exploitabilité des ressources en eau souterraine de la nappe de la craie du bassin de la Somme. BRGM/RP-63408-FR

Caballero, Y., Lanini, S., Seguin, J.-J., Charlier, J.-B., Ollivier, C. (2015) - Caractérisation de la recharge des aquifères et évolution future en contexte de changement climatique. Application au bassin Rhône-Méditerranée et Corse. Rapport de fin de 1ère année. BRGM/RP-64779-FR

Croiset N., Wulleumier A., Bessière H., Gresselin F. (2013). Modélisation des aquifères de la plaine de Caen et du bassin de la Dives. Phase 2 : Construction et calage du modèle hydrogéologique. BRGM/RP-62648-FR

Douez O., Bichot F., Petit L. (2011) - Contribution à la gestion quantitative des ressources en eau à l'aide du modèle Jurassique de Poitou-Charentes. BRGM/RP-59288-FR

Douez O. (2015) – Actualisation 2008-2011 du modèle maillé des aquifères du Jurassique. Rapport final - BRGM/RP-64816-FR

Lanini S., Caballero Y., (2015) - Manuel utilisateur ESPERE, version 1.5. BRGM/RP-65164-FR

Lucassou F., Mougin B. (2015) – Essai d'élaboration d'indicateurs piézométriques pour la gestion quantitative AEP dans le département des Côtes d'Armor. Rapport final. BRGM/RP-64123-FR

Putot E., Bichot F. (2007) - CPER 2000-2006, Phase 4. Modèle Infra-Toarcien Dogger : calage du modèle hydrodynamique en régime transitoire. BRGM/RP-55742-FR

Seguin J.J., Thiéry D. (2008) – Modélisation des hydrosystèmes: une aide à la gestion des ressources en eau. BRGM/RP-56055-FR

Stollsteiner Ph. (2013) – Connaissance des ressources réellement disponibles sur l'ensemble des bassins crayeux de Champagne. BRGM/RP-61371-FR

Stollsteiner Ph. (2015) – Diagnostic des liens entre niveau piézométrique et débit d'étiage sur le bassin versant du Fusain. BRGM/RP-64728-FR

Stollsteiner Ph. (2015) - Diagnostic des liens entre niveau piézométrique et débit d'étiage sur le bassin versant du Grand-Morin. BRGM/RP-64743-FR

Thiéry D. (2003) - Logiciel GARDÉNIA version 6.0 - Guide d'utilisation. Rapport BRGM/RP-52832-FR.

## Rapports sur l'Etat des lieux dans les six bassins hydrographiques

Béranger S., Bonnet M.E. (2013) – Préparation du SDAGE et PDM 2016-2021 du bassin Adour-Garonne. Aide à l'identification des données, des méthodes et traitement des données nécessaires à l'actualisation de l'état des lieux DCE pour les eaux souterraines. Rapport final BRGM/RP-62452-FR.

Agence de l'Eau Artois-Picardie (2013) – Etat des lieux des districts hydrographiques Escaut, Somme et Côtiers, Manche, Mer du nord, Meuse (partie Sambre).

Agence de l'Eau Loire-Bretagne (2013) - Etat des lieux du bassin Loire-Bretagne établi en application de la directive cadre sur l'eau.

Agence de l'Eau Rhin-Meuse (2013) - Etat des lieux des districts Rhin et Meuse - parties française. Méthodes et procédures. Aspects communs aux districts du Rhin et de la Meuse. Document de référence. Novembre 2013.

Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse (2013) - Etat des lieux du SDAGE 2016-2021. Difficultés rencontrées lors de l'utilisation des méthodes nationales. Note de l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée et Corse. Juillet 2013.

Agence de l'Eau Seine-Normandie (2013) - Etat des lieux du bassin de la Seine et des cours d'eau côtiers normands (Décembre 2013).

### **Guides nationaux**

Guide d'évaluation de l'état quantitatif des masses d'eau souterraine - Annexe IV de la circulaire DEVL1227826C relative à l'application de l'arrêté du 17 décembre 2008. Septembre 2012.

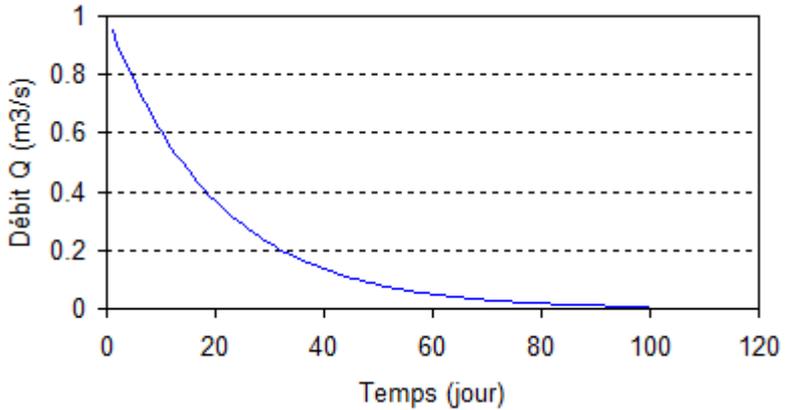
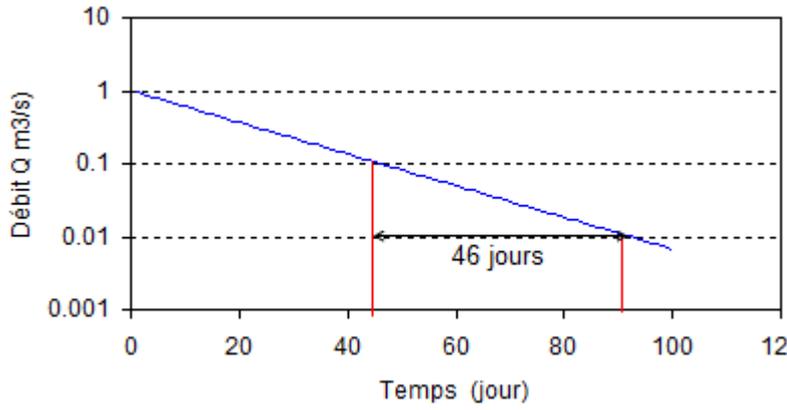
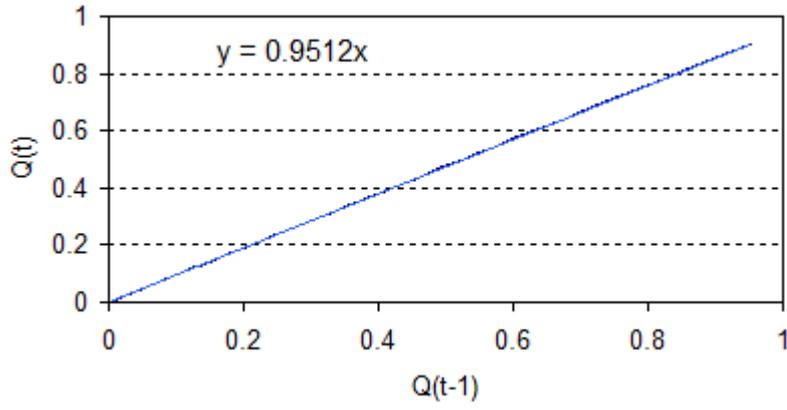
Guide "Pressions-impacts" pour la mise à jour de l'Etat des lieux DCE. Partie I : contexte et enjeux, 2012.

Guide "Pressions-impacts" pour la mise à jour de l'Etat des lieux DCE. Partie III : dispositifs de caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines, 2012.



## **Annexe 1 - Différentes formulations du coefficient de récession**



<p> <math display="block">Q(t) = Q_0 e^{-\frac{t}{k}} \quad [1]</math> </p> <p>Le graphique est tracé avec <math>k = 20</math> jours</p>	
<p>Repère semi-logarithmique.</p> <p>Sur un cycle Log :</p> <p><math>Q(t-\Delta t)/Q(t)=10</math></p> <p>D'où, compte tenu de [1] :</p> $\text{Log}10 = \frac{\Delta t}{k} \Rightarrow k = \frac{\Delta t}{2.3}$ <p>d'où <math>k = \frac{\Delta t}{2.3}</math></p> <p>Ici <math>\Delta t = 46</math> jours,</p> <p>d'où <math>k = 46/2.3 = 20</math> jours</p>	
<p>Graphique <math>Q(t)</math> en fonction de <math>Q(t-\Delta t)</math> : on a une droite</p> $\frac{Q(t)}{Q(t-\Delta t)} = e^{-\frac{\Delta t}{k}}$ <p>La pente est <math>a = e^{-\frac{\Delta t}{k}}</math></p> <p>d'où <math>k = -\frac{\Delta t}{\text{Log}a}</math></p> <p>Ici <math>a = 0.9512</math></p> <p>d'où <math>k = 19.988</math>, soit 20 jours</p>	



## **Annexe 2 – Recharge et vidange d'un réservoir**



On considère le cas très simplifié où le fonctionnement global d'une nappe dans un bassin versant de superficie  $A$  est simulé par un réservoir poreux (de coefficient d'emmagasinement  $\omega$ ) écoulant un débit  $Q(t)$  (drainé par un cours d'eau, par exemple) et recevant une recharge  $I(t)$  par unité de surface.

On suppose que ce débit est proportionnel au niveau dans le réservoir au dessus de la cote de l'exutoire (le niveau de base sera noté  $H_b$ ) :

$$Q(t) = \alpha \cdot \omega \cdot A [H(t) - H_b]$$

La constante  $\alpha$  a la dimension de l'inverse d'un temps.

Le bilan "entrée-sortie" s'écrit:

$$A \cdot I(t) - Q(t) = \omega \cdot A \frac{dH}{dt}$$

soit:

$$\omega \frac{dH}{dt} + \alpha \cdot \omega (H - H_b) - I(t) = 0$$

- Pour une recharge  $I$  constante, on obtient après intégration les solutions suivantes :

*Niveau*

$$H = H_b + \frac{I}{\omega \alpha} (1 - e^{-\alpha t})$$

*Débit*

$$Q(t) = I \cdot A (1 - e^{-\alpha t})$$

- Pour une recharge pendant une durée  $\Delta t$  suivie d'une période de recharge nulle, on a les solutions suivantes par application du principe de superposition (pour simplifier,  $H_b=0$ ) :

- pour  $t \leq \Delta t$

$$H = \frac{I}{\omega \alpha} (1 - e^{-\alpha t}) \quad [1] \quad \text{et} \quad Q(t) = I \cdot A (1 - e^{-\alpha t}) \quad [2]$$

- pour  $t > \Delta t$

$$H = \frac{I}{\omega \alpha} (e^{-\alpha(t-\Delta t)} - e^{-\alpha t}) \quad [3] \quad \text{et} \quad Q(t) = I \cdot A (e^{-\alpha(t-\Delta t)} - e^{-\alpha t}) \quad [4]$$



## **Annexe 3 – Calcul de la recharge par la méthode de Rorabaugh**



Principales étapes des calculs

1) *Temps critique* ("Critical time", Rorabaugh, 1964)

$$t_c = 0.2 \frac{L^2 S}{T} \quad [R2]$$

C'est le temps à partir duquel le logarithme du débit à l'exutoire varie de façon linéaire avec le temps (annexe 1).

2) *Autre formulation de l'Index de récession*

Il s'agit d'éliminer du temps critique les paramètres inconnus T et S.

En partant de l'expression du débit à l'exutoire pour  $t > t_c$  (annexe 3 qui suit),

$$q(0,t) \approx \frac{2Th_0}{L} \exp\left(-\frac{\pi^2 T t}{4L^2 S}\right) \quad \text{en m}^3/\text{m/s}$$

on obtient pour 2 couples  $(q_1, t_1)$  et  $(q_2, t_2)$  :

$$\text{Log} \frac{q_1}{q_2} = \frac{\pi^2 T}{4L^2 S} (t_2 - t_1)$$

soit, pour un cycle logarithmique de durée  $\Delta t$  :

$$\text{Log} 10 = \frac{\pi^2 T}{4L^2 S} \Delta t \Rightarrow \frac{T}{L^2 S} = \frac{4 \text{Log} 10}{\pi^2} \frac{1}{\Delta t} = \frac{0.933}{\Delta t}$$

On introduit alors une constante  $k_{\text{cycle}}$  égale à  $\Delta t$  dans un diagramme semi\_log (dans les développements théoriques sur lesquels s'appuient le programme RORA,  $k_{\text{cycle}}$  est appelée index de récession, exprimé en nombre de jours par cycle log).

L'index de récession fait partie des données à introduire.

Détermination des débits Q2 et Q1

Les étapes du calcul sont :

- l'identification des pics ;
- pour chaque pic :
  - repérage de la date  $T_A$  précédant le début de la "remontée" des débits et de la date  $T_P$  du pic identifié ;
  - repérage du premier jour  $T_{R1}$  et du dernier jour  $T_{R2}$  de la période de récession qui suit le pic de débit ;
  - calcul du temps critique à partir de la relation R4 ;
  - calcul des débits  $Q_1$  et  $Q_2$  de la relation R6 et de la recharge par la formule R7.

La figure A2-1 précise les notations utilisées et le déroulement des calculs est résumé par l'organigramme de la figure A2-2 .

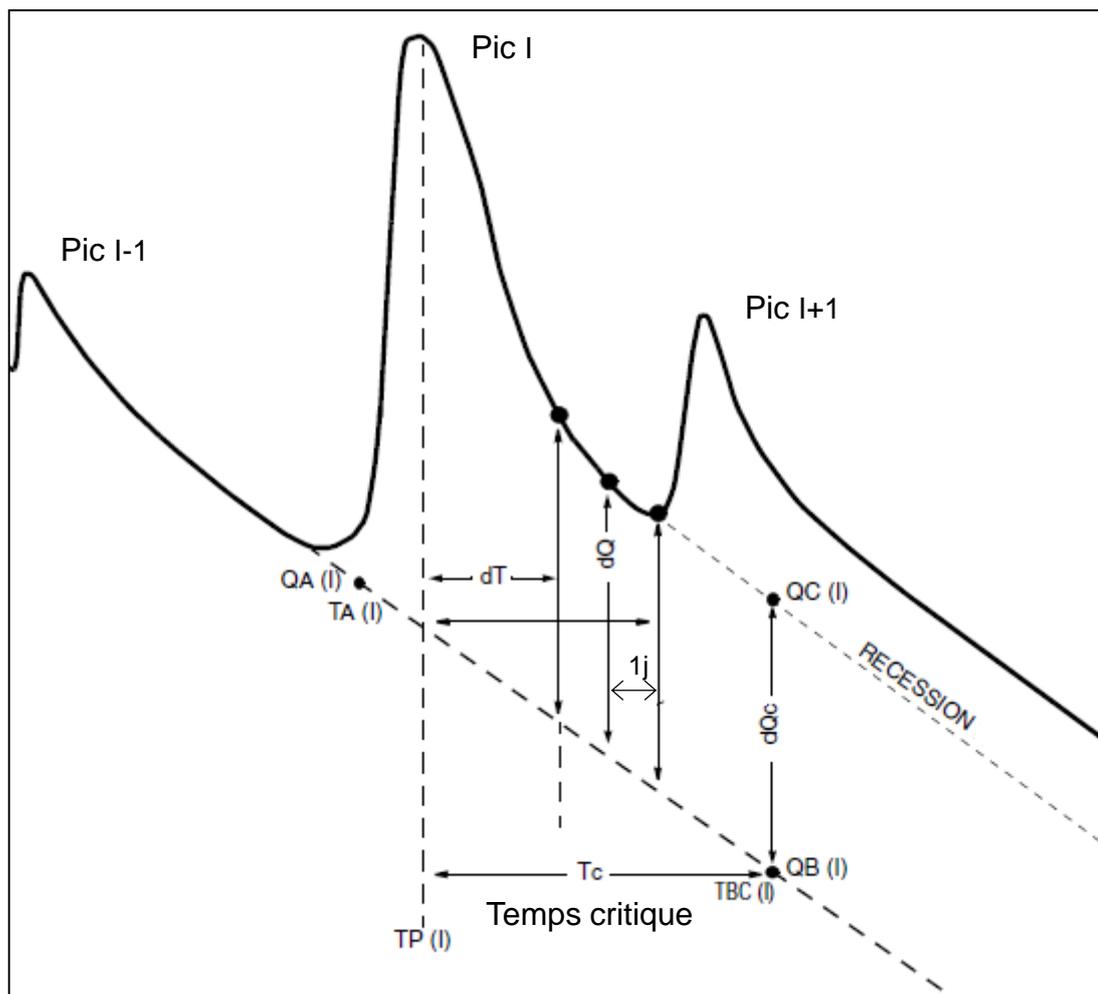


Figure A2-1 - Notations utilisées pour le calcul de la recharge (A.T. Rutledge, 1998)

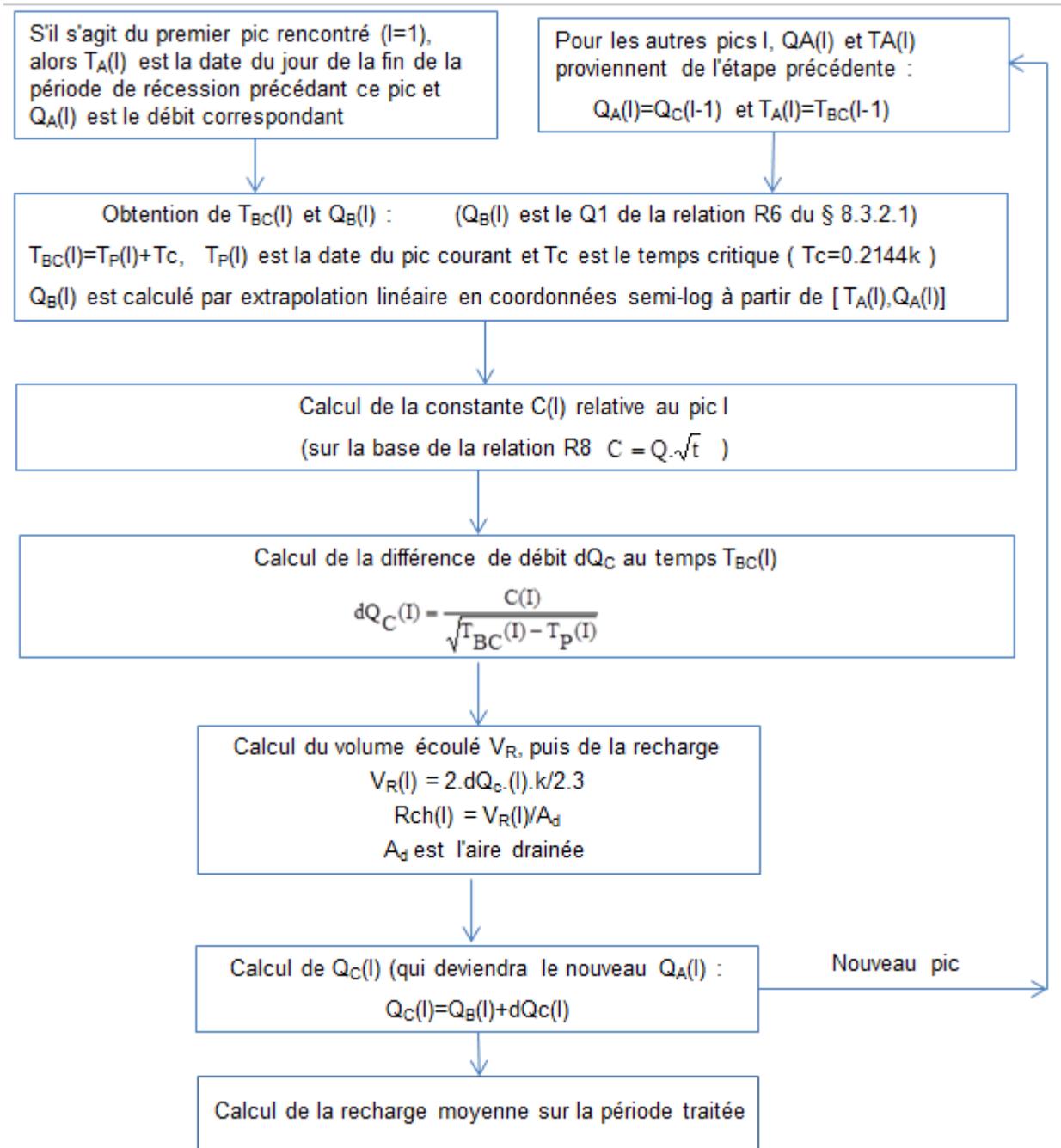


Figure A2-2 – Etapes de calcul de la recharge dans le programme RORA (d'après A.T. Rutledge, 1998)

Remarque

Recherche des jours qui satisfont au critère d'antécédence.

Pour éliminer la partie de la courbe de récession encore sous l'influence significative d'apports autres que ceux de la nappe, la relation empirique suivante est utilisée :

$$N = A^{0.2} \quad (\text{Linsley et al., 1982})$$

N est le nombre de jours après le pic

A est la superficie drainée

Détails des calculs pour obtenir les débits  $Q_1$  et  $Q_2$ 

On reprend ici les notations du programme RORA.

Le débit  $Q_1$  est noté  $Q_B$  et le débit  $Q_2$  est noté  $Q_C$ .

I est l'indice du pic courant et  $T_P(I)$  est la date de ce pic.

**1) Calcul du débit  $Q_B$** 

Pour cela, l'équation utilisée dans le programme est :

$$Q_B(I) = Q_A(I) \cdot 10^{-((T_{BC}(I) - T_A(I))/k)}$$

ce qui correspond à une extrapolation linéaire en semi-log

$T_A(I)$  est la date du jour précédant le début de la "remontée des débits" et  $Q_A(I)$  est le débit correspondant,

$T_{BC}(I)$  est date correspondant au temps critique  $T_c$  :  $T_{BC}(I) = T_P(I) + T_c$

**2) Calcul du débit  $Q_C$**  (c'est le débit  $Q_2$  de la formule R6 du § 8.3.2.1).

La démarche n'est pas évidente.

Pour évaluer les débits sur la partie descendante de l'hydrogramme avant la période de récession relative au pic considéré (l'approximation semilog-linéaire ne s'applique donc plus), le programme utilise la relation suivante :

$$dQ = \frac{C}{\sqrt{d\tau}}$$

$dQ$  est la différence entre le débit réel et le débit qui aurait été observé à la même date s'il n'y avait pas eu l'épisode de recharge (illustration 18).

$d\tau$  est le temps écoulé à partir de la date du pic courant.

C est une constante qui dépend des caractéristiques hydrodynamiques du bassin et de l'intensité de la recharge.

Cette relation provient de la formulation approximative du débit à l'exutoire (cf annexe 1) lorsque le temps est inférieur au temps critique :

$$Q(0,t) \approx h_0 \sqrt{\frac{T \cdot S}{\pi \cdot t}} \quad \text{si} \quad \frac{T \cdot t}{L^2 \cdot S} < 0.2,$$

d'où :

$$Q(0,t) = C \frac{1}{\sqrt{t}} \quad [R8]$$

$$C = Q \cdot \sqrt{t}$$

#### Calcul de la constante C(I) relative à un pic I

- Pour chaque jour J de la période  $\Delta T_R$  comprise entre le premier jour et le dernier jour de récession (dates  $T_{R1}$  et  $T_{R2}$ ), calcul de la différence de débit  $\delta Q$  entre le débit au jour J,  $Q_{1D}(J)$ , et le débit qui aurait été celui survenu le même jour en l'absence de la recharge  $Q'(J)$ .

Celui-ci s'obtient par extrapolation semilog-linéaire de la droite de récession du pic précédent à partir de  $T_A(I)$  et de  $Q_A(I)$  :

$$Q'(J) = Q_A(I) \cdot 10^{-((J-T_A(I))/k)}$$

On calcule ensuite :

$$\Delta Q(J) = Q_D(J) - Q'(J)$$

puis les produits :

$$\Delta Q \sqrt{J - T_P(I)}$$

puis la moyenne de tous ces produits sur les N jours de la période  $\Delta T_R$ , ce qui nous donne la constante C(I) relative au pic I, en vertu de la relation R8 ci-dessus :

$$C(I) = \frac{1}{N} \sum_{J=1}^N \Delta Q \sqrt{J - T_P(I)}$$

- Ce n'est pas fini ! il reste à calculer la différence de débit  $dQ_C$  et le débit  $Q_C$  (figure 18)

La constante C étant maintenant connue, on utilise de nouveau la relation R8 :

$$dQ_C(I) = \frac{C(I)}{\sqrt{T_{BC}(I) - T_P(I)}}$$

D'où :

$$Q_C(I) = Q_B(I) + dQ_{C(I)}$$

$Q_C(I)$  deviendra  $Q_A(I)$  pour le prochain pic (illustration 19)

- Calcul de la recharge (relation R7) :

$$\text{Rech}(I) = f_c \frac{2dQ_C(I)}{2.3} k \frac{1}{A_d} \quad [R7]$$

Une recharge moyenne sur l'ensemble de la période est ensuite calculée.



## **Annexe 4 - Une formule de calcul du débit drainé par un cours d'eau**



**Hypothèses**

Bassin de taille finie, de caractéristiques hydrogéologiques homogènes (en particulier transmissivité T et emmagasinement S).

Le bassin est drainé par un cours d'eau linéaire. A l'amont et latéralement, les limites sont à flux nul.

Les écoulements sont supposés parallèles vers le cours d'eau, ce qui ramène le problème à une seule dimension d'espace x.

La distance du cours d'eau à la limite amont est notée L. Le cours d'eau est en x=0.

La charge hydraulique est notée  $h = h(x,t)$ .

Le débit drainé par le cours d'eau est noté  $q=q(0,t)$ .

A  $t=t_0$ ,  $h=h_0$  (recharge instantanée), puis les niveaux baissent.

**Evolution des niveaux suite à une recharge brusque**

La solution (voir en particulier Berkaloff, 1966 et Degallier, 1975) est :

$$h(x,t) = \frac{h_0}{4\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)} \exp\left(-\frac{(2n+1)^2 \pi^2}{4L^2} \frac{T \cdot t}{S} \cdot \sin(2n+1) \frac{\pi x}{2L}\right) \quad [H1]$$

ou bien :

$$h(x,t) = h_0 \left( 1 - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left( \operatorname{erfc}\left(\frac{2nL+x}{2\sqrt{T \cdot t/S}}\right) + \operatorname{erfc}\left(\frac{2(n+1)L-x}{2\sqrt{T \cdot t/S}}\right) \right) \right) \quad [H2]$$

**Approximation**

si  $t < 0.2 \frac{L^2 \cdot S}{T}$ , on a une bonne approximation (à 1% près) de la solution [H1] avec :

$$h(x,t) = h_0 \operatorname{erf}\left(\frac{x}{2\sqrt{T \cdot t/S}}\right)$$

Ce temps t particulier est appelé *temps critique*  $t_c$ .

**Evolution du débit drainé par le cours d'eau**

Voir en particulier Rorabaugh, 1964 et Degallier, 1975 :

**Première formulation :**

$$q(0,t) = h_0 \sqrt{\frac{T \cdot S}{\pi \cdot t}} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \left[ \exp\left(-\frac{(2nL)^2}{4T \cdot t/S}\right) - \exp\left(-\frac{((2n+1)L)^2}{4L^2}\right) \right] \quad [Q1]$$

$$q(0,t) = h_0 \sqrt{\frac{T \cdot S}{\pi \cdot t}} \left[ 1 - 2 \left( \exp\left(-\frac{L^2}{T \cdot t/S}\right) - \exp\left(-\frac{4L^2}{T \cdot t/S}\right) + \exp\left(-\frac{9L^2}{T \cdot t/S}\right) - \dots \right) \right]$$

- Si  $\frac{T \cdot t}{L^2 \cdot S} < 0.2$ , on a une bonne approximation de la solution [Q1] avec :

$$q(0,t) \approx h_0 \sqrt{\frac{T \cdot S}{\pi \cdot t}}$$

Deuxième formulation

$$q(0,t) = \frac{2Th_0}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)} \exp\left(-\frac{(2n+1)^2 \pi^2 T \cdot t}{4L^2 S}\right) \quad [Q2]$$

$$= \frac{2Th_0}{a} \left[ \exp\left(-\frac{\pi^2 T \cdot t}{4L^2 S}\right) + \exp\left(-\frac{9\pi^2 T \cdot t}{4L^2 S}\right) + \exp\left(-\frac{25\pi^2 T \cdot t}{4L^2 S}\right) + \dots \right]$$

- Si  $\frac{T \cdot t}{L^2 \cdot S} > 0.2$ , tous les termes de la série deviennent négligeables, sauf le premier, et :

$$q(0,t) \approx \frac{2Th_0}{L} \exp\left(-\frac{\pi^2 T \cdot t}{4L^2 S}\right)$$

A partir de cette dernière relation, on obtient en passant aux Log :

$$\text{Log } q(0,t) = -\frac{\pi^2 T}{4L^2 S} t + \text{Log} \left( \frac{2Th_0}{L} \right)$$

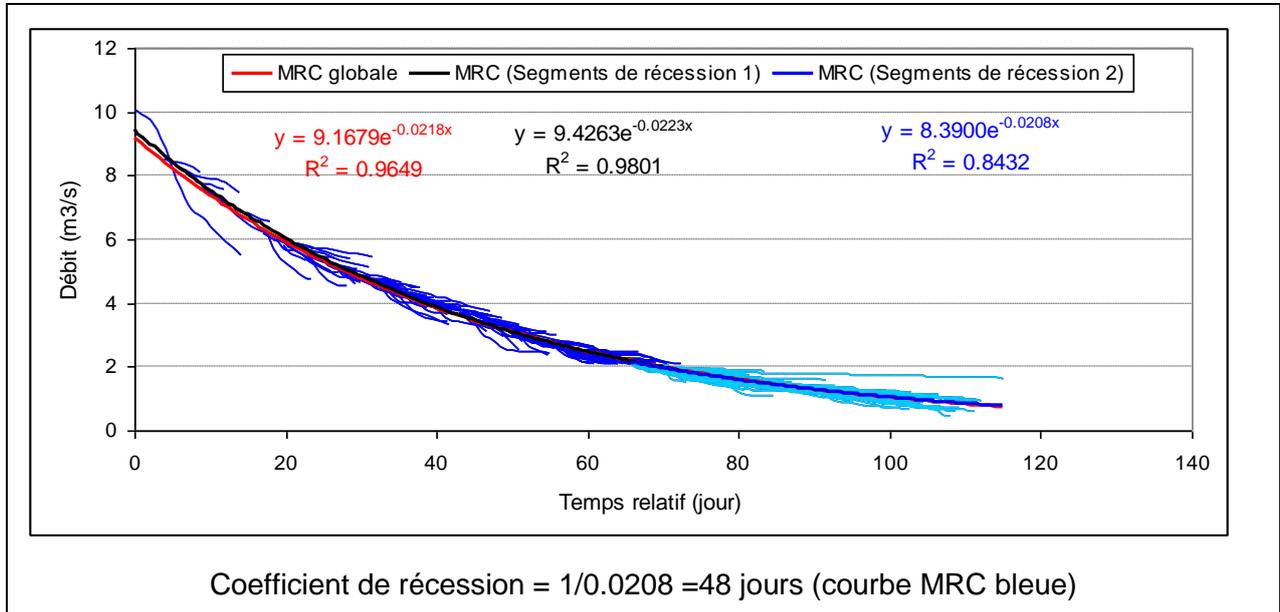
Dans un diagramme semi-logarithmique, à partir du temps critique, les débits évoluent donc de façon linéaire avec le temps.

## **Annexe 5 – Calcul de coefficients de récession avec la méthode Posavec**

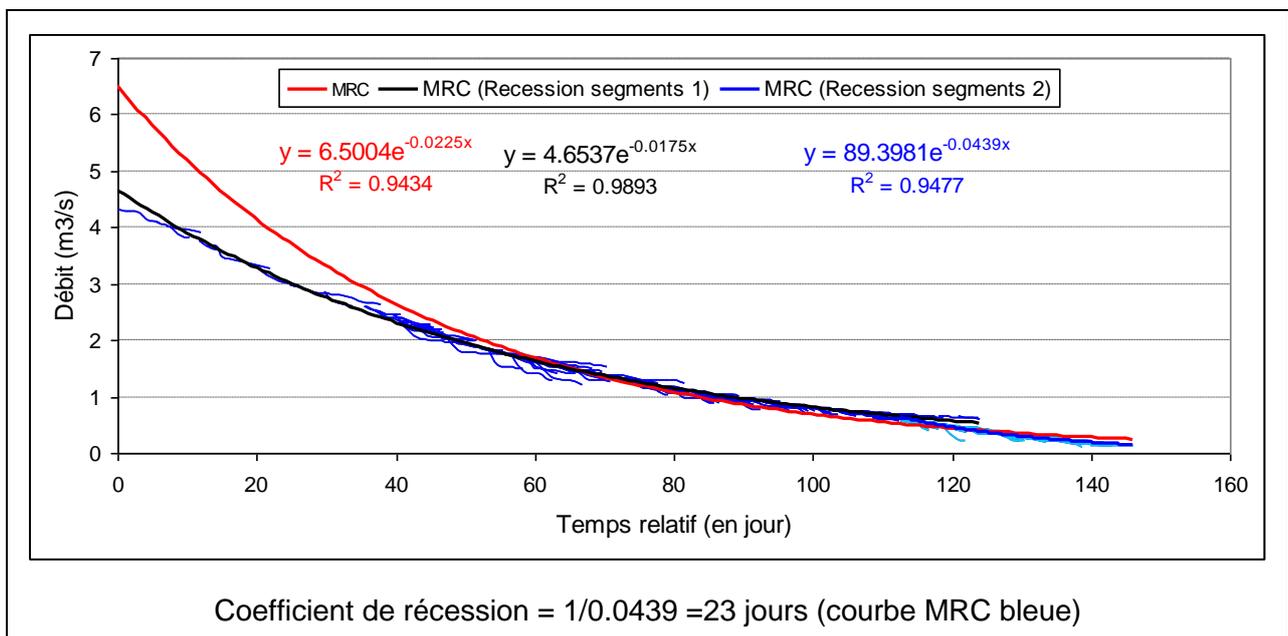


## 1. Nappe de la Craie, bassin de la Somme

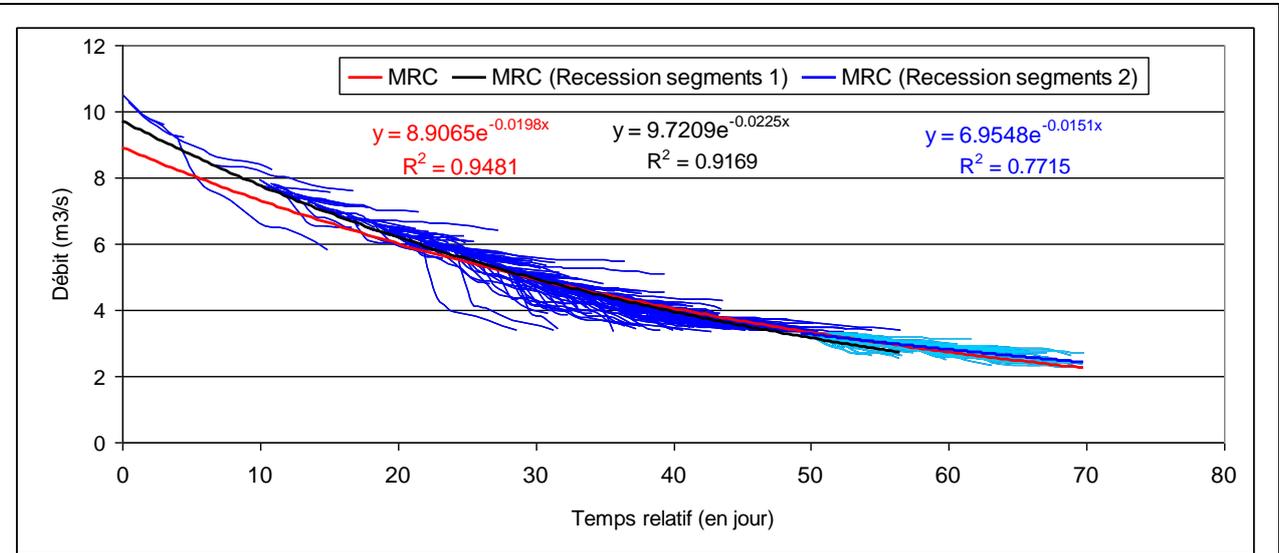
### Bassin de l'Avre



### Bassin de l'Hallue



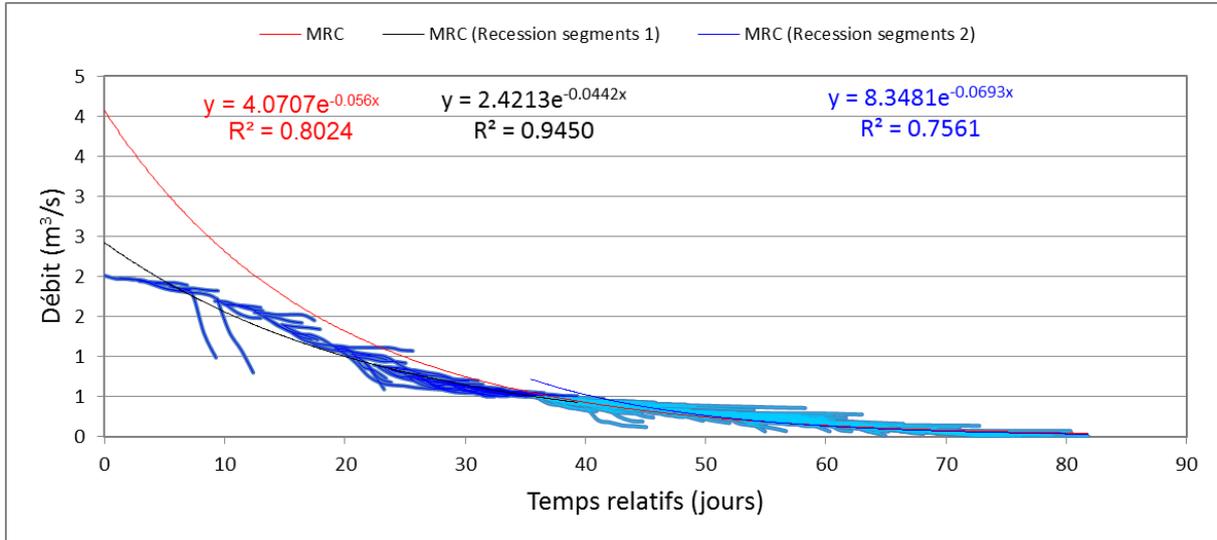
Bassin de la Selle



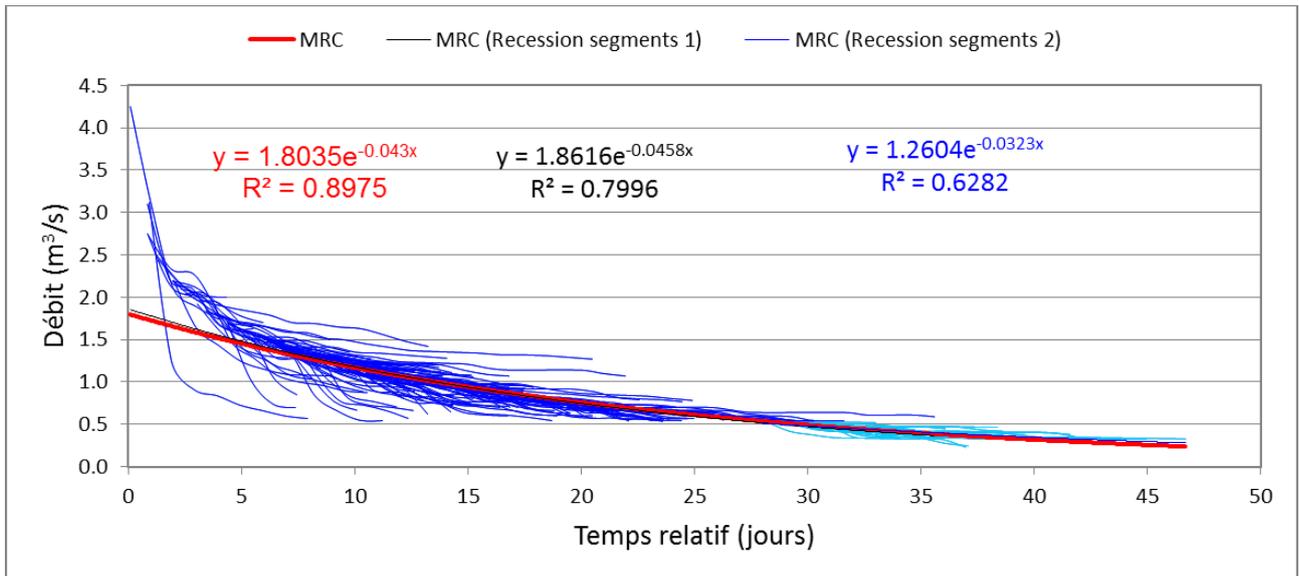
Coefficient de récession =  $1/0.0151 = 66$  jours (courbe MRC bleue)

## 2. Nappes de la plaine de Caen

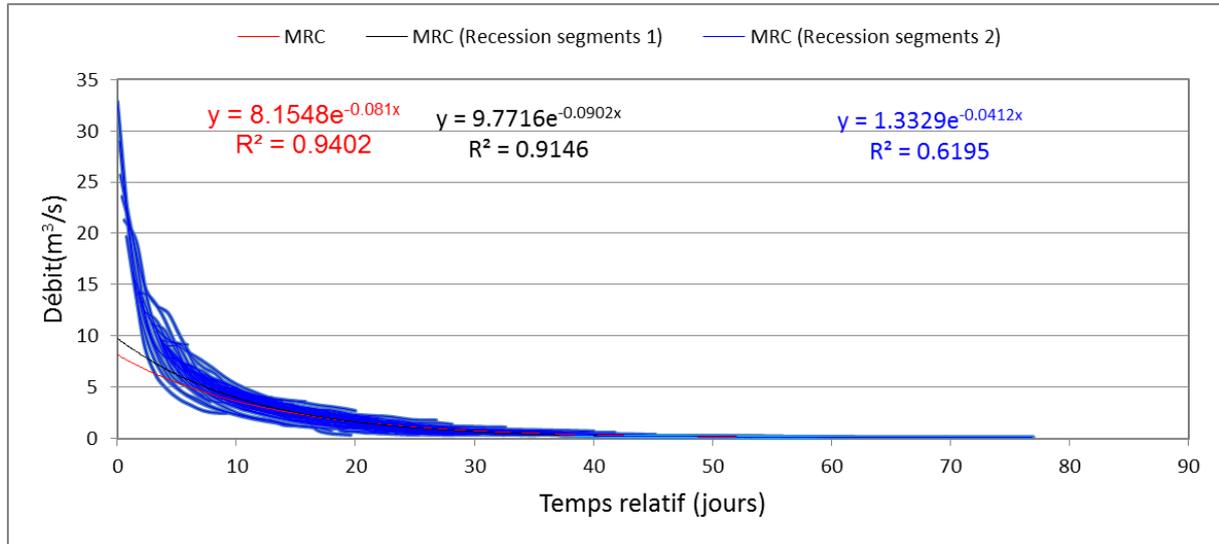
### La Mue



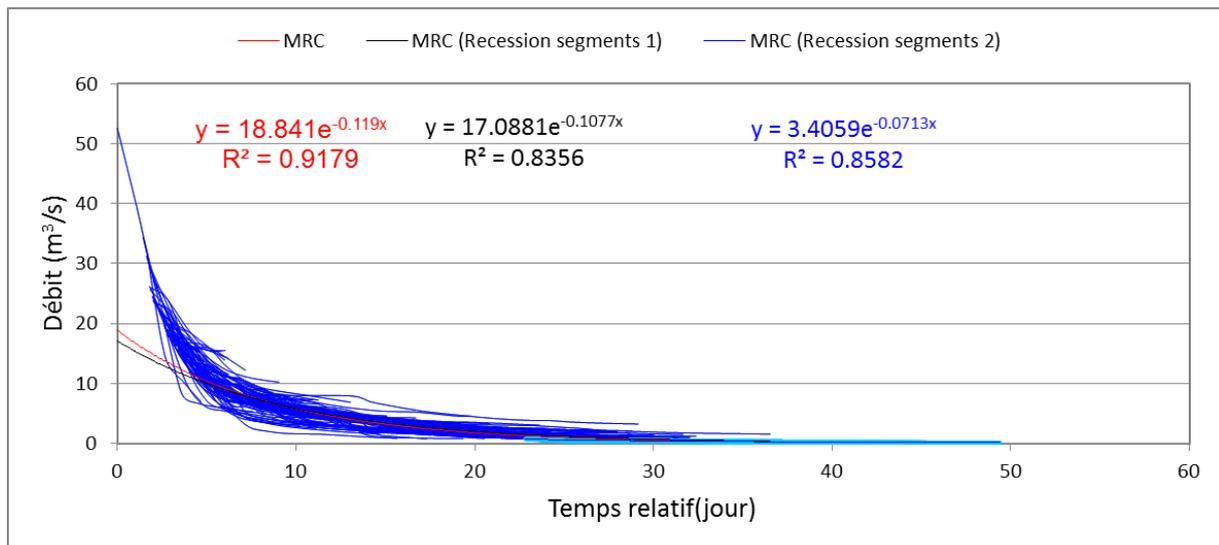
### Le Laison



La Seulles



La Rouvre



## **Annexe 6 – Méthode des chlorures**

(Extrait du rapport de Caballero Y. et al., BGM/RP-64779-FR, 2015)



Des traceurs comme les chlorures ou les sulfates, qualifiés d'environnementaux car naturellement présents dans l'environnement, peuvent aussi être utilisés. Les chlorures sont considérés comme de bons traceurs, stables, très solubles, conservatifs et non absorbés par la végétation. Pour cette méthode, on considère que, le chlorure étant conservatif, la masse de chlorure qui rentre dans la zone non-saturée sous forme de pluie est équilibrée par celle qui en sort sous forme de drainage (recharge). La recharge peut être estimée grâce à l'équation suivante (Dettinger, 1989):

$$R = \left( \frac{P \times Cl_p - Q \times Cl_{eau\ surf}}{Cl_{eau\ sout}} \right) \quad (1)$$

Avec  $R$ , la recharge en mm ;  $P$ , la pluviométrie en mm ;  $Cl_p$ , la concentration en chlorures dans la pluie en mg/l,  $Cl_{eau\ sout}$ , la concentration en chlorures dans l'eau souterraine en mg/l,  $Q$ , le ruissellement de surface en mm et  $Cl_{eau\ surf}$  la concentration en chlorures dans l'eau de surface.

Par ailleurs, si l'on considère que le ruissellement est nul, la recharge peut être estimée grâce à l'équation suivante, plus connue dans la littérature ((Bazuhair and Wood, 1996); (Wood and Sanford, 1995)) :

$$R = P \times \left( \frac{Cl_p}{Cl_{eau\ sout}} \right) \quad (2)$$

Avec  $R$ , la recharge en mm ;  $P$ , la pluviométrie en mm ;  $Cl_p$ , la concentration en chlorures dans la pluie en mg/l et  $Cl_{eau\ sout}$ , la concentration en chlorures dans l'eau souterraine en mg/l.

Des exemples d'application de cette méthode sont présentés par (Marei et al, 2010; Ordens et al, 2012 ; Scanlon et al, 2005 et Maréchal et al, 2009) qui appliquent l'équation (4) au calcul de la recharge dans un bassin forestier indien. Cette méthode peut également être appliquée à des hydrosystèmes plus complexes interagissant entre eux comme le cas d'un aquifère de versant rechargeant une zone marécageuse en interaction avec une rivière (Maréchal et al, 2011). Un exemple d'utilisation des sulfates, qui est un traceur plus délicat à utiliser du fait des processus chimiques auxquels ils participent dans la zone non saturée, est présenté par (Adane and Gates, 2015). Le bilan de masse à l'aide des chlorures serait la méthode la plus utilisée pour estimer la recharge en milieu aride (Scanlon et al, 2006). Elle nécessite toutefois de parfaitement maîtriser les flux entrants (chlorures dans les précipitations) et les flux sortants (chlorures dans les eaux de surface notamment).



## **Annexe 7- Méthode cartographique APLIS**

(Extrait du rapport de Caballero Y. et al., BGM/RP-64779-FR, 2015)



La méthode *APLIS* (**A**ltitude, **P**ente, **L**ithologie, **I**nfiltration et **S**ol) est une méthode cartographique développée en Espagne par (Andreo et al, 2008), qui permet d'estimer le taux de recharge par rapport aux précipitations annuelles moyennes pour les aquifères karstiques, en valorisant des bases de données cartographiques manipulables grâce à un SIG.

Pour mettre au point leur méthode, les valeurs de taux de recharge obtenues dans des études précédentes (méthode empirique de Kessler, de bilan hydrologique et bilan de chlorures) sur une dizaine d'aquifères karstiques en Espagne, ont été compilées. Ces taux de recharge annuels sont compris entre 33% et 55% suivant les systèmes considérés. Une analyse des variables qui influencent le plus la recharge a été menée grâce à plusieurs analyses en composantes principales (ACP), intégrant les valeurs de recharge compilées et le plus grand nombre de paramètres disponibles (climatiques, topographiques, lithologiques, géomorphologiques et pédologiques) caractérisant les aquifères considérés et utilisables dans un SIG. A l'issue de l'ACP, il est apparu que les variables influençant préférentiellement la recharge sur les aquifères étudiés sont les précipitations, l'altitude, la pente, la lithologie, les formes d'infiltration préférentielle (dolines, avens, pertes...) et le type de sol.

Ainsi, un système de classification a été proposé pour ces paramètres (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.** ci-dessous) pour le calcul de la recharge, par analogie avec les méthodes de caractérisation de la vulnérabilité des aquifères, telles que EPIK ou DRASTIC.

	<u>Classe</u>	<u>Valeurs</u>
Altitude (m)	1	<300
	2	300 - 600
	3	600 - 900
	4	900 - 1200
	5	1200 - 1500
	6	1500 - 1800
	7	1800 - 2100
	8	2100 - 2400
	9	2400 - 2700
	10	> 2700

	<u>Classe</u>	<u>Valeurs</u>
Pente (%)	1	3
	2	Entre 3 et 5
	3	Entre 5 et 10
	4	Entre 10 et 15
	5	Entre 15 et 20
	6	Entre 20 et 30
	7	Entre 30 et 45
	8	Entre 45 et 65
	9	Entre 65 et 100
	10	100

## Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes

	<u>Classe</u>	<u>Valeurs</u>
Lithologie	1	Argiles
	2	Roches métamorphiques et plutoniques
	3	Conglomérats
	4	Graviers et sables
	5 ou 6	Calcaires et dolomies fissurés
	7 ou 8	Calcaires et dolomies fracturés, légèrement karstifiés
	9 ou 10	Calcaires et dolomies karstifiés

	<u>Classe</u>	<u>Valeurs</u>
Infiltration	1	Faible
	5	Modérée
	10	Abondante

	<u>Classe</u>	<u>Valeurs</u>
Sols	1	Vertisols
	2	Planosols
	3	Chromicluvisols
	4	Histosolsandluvisols
	5	Euthriccambisols
	6	Cambisols
	7	Euthricregosols et solonchaks
	8	Regosols calcaires et fluvisols
	9	Arenosols et xerosols
	10	Leptosols

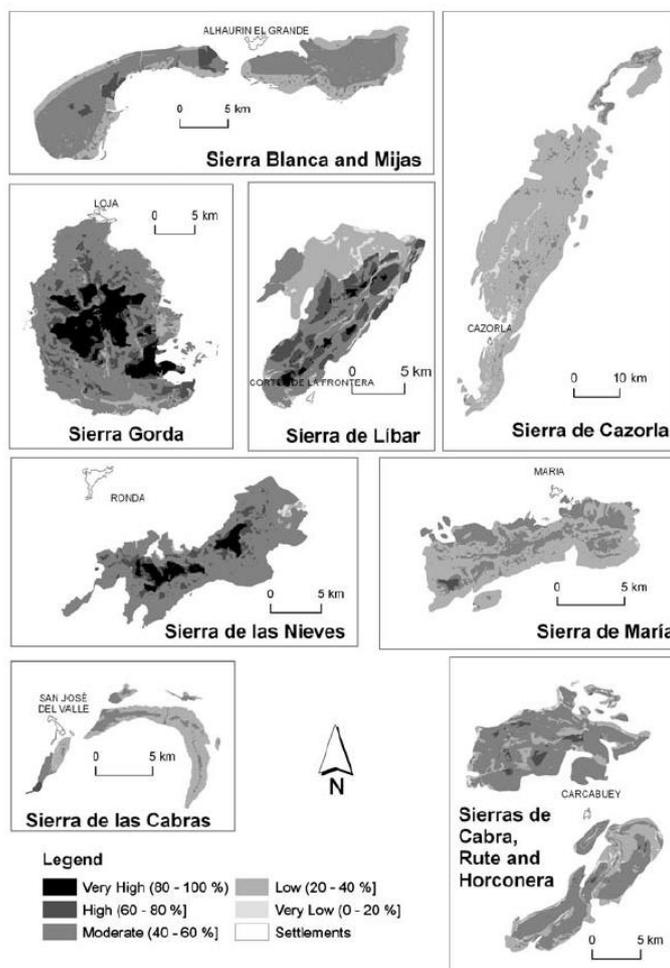
Tableaux présentant les différentes classes de valeurs pour les 5 paramètres mobilisés dans la méthode APLIS.

Sur cette base, un algorithme de calcul a été proposé en combinant des analyses multicritère et de régression linéaire pour pondérer l'importance de chaque couche d'information et ainsi estimer le taux de recharge annuel:

$$R = \left[ \frac{A + P + 3 \times L + 2 \times I + S}{0.9} \right]$$

Cet algorithme permet d'estimer la recharge pour tous les types de situation hydro-climatiques et d'obtenir des valeurs comprises entre 9% et 89% des précipitations annuelles. (Andreo et al, 2008) présentent ainsi le résultat de leur calcul sur divers aquifères karstiques (figure ci-après).

## Méthodes d'évaluation de la recharge des nappes



Cartes des taux de recharge obtenus pour différents systèmes aquifères en Espagne (Andreo et al, 2008).



**ONEMA**

5 square Félix Nadar

94300 Vincennes

01 45 14 36 00

[www.onema.fr](http://www.onema.fr)

**BRGM**

3 avenue Claude Guillemin

45060 Orléans Cedex 2

02 38 64 34 34

[www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)