

Document public

**Influence des eaux souterraines
sur le débit des cours d'eau sur
le bassin amont de la Seine**

Rapport final

BRGM/RP-52582-FR

octobre 2003

Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau sur le bassin amont de la Seine

Rapport final

BRGM/RP-52582-FR

octobre 2003

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM 2003-IDF-10

M. Normand, V. Mardhel, S. Schomburgk

Mots clés : Relation nappe-rivière, Hydrogéologie, Hydrologie, Crue, Étiage, Gestion, Prévision, Prédétermination, Modélisation hydrologique globale.

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

Normand M., Mardhel V., Schomburgk S. (2003) - Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau sur le bassin amont de la Seine. BRGM/RP-52582-FR, 150 p., 38 fig., 22 tabl., 6 ann.

© BRGM, 2003, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'une convention de recherche et développement partagé, signée entre l'Institution Interdépartementale des Barrages-Réservoirs du Bassin de la Seine (IIBRBS) et le BRGM, pour mener un programme concernant l'étude de l'influence des eaux souterraines sur les débits des cours d'eau dans le bassin amont de la Seine.

Après avoir clarifié ce que l'on entend par contribution des aquifères aux débits des rivières, plusieurs types d'approches ont été utilisés pour identifier qualitativement de grands ensembles hydrogéologiques contributifs et hiérarchiser leur importance, puis donner une première estimation quantitative par l'analyse de cinq petits bassins représentatifs :

- une **synthèse bibliographique sur l'hydrogéologie** de la zone d'étude focalisée sur les relations nappe-rivière et les potentialités des principaux aquifères ;
- une **analyse semi-quantitative par application de la méthode IDPR développée par le BRGM avec croisement d'approches SIG** de différents paramètres. Une analyse combinatoire de ces principaux indices, appliquée aux grandes entités aquifères, a permis de donner une appréciation semi-quantitative sur le rôle potentiel des eaux souterraines dans le bilan global interannuel ;
- une **analyse quantitative basée sur l'étude des cinq petits bassins versants tests**. Pour chacun de ces bassins, nous avons étudié leurs **caractéristiques morphométriques, hydrométriques et hydrogéologiques** et procédé à une **modélisation hydrologique globale avec le logiciel GARDENIA**. Cette approche a permis de quantifier, à des pas de temps différents, les termes du bilan hydrologique et d'apprécier la répartition entre les écoulements rapides (ruissellement superficiel et la composante rapide des circulations karstiques), générateurs des crues rapides et les écoulements lents (composante lente des aquifères) pouvant être générateurs, dans des cas spécifiques de crues de nappe.

L'étude montre que la contribution des nappes aux débits des grandes crues se révèle faible. Par contre, elle met en évidence l'intérêt de développer des méthodes simples de prévision/prédétermination des débits des cours d'eau majoritairement alimentés par des écoulements souterrains lents. De plus, l'utilisation des méthodes de croisement d'approches SIG (indice IDPR, épaisseur de ZNS, épaisseur de la zone potentiellement saturable, etc.) permet une analyse spatiale semi-quantitative de la contribution des aquifères aux débits des rivières. Des pistes d'investigations en croisant un indice du pouvoir infiltrant des formations (indice IDPR) et un indice de ressource globale (pluies efficaces) se révèlent prometteuses pour donner un caractère plus quantitatif à cette approche.

Notre étude conduit à des propositions destinées à approfondir l'analyse, afin d'apporter à l'IIBRBS des outils d'aide à la décision pour la gestion des barrages réservoirs du bassin de la Seine tant en étiage qu'en crue :

- en étiage :

- généralisation à l'ensemble du domaine d'étude des investigations faites sur les petits bassins tests : modélisations hydrologiques globales et approfondissement de la méthode d'investigation par croisement d'approches SIG pour lui donner un caractère plus quantitatif,
- développer des analyses permettant d'améliorer la gestion des barrages (l'élaboration de modèles simples de prévision/prédétermination des étiages en combinant les données hydrométriques et hydrologiques),
- efficacité des lâchures vers l'aval (transport amont-aval de l'eau lâchée par les barrages) ;
- en crues :
 - amélioration de la compréhension des phénomènes et identification des facteurs aggravants,
 - étude du déroulement comparatif des crues sur les différents affluents.

Sommaire

1. Introduction	11
2. Hiérarchisation des aquifères en fonction de leur contribution aux débits des rivières	13
2.1. Approche qualitative par synthèse hydrogéologique	13
2.1.1. Classement des principales entités aquifères d'après leur surface d'affleurement	13
2.1.2. La Craie du Crétacé supérieur.....	14
2.1.3. Les aquifères des Calcaires du Jurassique	18
2.1.4. Soissonnais, Sables et calcaires de l'Éocène inférieur et moyen.....	19
2.1.5. Calcaire de Beauce, Sables de Fontainebleau (Oligocène) et Calcaire de Brie	21
2.1.6. Alluvions anciennes et modernes	22
2.1.7. Aquifère multicouche de l'Albien - Néocomien	22
2.1.8. Hiérarchisation de la contribution des aquifères d'après la synthèse bibliographique.....	23
2.2. Approche semi-quantitative : IDPR et croisement d'approches SIG	24
2.2.1. L'indice de développement et persistance des réseaux (IDPR)	24
2.2.2. Analyse de l'épaisseur de la zone non saturée moyenne (ZNS).....	32
2.2.3. Autres pistes d'investigation	34
2.2.4. Analyse combinatoire qualitative (IDPR, ZNS, ZPS, GRAD, BATT)	37
2.2.5. Analyse combinatoire quantitative (IDPR, pluie efficace)	40
2.2.6. Conclusion	42
3. Validation de la contribution des aquifères sélectionnés au débit des cours d'eau	45
3.1. Choix des bassins versants tests	45
3.2. Approche par modélisation hydrologique globale avec le logiciel GARDENIA.....	46
3.2.1. Méthodologie d'évaluation de la contribution des aquifères au débit des rivières.....	46
3.2.2. Principe du modèle GARDENIA	48
3.2.3. Collecte, contrôle et mise en forme des données.....	50
3.2.4. Calage des modèles hydrologiques globaux.....	51
3.2.5. Évaluation des termes du bilan hydrologique entre écoulements rapides et lents.....	57
3.2.6. Contribution des rivières aux débits de crue.....	63
3.3. Comparaison entre les approches SIG et modélisation hydrologique globale	70

3.4. Méthodes de prévision et prédétermination des débits des rivières	73
3.4.1. Corrélacion entre les niveaux piézométriques et les débits des cours d'eau en étiage.....	73
3.4.2. Prédétermination des débits des crues des cours d'eau par modélisation hydrologique globale GARDENIA.....	75
3.5. Conclusions	75
4. Conclusions générales.....	79
5. Perspectives	85
6. Références bibliographiques.....	87

Liste des figures

Fig. 1 -	Limites de la zone d'étude.....	11
Fig. 2 -	Carte hydrogéologique des grandes entités aquifères groupées par lithologie et âge.	15
Fig. 3 -	Carte de répartition de l'IDPR.....	27
Fig. 4 -	IDPR affecté aux unités stratigraphiques.	28
Fig. 5 -	IDPR affecté aux unités fonctionnelles de milieux.....	30
Fig. 6 -	IDPR affecté aux entités hydrogéologiques de BD RHF ® V1.....	31
Fig. 7 -	Épaisseur moyenne de la zone non saturée (ZNS en m).....	33
Fig. 8 -	Épaisseur de la zone potentiellement saturée disponible au stockage.	35
Fig. 9 -	Gradient moyen des aquifères.	36
Fig. 10 -	Carte du battement moyen des nappes.	36
Fig. 11 -	Pondération affectée aux approches SIG hors IDPR (100 %).	38
Fig. 12 -	Grille résultante de l'analyse combinatoire.....	39
Fig. 13 -	Résultats de l'analyse combinatoire reportés par unités stratigraphiques.....	39
Fig. 14 -	Résultats de l'analyse combinatoire reportés par entités hydrogéologiques.	40
Fig. 15 -	Répartition des précipitations efficaces.....	41
Fig. 16 -	Évaluation quantitative de l'écoulement annuel moyen par analyse combinatoire entre les pluies efficaces et l'IDPR.	41
Fig. 17 -	Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant.	49
Fig. 18 -	Principe du modèle hydrologique global GARDENIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique.	49
Fig. 19 -	Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de l'Essonne à Boulancourt (1987-2003).	52
Fig. 20 -	Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Mainvillier (1987-2003).	52
Fig. 21 -	Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Voulzie à Jutigny (1974-2002).	53
Fig. 22 -	Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Saint-Martin-Chennetron (1974-2002).	53
Fig. 23 -	Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Vanne à Pont-sur-Vanne (1976-2003).	54

Fig. 24 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Saint-Martin-sur-Ore (1989-1996).	54
Fig. 25 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Soude à Saudron (1969-1999).	55
Fig. 26 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre des Grandes Loges (1974-2003).	55
Fig. 27 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Saulx à Couvonges/Mognéville (1968-2000).	56
Fig. 28 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Bure (1981-1998).	56
Fig. 29 - Éléments du bilan hydrologique de la Vanne à Pont-sur-Vanne (1991-1999) d'après les résultats de la modélisation globale GARDENIA pluie-débit.	61
Fig. 30 - Éléments du bilan hydrologique de la Saulx à la station de Mognéville (1991-1999) d'après les résultats de la modélisation globale GARDENIA pluie-débit (schema_bilan.xls [Saulx]).	62
Fig. 31 - Pourcentage d'écoulement lent en fonction du débit spécifique mensuel correspondant à l'écoulement total pour la Saulx à Mognéville, la Vanne à Pont-sur-Vanne et la Soude à Saudron.	64
Fig. 32 - Pourcentage d'écoulement lent en fonction du débit spécifique mensuel correspondant à l'écoulement total pour la Saulx à Mognéville et la Voulzie à Jutigny.	64
Fig. 33 - La Saulx à Mognéville. Débits journaliers observés et simulés par GARDENIA en 1999.	67
Fig. 34 - L'Essonne à Boulancourt. Débits pentadaires observés et simulés par GARDENIA.	68
Fig. 35 - L'Essonne à Boulancourt. Débits annuels extrêmes de la composante lente de l'écoulement souterrain (BILMENSF_BOUL.XLS [GR_LENT]).	69
Fig. 36 - Comparaison entre les résultats des approches quantitative par modèle globale et semi-quantitative par croisement d'approches SIG (IDPR et pluie efficace).	71
Fig. 37 - Corrélation entre le niveau piézométrique à fin mai et les volumes écoulés dans la rivière sur les n mois (2 à 6) à venir.	73
Fig. 38 - Débits de la Somme à Abbeville. Simulation avec GARDENIA, en mode « prévision » à compter du 21/11/01 [d'après BRGM/RP-51827-FR].	75

Liste des tableaux

Tabl. 1 - Surfaces d'affleurement des principales entités aquifères et imperméables.....	14
Tabl. 2 - Paramètres hydrodynamiques de la craie.....	16
Tabl. 3 - Chronostratigraphie avec paramètres hydrodynamiques des couches de l'Oligocène.....	21
Tabl. 4 - Principales valeurs caractéristiques des aquifères.....	23
Tabl. 5 - Interprétation des résultats de l>IDPR.....	26
Tabl. 6 - Classement des unités stratigraphiques d'après leur caractère infiltrant.	29
Tabl. 7 - Valeur moyenne de l>IDPR et de la pluie efficace disponible à l'infiltration affectée aux bassins versants retenus.	42
Tabl. 8 - Bassins versants tests pour l'analyse de la contribution des aquifères aux débits des rivières.....	46
Tabl. 9 - Paramètres de calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit des rivières.	51
Tabl. 10 - Paramètres de calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau piézométrique.	57
Tabl. 11 - Termes du bilan hydrologique sur la période 1991-1999 calculé d'après les modélisations hydrologiques globales GARDENIA pluie-niveau piézométrique.....	59
Tabl. 12 - Termes du bilan hydrologique sur la période 1991-1999 calculé d'après les modélisations hydrologiques globales GARDENIA pluie-débit des rivières.....	59
Tabl. 13 - Débits spécifiques mensuels et pourcentage mensuel d'écoulement lent par rapport à l'écoulement total.	65
Tabl. 14 - Contribution de l'écoulement lent par rapport à l'écoulement rapide lors des crues.....	65
Tabl. 15 - Débits mensuels supérieurs à 25 m ³ /s de la Saulx à Couvonges-Mognéville (période 1968-1981 et 1986-02/2001). Débits journaliers maximum correspondant et part de l'écoulement souterrain lent.....	66
Tabl. 16 - Essonne à Boulangourt. Évaluation de la contribution de l'écoulement souterrain lent aux débits de crue (BILMENSP_BOUL.XLS [Tabl_Qjmax_Qlent]).	69
Tabl. 17 - Comparaison entre les résultats des approches quantitative par modèle globale et semi-quantitative par croisement d'approches SIG (IDPR et pluie efficace).	71
Tabl. 18 - Corrélation entre le volume écoulé dans la Voulzie à Jutigny sur n mois (juin à novembre) à partir du niveau piézométrique de Saint-Martin-Chennetron au 31 mai (période 1982-2002, sauf 1988, 1996 et 2001).....	74

Tabl. 19 - Prévision du volume écoulé dans la Voulzie à Jutigny entre juin et septembre, en fonction du niveau du piézomètre Saint-Martin-Chennetron à fin mai.	74
Tabl. 20 - Hiérarchisation contributive qualitative des nappes aux débits des rivières pour les grands aquifères du bassin amont de la Seine et débits souterrains des bassins tests modélisés.	80
Tabl. 21 - Récapitulatif des principaux résultats des approches par synthèse bibliographique hydrogéologique. Caractéristiques morphométriques et hydrométriques des bassins versants tests.....	82
Tabl. 22 - Résultats de l'approche semi-quantitative IDPR et croisement SIG et de l'approche quantitative par modélisation hydrologique globale de bassins versants tests	83

Liste des annexes

Ann. 1 - Indice de développement et de persistance des réseaux (IDPR).	91
Ann. 2 - Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de l'Essonne à Boulancourt.....	103
Ann. 3 - Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Voulzie à Jutigny.	113
Ann. 4 - Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Vanne à Pont-sur-Vanne.	125
Ann. 5 - Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Soude à Saudron.	135
Ann. 6 - Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Saulx à Couvonges-Mognéville.	143

1. Introduction

L'Institution Interdépartementale des Barrages-Réservoirs du Bassin de la Seine (IIBRBS), ou « Grands Lacs de Seine », a pour mission l'écrêtement des crues et le soutien d'étiage sur tout le bassin de la Seine en amont de Paris. Jusqu'à présent, les études menées par l'IIBRBS ne prenaient en compte que les eaux de surface. L'IIBRBS souhaite appréhender la contribution des nappes au débit des cours d'eau du bassin amont de la Seine dans l'optique de mieux gérer les barrages-réservoirs : rôle des nappes dans les crues du bassin de la Seine, possibilité de garantir les débits de base en limitant les lâchers en période d'étiage.

Les « Grands Lacs de Seine » et le BRGM ont signé en janvier 2003 une convention de recherche et développement partagé pour mener un programme concernant l'étude de l'influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau et leur contribution aux étiages et aux crues sur le bassin amont de la Seine (fig. 1).

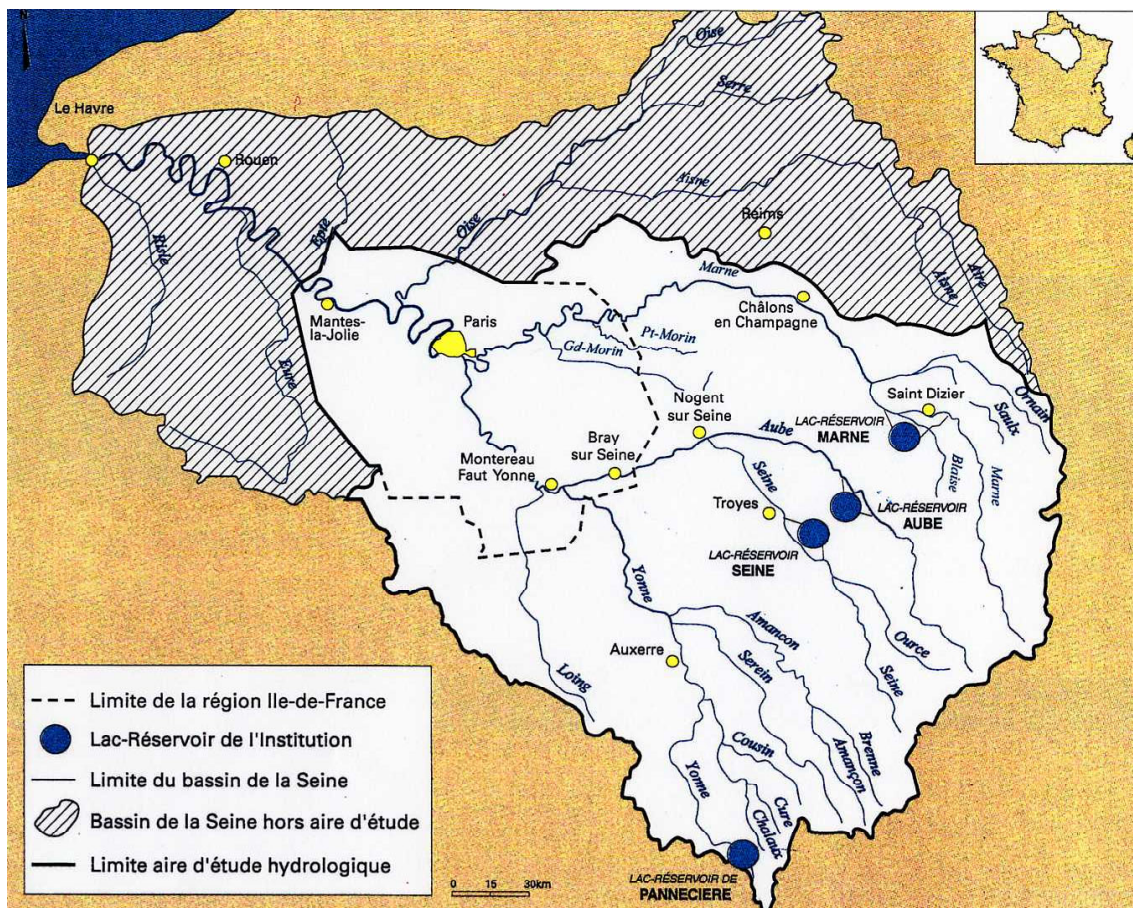


Fig. 1 - Limites de la zone d'étude.

L'objectif de l'étude est d'analyser de manière qualitative la contribution des nappes aux étiages et aux crues et de hiérarchiser les secteurs du bassin sur le plan hydrogéologique en fonction de la contribution des eaux souterraines au débit des cours d'eau.

Parallèlement, la DIREN de bassin Seine-Normandie a commandé au Centre d'informatique géologique de l'ENSMP une étude relative à l'évaluation quantitative, avec le modèle MODCOU du PIREN Seine, de l'influence des nappes sur le débit des rivières en étiage et en crue. Cette étude a été finalisée en janvier 2003 par le Centre d'informatique géologique de l'École des Mines de Paris.

Nous examinerons successivement dans la présente étude :

- la hiérarchisation des aquifères en fonction de leur contribution aux débits des rivières d'après :
 - une analyse bibliographique,
 - une approche cartographique à grande échelle en croisant divers paramètres (IDPR, gradient hydraulique des aquifères de surface, épaisseur de la zone non saturée, battement moyen des nappes phréatiques) ;
- une validation quantitative de la contribution des aquifères sélectionnés au débit des cours d'eau par le traitement de petits bassins versants tests notamment par modélisation hydrologique globale pluie-débit et pluie-niveau piézométrique avec le logiciel GARDENIA.

Nous tirerons ensuite les conclusions de cette étude en proposant des pistes pour approfondir notre analyse et développer des outils de gestion opérationnels pour l'IIBRBS.

2. Hiérarchisation des aquifères en fonction de leur contribution aux débits des rivières

Afin de hiérarchiser les aquifères en fonction de leur contribution aux débits des rivières, nous avons procédé :

- d'abord à une **approche qualitative par synthèse des informations hydrogéologiques** disponibles permettant de caractériser les réservoirs aquifères et leurs relations avec les cours d'eau (§ 2.1.) ;
- puis à une **approche semi-quantitative en utilisant un indice représentatif du pouvoir infiltrant (IDPR) et des croisements d'approches par Système d'Information Géographique (SIG)** utilisant une cartographie nationale de la piézométrie et des battements de nappe (§ 2.2.). Des pistes d'investigations complémentaires avec prise en compte notamment d'un index de ressource (les pluies efficaces) seront également présentées.

Si l'approche par synthèse hydrogéologique a été conduite en premier pour identifier de grands ensembles hydrogéologiques et guider l'approche SIG, des **aller-retour** de l'une à l'autre ont été nécessaires pour expliciter les « anomalies » rencontrées. Ces approches ont permis de définir une première hiérarchisation de la contribution moyenne des aquifères au débit des rivières. Sur cette base, **cinq petits bassins tests, représentatifs des principaux aquifères contributifs**, ont été identifiés.

Ces bassins tests ont d'abord fait l'objet d'une analyse hydrologique et morphométrique puis d'une **modélisation hydrologique globale** avec le logiciel GARDENIA pour quantifier les différents termes du bilan d'eau (§ 3.). L'approche par modélisation globale de petits bassins versants tests a pour objectif de valider la hiérarchisation qualitative de la contribution des aquifères aux débits des rivières. C'est pourquoi, dans le paragraphe 2.2., nous donnerons les appréciations des traitements SIG appliqués à ces bassins tests.

Nous ferons enfin une **comparaison entre ces différentes approches** (§ 3.3.) pour mettre en évidence convergences, expliquer certaines divergences et évoquer des pistes pour faire tendre vers un aspect plus quantitatif l'approche SIG.

Nous examinerons enfin (§ 3.4.) **des méthodes de prévision et/ou prédétermination des débits des rivières**, en fonction de l'état de remplissage des aquifères ou par modélisation hydrologique globale couplé à une analyse statistique.

2.1. APPROCHE QUALITATIVE PAR SYNTHÈSE HYDROGÉOLOGIQUE

2.1.1. Classement des principales entités aquifères d'après leur surface d'affleurement

La Base de Données du Référentiel Hydrogéologique de la France (BD RHF ® V1) nous a servi comme base de découpage et d'information pour le groupement des

différents aquifères en unités homogènes à grande échelle. La figure 2 situe les 144 aquifères, groupés par leurs lithologies et âges.

Les différents aquifères représentés sur la carte sont listés dans le tableau 1 qui groupe les aquifères par âge et perméabilité par ordre décroissant de leur surface.

AQUIFÈRE	Surface (km ²)	Ordre par surface	Épaisseur de ZNS (moyenne) m
Craie du Crétacé supérieur	12479	1	24,4
Calcaires du Jurassique (aquifère)	12329	2	51,2
Soissonnais - Sables et calcaire du Éocène inférieur et moyen	6954	3	32,8
Calcaire de Beauce et de Brie et Sables de Fontainebleau (Oligocène)	7066	4	30,6
Jurassique (imperméable)	2614	5	38
Lias-Trias (imperméable peu perméable)	2152	6	29,3
Crétacé inférieur - Multicouche de l'Albien-Néocomien	2035	7	21,7
Calcaires de Champigny - Éocène supérieur	1707	8	19,9
Alluvions (modernes et anciens)	1614	9	12,4
Albien-Néocomien (argileux)	1014	10	12,4
Lias-Trias (aquifère)	182	12	19,1
Cénomaniens (argiles)	148	13	13,9
Éocène imperméable	89	14	28,1
Marnes et Argiles cénomaniennes au sud et au sud-est de l'Argonne	25	15	13,2
Somme de la surface affleurante	50408		
Somme de la surface affleurante - aquifères	44366		
Somme de la surface affleurante - surfaces imperméables	6042		

Tabl. 1 - Surfaces d'affleurement des principales entités aquifères et imperméables (entités aquifères en bleu - zones peu ou imperméables en gris).

Dans la description suivante, ces unités sont décrites et différenciées. On indiquera pour chacune, autant que possible, les variations latérales et/ou horizontales des caractéristiques hydrogéologiques susceptibles d'influencer la contribution de ces aquifères aux débits des rivières.

Les aquifères sont décrits dans la suite par ordre décroissant de leur surface d'affleurement.

2.1.2. La Craie du Crétacé supérieur

L'aquifère de la craie occupe la première position dans la zone d'étude de l'est du bassin de Paris en terme de surface d'affleurement avec 12 500 km². Les grands plateaux crayeux représentent donc un réservoir important dans la zone d'étude. Cet aquifère est connu comme premier aquifère du Bassin de la Seine vis-à-vis de sa surface d'affleurement et de son épaisseur importante.

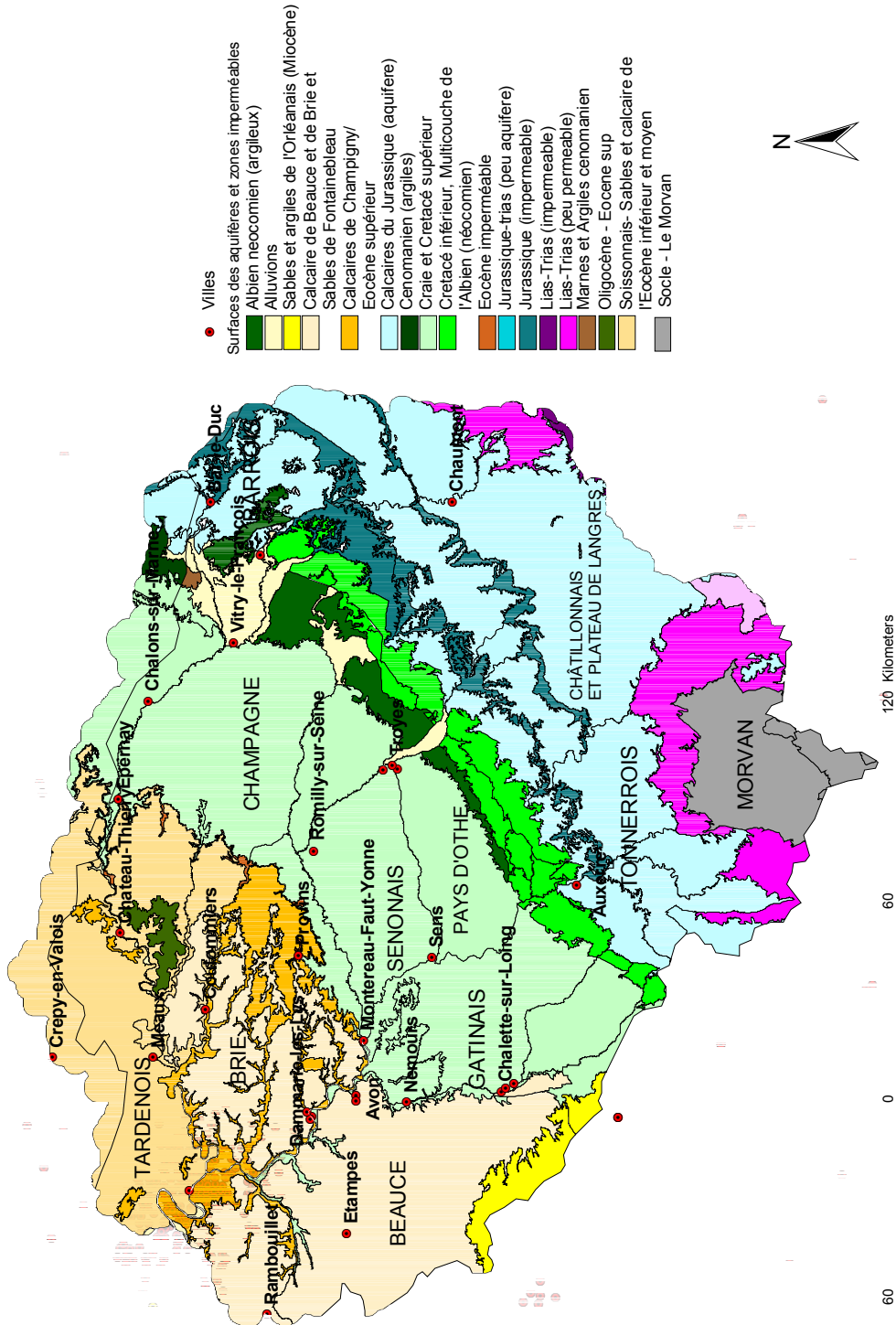


Fig. 2 - Carte hydrogéologique des grandes entités aquifères groupées par lithologie et âge.

La craie pure est un calcaire blanc, composé essentiellement de tests de micro-organismes et de fines particules de calcaire. Mais elle contient souvent de l'argile, des silex, de l'oxyde de fer et d'autres éléments. Les variations latérales de faciès dues aux apports de sédiments argileux sont fréquentes.

Les zones suivantes peuvent être distinguées par :

- la craie recouverte par des formations imperméables (terrains du Tertiaire à l'ouest ou argile à silex au sud) ;
- les zones en bordure des formations imperméables, avec un système karstique parfois très important.

Des variations latérales de faciès permettent de différencier deux sous-unités dans l'aquifère de la craie :

- la Champagne crayeuse ;
- le Gâtinais - Sénonais.

Épaisseur : la craie a une épaisseur totale pouvant atteindre plus de 350 m. Mais sa perméabilité décroît rapidement en profondeur et on considère généralement que l'épaisseur maximale « utile » de l'aquifère est d'environ 60 m.

Perméabilité : il existe plusieurs types de perméabilité coexistants :

- perméabilité de matrice : $K = 10^{-6}$ à 10^{-7} m/s ;
- perméabilité de diaclase : 10^{-5} à 10^{-2} m/s ;
- perméabilité d'origine tectonique : comparable à la perméabilité des diaclases.

NB : certaines zones présentent une karstification très développée (ex. zone des sources de la Vanne).

Transmissivité : la transmissivité diminue avec la profondeur de la nappe comme l'indique le tableau 2 ci-dessous.

Situations	Paramètres	Transmissivité en m ² /s	Coefficient d'emmagasinement libre en %	Productivité en m ³ /h
Plateau niveau statique > à 20 m		10^{-6} à 10^{-5}	1 à 2	5 à 50
Vallée sèche 20 m > niveau statique > 5 m		10^{-5} à 10^{-3}	2 à 3	50 à 200
Vallée avec cours d'eau niveau statique < 5 m		10^{-3} à 10^{-2}	3 à 5	100 à > 300

Tabl. 2 - Paramètres hydrodynamiques de la craie.

(La productivité liée directement à la perméabilité devient négligeable avec la profondeur)

Coefficient d'emmagasinement (S) : la porosité totale de la craie est de l'ordre de 30 à 40 %. La porosité efficace est beaucoup plus faible (1 à 5 %) et diminue en profondeur. Dans l'étude du BRGM sur les simulations par modèle des hautes eaux de la Somme, les valeurs suivantes du coefficient d'emmagasinement ont été retenues en fonction de l'épaisseur de la ZNS :

- épaisseur de la ZNS inférieure à 20 m : $5 \% < S < 9 \%$;
- épaisseur de la ZNS entre 20 et 40 m : $2 \% > S > 3 \%$;
- épaisseur de la ZNS entre 40 et 60 m : $1 \% > S > 2 \%$.

Battement : les piézomètres ont une amplitude de fluctuation très variable : sous les plateaux, elle peut atteindre plus que 20 m.

Sources : les sources sont peu nombreuses, sauf sur la périphérie des plateaux dans les vallées, notamment dans le pays d'Othe. Les sources migrent en fonction de la piézométrie et leur débit est très variable, entre 1 000 m³/s en période de hautes eaux et peuvent s'assécher en période de basses eaux.

La formation semi-perméable entre la Craie inférieure et la Craie supérieure peut être le siège de drainances.

a) Champagne crayeuse

La formation de la Craie supérieure turono-sénonienne constitue avec une surface affleurante de 5 400 km² un réservoir très important. La zone hydrogéologique de la Craie de Champagne est délimitée par les vallées de la Seine au sud et de l'Aisne au nord. La plaine de Champagne est traversée par de larges vallées, avec les importants dépôts alluvionnaires de la Seine et de ses affluents de la rive droite, l'Ourcq, l'Aube, la Marne et l'Aisne.

La forte perméabilité de la craie affleurante et la faible épaisseur des formations quaternaires la recouvrant localement, font que les précipitations d'intensités fortes s'infiltrent totalement. Ceci explique l'absence presque totale de ruissellement et la faible densité du réseau hydrographique. Les cours d'eau sont les « trop-plein » de la nappe, leurs débits sont directement liés au niveau de recharge de l'aquifère.

b) Gâtinais-Sénonais

Cet aquifère crayeux s'étale largement sur plus de 7 000 km² de surface d'affleurement, en une vaste région couvrant le Gâtinais et le Sénonais (Forêt d'Othe). Cette région hydrogéologique est délimitée au nord par la vallée de la Seine entre Montereau et Romilly-sur-Seine et à l'est par la même vallée jusqu'à Troyes. À l'ouest, c'est le Loing qui limite la zone crayeuse. La limite sud est difficile à préciser, elle est constituée par le Turonien inférieur depuis le revers sud de la forêt d'Othe jusqu'à la haute vallée du Loing. Cette zone est traversée par l'Yonne qui la coupe en deux régions, à l'ouest le Gâtinais, à l'est le Sénonais.

Dans les vallées, l'aquifère crayeux est en communication avec celui des alluvions qu'il alimente.

Dans le Gâtinais, le pays d'Othe et la partie sud du Sénonais, la craie, située sur les plateaux et les interfluves, est souvent recouverte de formations résiduelles de type argile à silex mêlées à des dépôts tertiaires de nature plutôt détritique (cailloutis, poudingues, etc.). Ces formations résiduelles à détritiques peuvent retenir et contenir de petites nappes perchées.

2.1.3. Les aquifères des Calcaires du Jurassique

Les aquifères du Jurassique occupent, avec 12 300 km², la deuxième position en terme de surface d'affleurement.

Ce sont des plateaux calcaires à morphologie karstique qui constituent un aquifère multicouche avec d'importantes réserves en eaux souterraines. Les épaisseurs varient fortement, mais les « épaisseurs utiles » se limitent aux premiers 10 à 40 m maximum. En-dessous, les débits spécifiques qui sont liés directement à la perméabilité deviennent négligeables.

Les aquifères calcaires du Jurassique sont karstiques en zone d'affleurement, mais leur perméabilité diminue rapidement sous couverture, sauf pour les calcaires du Barrois (Portlandien) où il s'agit d'un paléokarst.

On distingue quatre aquifères principaux :

- aquifère de la base Bajocien ;
- aquifère multicouche moyen du Bathonien supérieur et du Callovien ;
- aquifère de l'Oxfordien supérieur ;
- aquifère supérieur Portlandien.

On peut distinguer d'une manière grossière trois zones :

- deux zones dans les régions de **Basse-Bourgogne** et de **Barrois** (ou plateaux bourguignons) :
 - au nord d'une ligne Nailly, Mailly-la-Ville, Mailly-le-Château apparaît une alternance de marnes et de calcaires (Oxfordien),
 - au sud apparaissent des calcaires massifs récifaux compacts ou oolithiques, karstifiés ;
- une zone dans la région de **Lorraine** où seuls les deux aquifères supérieurs (Oxfordien supérieur et Portlandien) sont dominants. Le Kimméridgien supérieur constitue une assise semi-perméable (argiles avec quelques bancs calcaires) entre ces deux aquifères.

a) Dogger (Bajocien et Bathonien)

Réservoir très capacitif. Fortes fracturations à l'est à l'origine de nombreuses sources, très grande variabilité dans l'espace en épaisseurs et perméabilité.

Épaisseur utile : 30-50 m sur une épaisseur totale de 270 à 345 m.

Débit spécifique : extrêmement variable entre 0-139 m³/h/m.

Sources : nombreuses, mais avec des débits modestes de 100 à 500 m³/j pour l'aquifère de base Bajocien, quelques sources rares dans l'aquifère multicouche moyen peuvent dépasser 3 500 m³/j.

b) Oxfordien supérieur (au sud)

Réservoir de capacité moyenne. Perméabilité très forte dans les zones faillées, dans les axes de vallée.

Épaisseur utile : 10-20 m sur une épaisseur totale de 120 à 150 m.

Débit spécifique : 0,15-40 m³/h/m.
à 200 m : 0-1,6 m³/h/m.

Perméabilité : $2 \cdot 10^{-8}$ - $4 \cdot 10^{-7}$ m/s.

Sources : débits très importants sur nombreuses sources, certaines atteignent des débits de > 10 000 m³/j.

c) Portlandien/Tithonien (au sud)

Réservoir très capacitif. Calcaire très compact, sauf zones tectonisées.

Épaisseur utile : 30-40 m sur une épaisseur totale de 50 à 80 m.

Débit spécifique : 0,15-40 m³/h/m.

Battement : quelques rares piézomètres montrent une grande amplitude de fluctuation du niveau piézométrique, souvent supérieure à 10 m (sauf dans les grandes vallées).

Sources : nombreuses avec des débits importants, la moitié est supérieure à 1 000 m³/j.

2.1.4. Soissonnais, Sables et calcaires de l'Éocène inférieur et moyen

a) Aquifère multicouche du Tertiaire inférieur et moyen

Cet aquifère multicouche occupe à l'affleurement une surface de 7 000 km². Il comprend plusieurs entités aquifères :

- Sables de Bracheux ;
- Sables du Soissonnais ;
- Sables de Cuise ;
- Calcaire grossier.

Ces formations sont séparées par des intercalations semi-perméables.

Les trois aquifères supérieurs forment une unité hydrogéologique avec des perméabilités moyennes.

Épaisseur : 30-180 m.

Transmissivité globale : 10^{-3} m²/s, plus élevée dans la partie centrale plus puissante et plus faible dans la partie nord : 10^{-2} à 10^{-4} m²/s.

Coefficient d'emmagasinement : 10^{-2} à 10^{-3} .

Sources : dans la Brie et la Beauce, des sources ont des débits moyens de 1 à 1,7 l/s ; au nord dans le Parisis, ils atteignent 12 l/s.

b) Aquifère multicouche du calcaire de Champigny

Cet aquifère de l'Éocène supérieur à l'est de Paris s'étend à l'affleurement sur environ 1 700 km² couvrant la région de Brie et le nord-est de la Beauce.

Cet aquifère inclut les entités karstiques :

- des calcaires de Champigny ;
- des calcaires de Saint-Ouen.

Bien qu'il soit délimité par des couches peu perméables (marnes), l'aquifère du Calcaire de Champigny est en communication avec les réservoirs de l'Oligocène et de l'Éocène moyen et inférieur. C'est le cas notamment au sud-est où les Calcaires de Champigny, de Saint-Ouen, du Lutétien et le Calcaire de Brie constituent un réservoir unique ; les niveaux marneux disparaissent et l'épaisseur de l'ensemble des formations diminue. L'aquifère est alors plus constitué uniquement de différents faciès calcaires très perméables.

Cette formation est également fortement alimentée à son toit par drainance par les nappes de l'Oligocène. Une modélisation réalisée avec MODCOU par l'École des Mines de Paris (Gomez, 2002), évalue la drainance de l'Oligocène vers l'Éocène au tiers du débit global de l'Oligocène, ce qui correspondrait à 20 % du débit global de l'Éocène (cf. chap. 4.3.).

• Calcaires de Champigny

Le Calcaire de Champigny constitue le réservoir le plus important de ce complexe et se développe dans la Brie, la Brière et l'Essonne. Au nord et au nord-est, entre Marne et Oise et au sud-ouest de Paris, dans les Yvelines, cette formation est absente ; on y trouve un faciès gypseux.

Épaisseur : 20-35 m.

Coefficient d'emmagasinement : $2 \cdot 10^{-2}$ en nappe libre ; $4 \cdot 10^{-4}$ en nappe captive.

Transmissivité : 10^{-2} à 10^{-3} m²/s, mais peut localement varier fortement (10^{-6} à 10^{-1} m²/s).

Battement : les fluctuations piézométriques ne dépassent à priori pas 6 m, sauf dans la région est. Signalons que les remontées de nappe en 2001 ont provoqué des inondations de fond de vallée.

Sources : débit souvent élevé, notamment les sources de Provins sur la Voulzie avec des débits moyens d'environ 80 000 m³/j.

• **Calcaires de Saint-Ouen**

Le Calcaire de Saint-Ouen, qui n'est pas toujours séparé des Calcaires de Champigny proprement dits, forme également un aquifère important en Beauce et en Brie. On trouve des zones de gypse en Valois - Parisis - Soissonnais et une zone marneuse à l'ouest.

Épaisseur : 15-30 m.

Transmissivité : 10^{-3} à 10^{-4} m²/s.

Battement : les fluctuations piézométriques ne dépassent a priori pas 6 m, sauf dans la région est.

2.1.5. Calcaire de Beauce, Sables de Fontainebleau (Oligocène) et Calcaire de Brie

La zone hydrogéologique de la Beauce (formation multicouche de l'Éocène supérieur et Oligocène) est une vaste surface tabulaire couvrant à l'affleurement environ 7 000 km². Elle s'étend dans les régions d'Hurepoix et de Beauce. Elle est délimitée à l'est par le Loing, au nord et nord-est par la Seine et au sud par la forêt d'Orléans (zone de partage des eaux souterraines entre les bassins de la Seine et de la Loire).

Le rapport BRGM R40571 montre que l'on peut distinguer trois aquifères principaux, séparées par des couches semi-perméables :

Chrono-stratigraphie	Aquifères	Formations semi-perméables	Remarques	Transmissivité moy. (m ² /s)	Épaisseur (m)
Aquitainien	- Calcaire de Beauce - Calcaire de Pithiviers - Calcaire d'Étampes	Molasse du Gâtinais	- lacustre, karstifié - argiles, calcaire et marne - fissuré, karstifié	10^{-2} 10^{-2}	- 4 à 20 - 1 à 15 - 20 à 50
Stampien	Sable de Fontainebleau		sables fins à très fins	10^{-3} 10^{-5}	1 à 70
	Molasse d'Étrechy	Marnes à Huîtres		10^{-4} - 10^{-6}	1 à 8
Sannoisien	Calcaire de Brie		lacustre, karstifié	10^{-2}	2 à 12
Éocène sup.		Marnes vertes et Marnes supragypseuses		10^{-4} - 10^{-6}	

Tabl. 3 - Chronostratigraphie avec paramètres hydrodynamiques des couches de l'Oligocène.

L'ensemble de ces formations subit de nombreuses variations latérales.

Le Calcaire de Beauce et les Sables de Fontainebleau constituent le réservoir principal de cette région. Ce calcaire présente des fissurations, des diaclases, des cavités karstiques. Les Marnes à Huîtres semi-perméables sont présentes au nord de Paris entre la Seine et l'Yvette et absentes au sud où le Calcaire de Beauce et les Sables de Fontainebleau forment un réservoir unique. Plus au sud, les formations calcaires de l'Oligocène reposent directement sur celles de l'Éocène supérieur, qui sont elles-mêmes en contact avec la Craie du Crétacé supérieur. En effet, la nappe de Beauce

peut être en contact avec tous les terrains situés entre la Craie et le Burdigalien, ce qui provoque des drainances importantes (réf. Martin *et al.*, 1999).

Coefficient d'emmagasinement : 8 à 15 % en nappe libre, 1 à 2 % en nappe captive.

Transmissivité exprimée en 10^{-2} m²/s.

Aquifère	Voise	Juine	Essonne	Fusain
Calcaire d'Étampes (de Beauce) libre	1,4 - 3	0,1 - 5	5 - 10	1 - 5
Nappe captive			0,2 - 0,5	0,2 - 0,5
Sables de Fontainebleau	2	0,5	0,1 - 0,8	

a) Les Sables de Fontainebleau

L'aquifère constitué de sables fins ou très fins est reconnu comme puissant réservoir par son épaisseur importante de 50 m en moyenne. Cet aquifère bien développé au nord, diminue d'épaisseur vers le sud et se termine en biseau dans les calcaires.

b) Calcaire de Beauce

Cet aquifère multicouche est constitué par deux formations calcaires, séparées par une couche semi-perméable.

L'épaisseur du Calcaire d'Étampes se réduit également vers le sud-ouest. La Molasse du Gâtinais, de par sa faible extension, ne constitue pas d'interruption à la continuité de l'aquifère de Beauce.

c) Calcaire de Brie

L'aquifère s'étend entre Marne et dans le nord de la Beauce, avec une épaisseur maximal de 12 m, et ne joue qu'un rôle secondaire. Il est bien individualisé lorsqu'il repose sur les Marnes vertes. Ces Marnes, bien développées au nord, diminuent d'épaisseur au sud jusqu'à leur disparition. Ainsi, au sud, le Calcaire de Brie se confond avec le Calcaire de Champigny pour passer au Calcaire de Château-Landon.

2.1.6. Alluvions anciennes et modernes

Les nappes des alluvions ne jouent *a priori* qu'un rôle secondaire. Leur volume représente généralement des valeurs faibles, sauf dans la Bassée. Ils ont alors une faible importance pour la contribution des débits des rivières par rapport aux autres aquifères malgré des coefficients d'emmagasinement importants et leurs grandes surfaces d'affleurement de 1 600 km².

En cas de crue, ces aquifères peuvent jouer un rôle de tampon en fonction de leur état de remplissage initial. À l'inverse à Paris, les crues de la Seine provoquent une remontée de ces aquifères.

2.1.7. Aquifère multicouche de l'Albien - Néocomien

Avec une surface à l'affleurement de 2 000 km², l'aquifère multicouche du Crétacé inférieur se place comme une auréole de terrains entre les deux grandes zones du

Bassin parisien : la zone extérieure du Jurassique et la zone intérieure du Crétacé et du Tertiaire. Cet aquifère est formé des différentes formations suivantes :

- la formation multicouche de base néocomienne ;
- la formation multicouche barrémienne ;
- la formation multicouche albienne.

L'aquifère multicouche de l'Albien est le réservoir le plus important dans cette série. On peut distinguer à l'intérieur de cette formation aquifère trois formations argilo-sableuses, séparées par des argiles :

- l'aquifère des Sables verts ;
- l'aquifère moyen des Sables des Drillons ;
- l'aquifère supérieur des Sables de Frecambault.

Coefficient d'emmagasinement : 10^{-3} à 10^{-5} .

Transmissivité : maximale 10^{-3} m²/s au sud-est, vers le nord et sud-ouest réduction à 10^{-4} m²/s.

La zone du Gâtinais montre la présence d'un dôme piézométrique, traduisant une zone de forte alimentation de l'aquifère.

2.1.8. Hiérarchisation de la contribution des aquifères d'après la synthèse bibliographique

Les différentes données de l'ensemble des aquifères sont présentées dans le tableau 4.

Aquifère	Surface (km ²)	Ordre par surface	Zones	Épaisseur utile	Transmissivité (m ² /s)	Coefficient d'emmagasinement	Sources (m ³ /s)
Craie du Crétacé supérieur	12 479	1		Max. 60 m	$10^{-2} - 10^{-6}$	1-5 %	En fonction de la piézométrie 0-1 m ³ /s
Calcaires du Jurassique (aquifère)	12 329	2	Portlandien/Tithonien	30-40	Très forte dans zones faillées	-	Nombreuses moitiés > 100
			Oxfordien	10-20	Très fortes dans zones faillées	-	Nombreuses, certaines avec > 10 000
			Dogger	30-50	Très forte dans zones faillées	-	Nombreuses 100-500, certaines > 3 500
Soissonnais - Sables et calcaire de l'Éocène inférieur et moyen	6 954	3		30-180	$10^{-2} - 10^{-4}$	0,1 - 1 %	80 - 1 000
Calcaire de Beauce et de Brie et Sables de Fontainebleau de l'Oligocène	7 066	4	C. Pithiviers	4 - 20	10^{-2}	8-15 % nappe libre, 1-2 % nappe captive	Rares
			C. Étampes	20 - 50	$2 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2}$		
			S. Fontainebleau	1 - 70	$1 \cdot 10^{-4} - 8 \cdot 10^{-3}$		
			C. Brie	2 - 12	10^{-2}		
Crétacé inférieur - Multicouche de l'Albien (Néocomien)	2 035	7			$1 \cdot 10^{-4} - 4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^{-4}$	-
Calcaires de Champigny - Éocène supérieur	1 707	8	Champigny	20 - 35	$10^{-2} - 10^{-3}$	0,01 - 1 %	Nombreuses, certaines avec > 10 000
			Saint-Ouen	15 - 30	$10^{-3} - 10^{-4}$		
Alluvions (modernes et anciennes)	1 614	9		0 - 20		8 - 10 % et plus	

Tabl. 4 - Principales valeurs caractéristiques des aquifères.

Les principaux aquifères contributifs aux débits des cours d'eau peuvent être hiérarchisés d'après leur surface d'affleurement et les caractéristiques de leur réservoir (épaisseur utile, coefficient d'emmagasinement et perméabilité). On trouve donc, par ordre décroissant du rôle contributif, les aquifères suivants :

- Craie du Crétacé supérieur ;
- Calcaires du Jurassique supérieur ;
- Soissonnais, Sables et Calcaires de l'Éocène inférieur ;
- Calcaire de Beauce et Sables de Fontainebleau de l'Oligocène ;
- Calcaire de Champigny de l'Éocène supérieur ;
- Crétacé inférieur Albien-Néocomien.

2.2. APPROCHE SEMI-QUANTITATIVE : IDPR ET CROISEMENT D'APPROCHES SIG

L'objectif de l'approche semi-quantitative est de rechercher, à travers quelques variables continues simples, un critère d'expression du rôle des ressources en eaux souterraines dans les écoulements de surface du bassin amont de la Seine.

Le postulat initial de cette approche est simplifié. Il suppose pour qu'un objet géologique influe, par l'écoulement des eaux souterraines qu'il contient, sur le débit des cours d'eau en surface, qu'il présente :

- un **réservoir souterrain** de type aquifère disposant de caractéristiques hydrodynamiques nécessaires au stockage et à la circulation de l'eau (à contrario d'un aquiclude qui peut contenir de l'eau mais sans avoir la possibilité de la laisser circuler) ;
- une **évolution temporelle du volume d'eau dans l'aquifère**. Cela suppose la présence d'un volume d'eau variable au cours du temps. Pour cela la présence et l'épaisseur d'une zone non saturée (ZNS) joue un rôle important (stockage et déstockage potentiel de l'eau) ;
- un **gradient hydraulique**, moteur des écoulements, suffisant pour permettre un déplacement de cette eau.

2.2.1. L'indice de développement et persistance des réseaux (IDPR)

En l'absence d'une connaissance homogène à l'échelle du territoire étudié, la qualité intrinsèque des réservoirs souterrains (perméabilité, porosité) peut être approchée de manière indirecte par l'indice de développement et persistance des réseaux, développé par le BGRM (cf. ann. 1).

La recherche d'éventuelles corrélations entre la forme du réseau hydrographique et les formations géologiques a suscité un grand nombre de travaux. L'hypothèse principale qui les sous-tend suppose que les réseaux hydrographiques conservent, dans leurs formes, la signature des phénomènes endogènes ou exogènes.

Le tracé du réseau hydrographique résulte d'interactions complexes. Si l'eau par nature est incompressible et s'écoule par le chemin le plus court du point haut (sommet, crête, etc.) au point bas (mer, lac, fleuve...), durant son parcours, les conditions de son cheminement influent sur son tracé.

Parmi ces facteurs, les causes d'origines uniquement géologiques sont nombreuses et peuvent se décomposer de la manière suivante : la lithologie, la structure, la pente régionale, le rajeunissement et l'eustatisme.

De l'inventaire des interactions citées précédemment, découle l'idée qui sous-tend le calcul de l'IDPR. Cette approche se fonde sur le postulat initial suivant : *l'organisation du réseau hydrographique est indépendante des formations géologiques qui le supportent, seule la pente et la morphologie des reliefs guident la mise en place des cours d'eau.*

À ce postulat, un postulat inverse est confronté ; il suppose, à juste titre, un rôle des structures géologiques et de la composition lithologique du sous-sol, dans l'établissement des réseaux hydrographiques naturels. La géologie a une influence primordiale sur la morphométrie du bassin et son comportement hydrologique. La densité de drainage devient alors un indicateur révélateur de la géologie. Un bassin formé de matériaux très perméables aura en général une densité de drainage faible. À l'inverse, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, comme des marnes ou des argiles, va souvent présenter une densité de drainage élevée.

L'IDPR est ainsi un moyen de quantifier ce rôle en comparant un réseau théorique indépendant (*indice de développement ID*), au réseau naturel mis en place (*de persistance des réseaux PR*). L'indice de développement et de persistance des réseaux présente une métrologie de l'écart constaté entre les deux réseaux.

Le réseau hydrologique naturel, utilisé dans la démarche de calcul de l'IDPR provient des données de la BD CARTHAGE IGN©. Les arcs décrits dans la couche d'information HYA99 et les plans d'eau ou zones larges des cours d'eau de cette base de données cartographiques décrivent la géométrie des axes hydrographiques. La nature des axes et l'état des axes hydrographiques conditionnent plusieurs approches distinctes du milieu qui dépendent étroitement de la qualité des d'informations intégrées à BD CARTHAGE IGN©.

a) Éléments de calcul de l'IDPR

- **Structure du réseau théorique et ordre des talwegs¹**

Le réseau théorique des écoulements est fondé sur l'analyse des talwegs. Il suppose une lame d'eau météoritique et un récepteur imperméable homogène. Il s'établit à partir de l'analyse numérique du modèle de terrain au pas de 50 m. Seule l'altitude est fournie de manière « brute » par le MNT. On ne peut en extraire que des réseaux de talwegs qui représentent la hiérarchisation de la réponse d'un milieu imperméable soumis au ruissellement d'une lame d'eau.

¹ Ligne du fond d'une vallée ou lieu géométrique du point le plus bas de chaque section transversale d'une vallée.

b) Calcul et interprétation de l'IDPR

L'aptitude des formations du sous-sol à laisser s'infiltrer les eaux de surface vers le milieu souterrain, et réciproquement est déduite de la comparaison entre les réseaux hydrographiques réels et calculés.

L'IDPR permet de rendre compte de la capacité intrinsèque du sol à laisser infiltrer ou ruisseler les eaux de surfaces. Cette fonction d'infiltration dépend de la perméabilité qui permet de rendre compte de la capacité d'un sol à laisser passer un fluide (de haut en bas ou inversement). Très variable, ce paramètre dépend essentiellement de la lithologie de la formation considérée.

L'IDPR résulte de la comparaison à partir d'un point quelconque de l'espace entre :

- la distance au plus proche cours d'eau réel ;
- la distance au plus proche cours d'eau calculé.

IDPR	Interprétation	
< 1	Infiltration majoritaire par rapport au ruissellement superficiel	Il y a non-conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés aux talwegs et les axes hydrologiques observés. 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. Développement d'un réseau de talweg de densité supérieure à l'expression du réseau de drainage naturel.
= 1	Infiltration et ruissellement superficiel de même importance	Il y a conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés au talweg et les axes hydrologiques en place.
> 1	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. Le réseau de drainage naturel est de densité supérieure à celui du réseau des talwegs.
> 2	Majoritairement assimilable à des milieux humides	Un IDPR supérieur ou égal à 2 traduit une stagnation permanente ou transitoire des eaux, menant à deux interprétations différentes. Quand la ZNS est faible, par exemple au niveau des cours d'eau et des zones humides, l'eau ne s'infiltrer pas car le terrain est saturé. Dans le cas d'une ZNS plus importante, le refus d'infiltration semble montrer une imperméabilité des terrains naturels. On pose l'hypothèse que des valeurs d'IDPR supérieures à 2 sont majoritairement assimilables à des milieux humides ² induisant la possibilité d'inondation par effet de barrière hydraulique.

Tabl. 5 - Interprétation des résultats de l'IDPR.

² Les milieux humides en tant qu'hydrosystèmes font partie intégrante des systèmes aquatiques auxquels ils sont reliés : soit une nappe phréatique, soit un cours d'eau dont ils sont les prolongements latéraux, soit une zone lacustre dont ils constituent les bordures. À ce titre ces milieux humides ne peuvent être, d'un point de vue hydrologique, isolés des autres hydrosystèmes avec lesquels ils sont connectés et aux variations de stocks auxquels ils réagissent.

Après le calcul des équidistances à la rivière ou au talweg de tous les points, le rapport des distances à la rivière du réseau calculé sur le réseau réel constitue l'IDPR qui varie selon une échelle comprise entre 0 et n. Par souci de simplification du critère, n est arbitrairement limité à 2. L'IDPR est inférieur à 1 quand le réseau théorique n'est pas repris par une rivière réelle. Inversement, quand le réseau réel est plus dense que le réseau calculé, on est en zone de ruissellement majoritaire, IDPR tend vers 2 (cf. tabl. 5).

c) Répartition de l'IDPR sur le territoire étudié

Le calcul de l'Indice IDPR restitue une grille continue de valeurs à l'échelle du territoire étudié (cf. fig. 3). Ces valeurs seront ensuite affectées à des surfaces supposées homogènes pour l'interprétation des résultats.

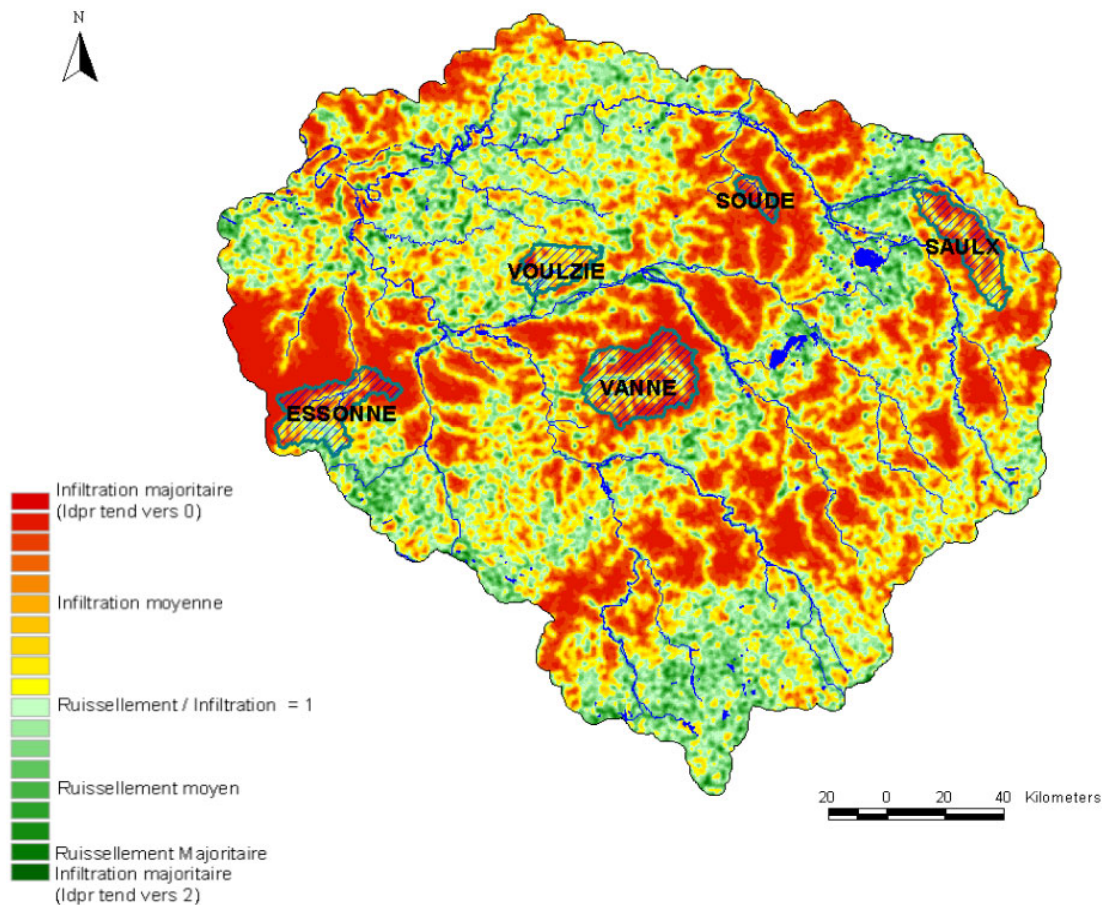


Fig. 3 - Carte de répartition de l'IDPR.

• Valeur de l'indice IDPR affecté aux unités stratigraphiques

L'analyse de l'indice IDPR, rapportée aux unités stratigraphiques de la carte géologique à l'échelle du million (cf. fig. 4) permet l'observation de cinq aires distinctes :

- en premier lieu, le massif du Morvan, où il n'existe pas de système aquifère de grande ampleur et où les transferts d'eau sont majoritairement assurés par le réseau hydrographique de surface ;
- les formations du Jurassique, sont majoritairement infiltrantes. Elles sont profondément disséquées par le réseau hydrographique en place avec localement, une réponse de l'indice IDPR typique des formations karstiques ;
- les formations du Crétacé inférieur présente un indice IDPR moyen où le pôle « ruisselant » est majoritaire ;
- les formations du Crétacé moyen et supérieur, correspondant aux faciès sédimentaires de la craie sont, au contraire du Crétacé inférieur, majoritairement infiltrantes. On remarquera la faible influence des formations tertiaires sur les calcaires de la Beauce qui présentent une réponse IDPR similaire aux faciès hors recouvrement des formations du Crétacé moyen et supérieur ;
- enfin les formations tertiaires, au nord-ouest du secteur d'étude sont plutôt à caractère infiltrant.

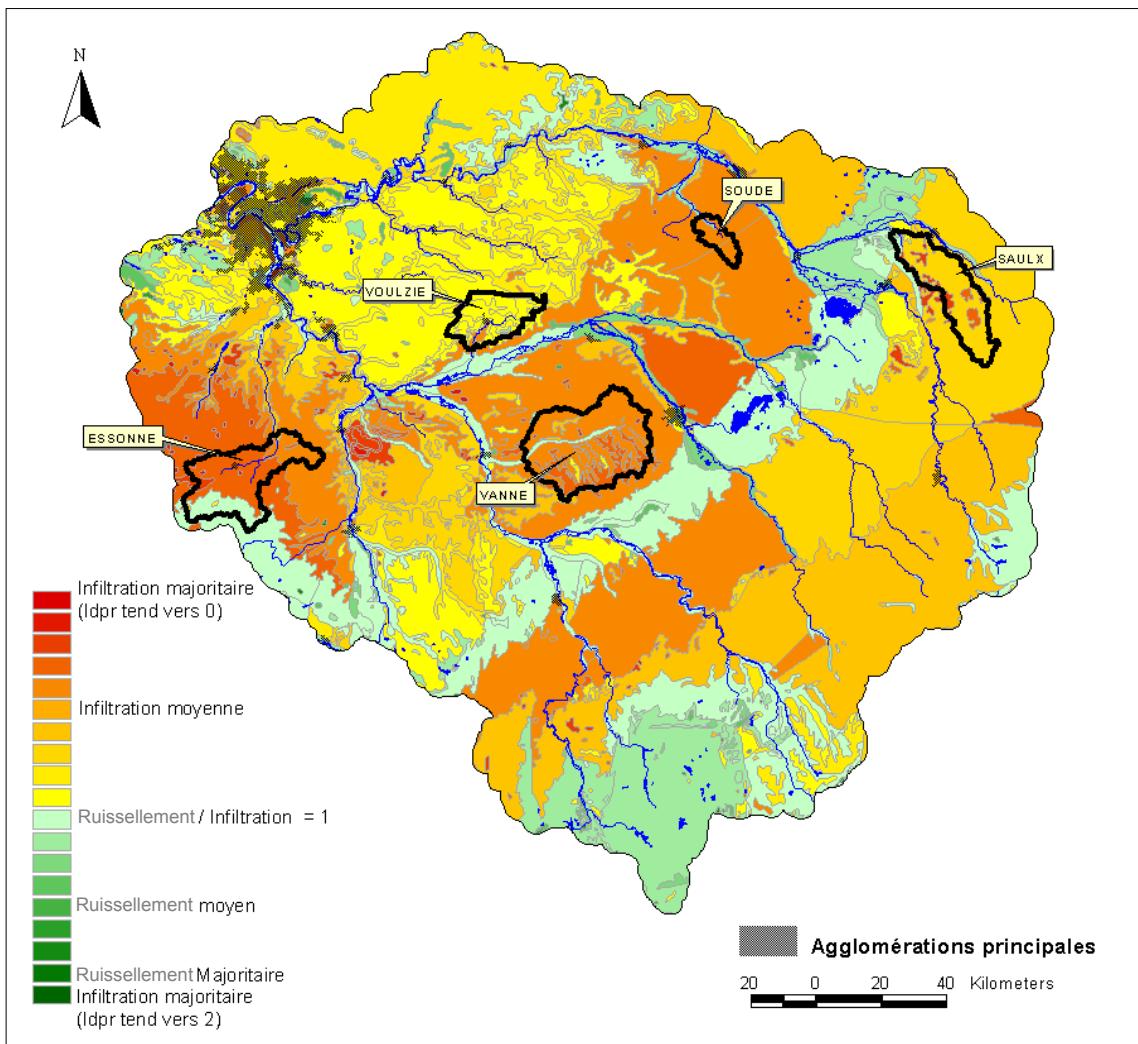


Fig. 4 - IDPR affecté aux unités stratigraphiques.

Les surfaces décrites dans la cartographie au millionième présentent un indice IDPR moyen dont les variations sont significatives à l'échelle de la zone étudiée. Rapportées aux formations proprement dites, ces variations mettent en avant le caractère fortement infiltrant des faciès carbonatés du C2 (Crétacé - Crétacé sup.), J2 (Jurassique sup.) et J3 (Jurassique moyen).

Les formations tertiaires des plateaux limitent, dans une certaine mesure, ce caractère à forte infiltration. Les formations alluvionnaires des vallées, parce qu'elles sont le siège d'un écoulement de surface fonctionnel, apparaissent comme privilégiant le ruissellement à l'échelle de l'analyse proposée.

Le tableau 6 avec le graphique correspondant classent par ordre décroissant le caractère infiltrant des unités stratigraphiques de la carte géologique au million. Dans l'hypothèse de travail où la contribution des formations géologiques au phénomène de crues dépend de leur capacité à stocker une partie de l'eau météoritique. Ce classement met en exergue les zones potentiellement contributives.

Stratigraphie	
[c2] Crétacé supérieur ; Crétacé ; Mésozoïque	100 %
[j3] Jurassique supérieur ; Jurassique ; Mésozoïque	92 %
[j2] Jurassique moyen ; Jurassique ; Mésozoïque	90 %
[m] Miocène ; Néogène ; Cénozoïque	90 %
[e] Paléocène et Eocène ; Paléogène ; Cénozoïque	72 %
[e2] Éocène moyen et supérieur ; Paléogène ; Cénozoïque	54 %
[g] Oligocène ; Paléogène ; Cénozoïque	49 %
[q2] Pléistocène moyen et supérieur ; Quaternaire ; Cénozoïque	40 %
[e1] Paléocène et Éocène inférieur ; Paléogène ; Cénozoïque	39 %
[c1] Crétacé inférieur ; Crétacé ; Mésozoïque	26 %
[j1] Jurassique inférieur ; Jurassique ; Mésozoïque	8 %
[q3] Holocène ; Quaternaire ; Cénozoïque	0 %

Tabl. 6 - Classement des unités stratigraphiques d'après leur caractère infiltrant.

Ces zones sont cependant non homogènes et la comparaison des figures 4 et 5 montre les fluctuations des valeurs de l'IDPR au sein d'unités stratigraphiques homogènes.

Ces variations sont sensibles au sein des faciès du Jurassique supérieur et moyen, dans une moindre mesure au sein des formations carbonatées du Crétacé supérieur. Ainsi, l'analyse de l'indice IDPR, rapportée à des surfaces de plus petite extension, unités fonctionnelles de milieux, combinant les limites de bassins versants, les limites de la carte géologique et celles du référentiel national des entités hydrogéologiques (BDRHF V1), permet une analyse plus fine des formations tertiaires du nord-ouest. Les formations de l'Éocène moyen de la rive droite de la Marne apparaissent ainsi plus « infiltrantes » que celles de l'Oligocène de la rive gauche.

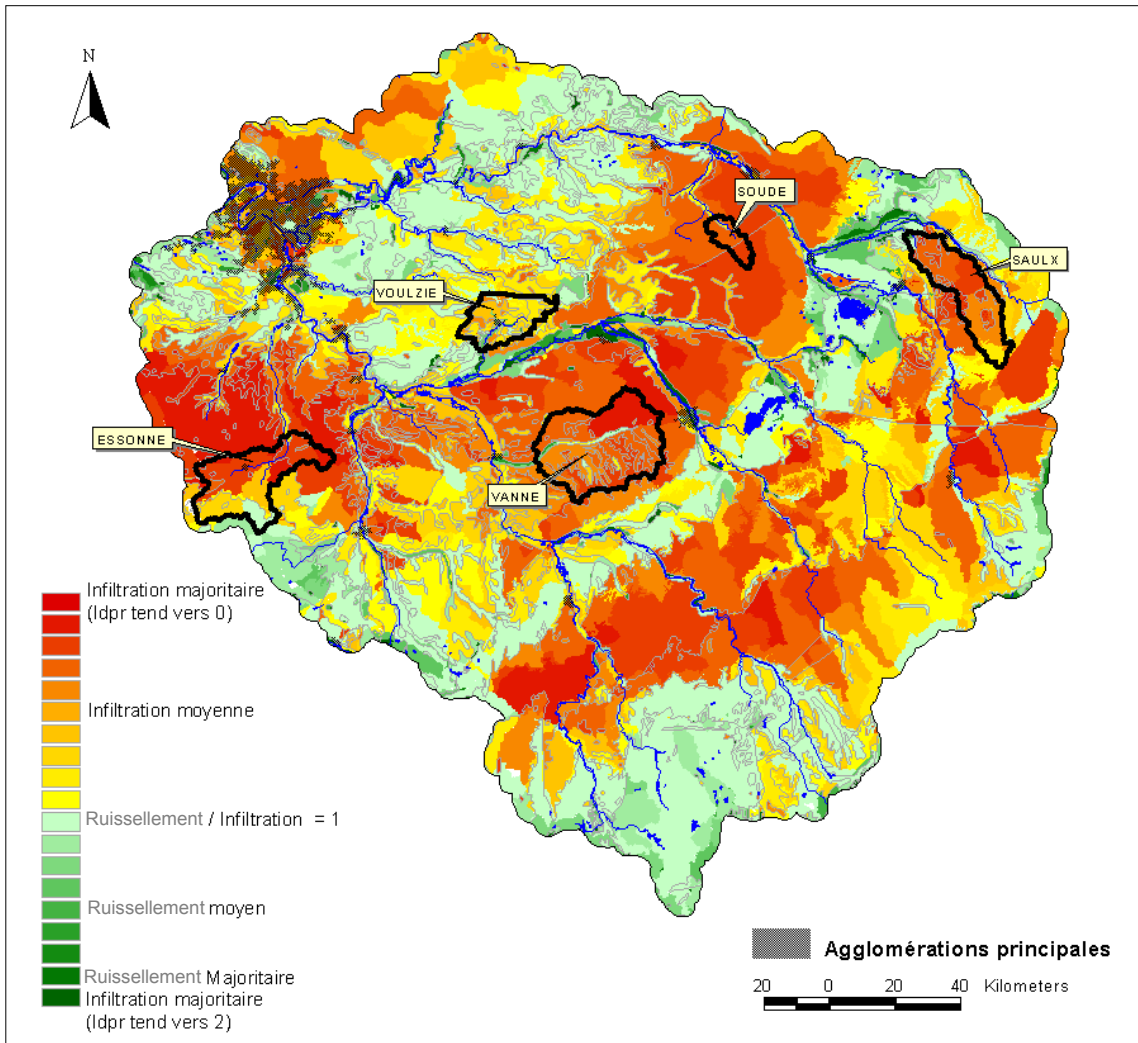


Fig. 5 - IDPR affecté aux unités fonctionnelles de milieux.

- **Valeur de l'indice IDPR affecté aux entités hydrogéologiques du référentiel national BFRHF**

La BD RHF® (Base de Données sur le Référentiel Hydrogéologique Français) est la cartographie nationale des entités hydrogéologiques françaises à laquelle est associé un ensemble d'informations thématiques. Elle vise à décrire l'ensemble des ressources en eau de la France.

Les surfaces associées aux entités du référentiel hydrogéologique (fig. 6) montrent, de la même manière que précédemment, un indice IDPR présentant des variations significatives à l'échelle de la zone d'étude. Cependant, compte tenu des limites de chaque entité, les variations de l'indice IDPR au sein d'une même entité peuvent être importantes. En effet, ces dernières associent en général les interfluves et les vallées alluviales au sein de la même entité.

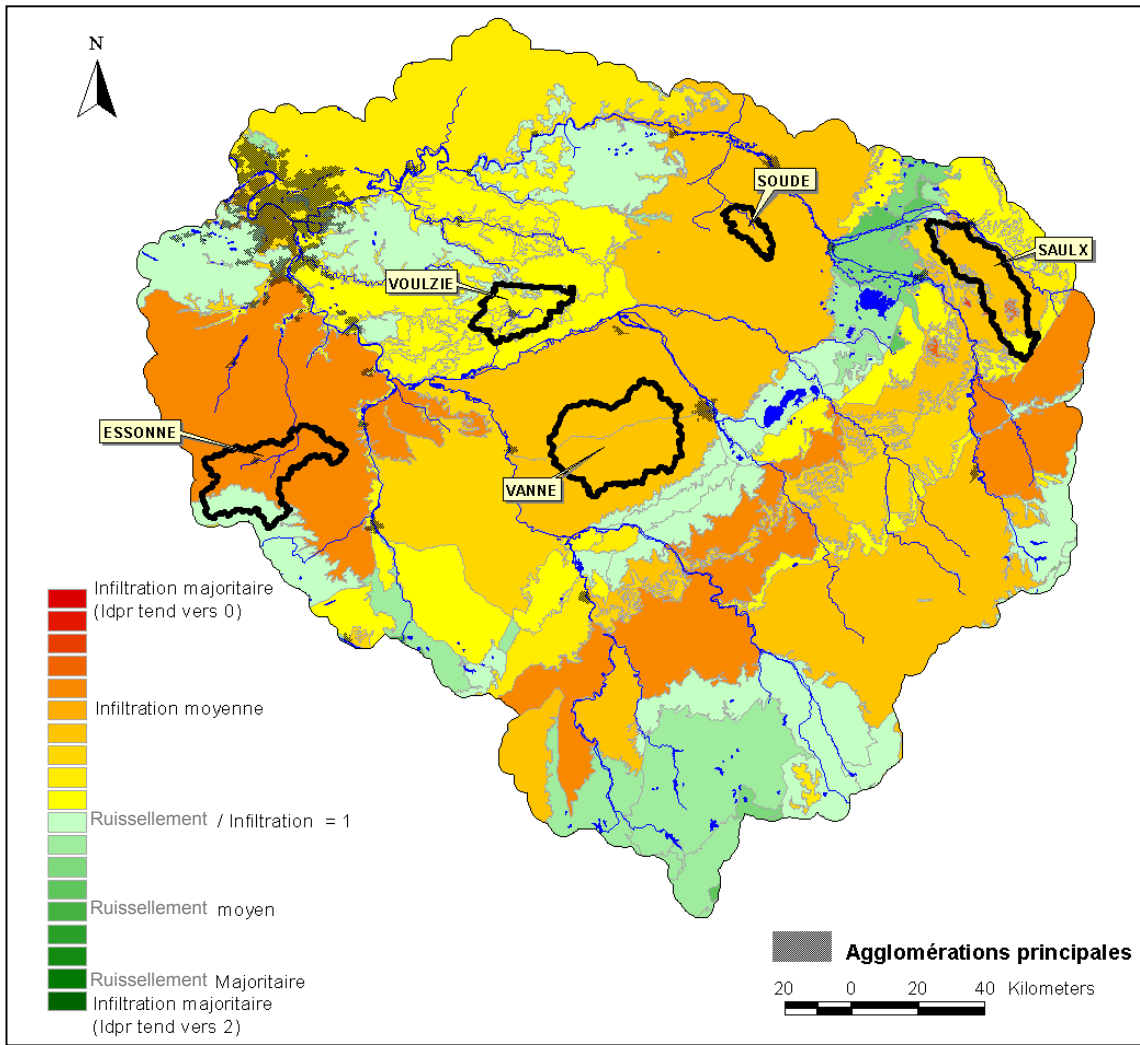


Fig. 6 - IDPR affecté aux entités hydrogéologiques de BD RHF ® V1.

• Valeur de l'indice IDPR affecté à cinq bassins versants représentatifs

Cinq bassins versants représentatifs des principaux aquifères contributifs aux débits des rivières ont été sélectionnés (cf. § 3.1.) pour une approche quantitative par modélisation globale.

POINT	PERIMET_K M	SL_MIN _PRC	SL_MA X_PRC	SL_AVE _PRC	EL_MIN _M	EL_MA X_M	EL_AVE _M	EL_STDE V	L_MAX_ KM	L_EQV_K M	L_RELAT
SAULX	141.592	0.000	48.510	5.354	142.00	425.00	290.20	54.473	69.289	63.106	3.145
ESSONNE	163.021	0.000	24.254	1.383	75.00	165.00	118.35	11.395	49.967	73.329	2.040
VANNE	148.038	0.000	52.559	6.047	89.00	296.00	195.74	44.486	53.301	59.287	1.804
VOULZIE	96.747	0.000	35.116	3.006	62.00	203.00	145.06	22.362	37.441	40.485	2.095
SOUDE	58.669	0.000	13.829	2.885	112.00	225.00	159.56	23.357	22.670	25.006	2.179

Affecté aux bassins versants des rivières retenues, cet indice décrit pour chacun d'entre eux, un contexte géomorphologique nettement orienté vers un pôle d'infiltration majoritaire.

- SOUDE IDPR = 0,245 ;

- VANNE IDPR = 0,346 ;
 - SAULX IDPR = 0,405 ;
 - ESSONNE IDPR = 0,451 ;
 - VOULZIE IDPR = 0,820.
-
- la Voulzie présente les plus forts contrastes des valeurs observées de l'indice IDPR, ce qui est conforme à l'hétérogénéité des formations géologiques recoupées par ce bassin versant ;
 - la Soude se démarque par un bassin versant de très faible indice IDPR, de potentiel fortement infiltrant. Les volumes d'eau en sortie de ce bassin, dans l'hypothèse d'un bilan global de ses écoulements devront probablement être relativisés pour tenir compte d'un débit souterrain probablement important ;
 - la Saulx, la Vanne et l'Essonne présentent des caractéristiques similaires au regard de l'IDPR. Dans ce contexte favorisant une infiltration importante des eaux de pluies au regard du ruissellement potentiel, la position de l'exutoire superficiel par rapport à l'exutoire souterrain doit être approfondie.

L'indice IDPR constitue une première étape de l'analyse qualitative du rôle des eaux souterraines. Il permet de qualifier la zone d'étude en domaines favorisant l'infiltration ou le ruissellement des eaux, ceux favorisant l'infiltration étant supposés indiquer la présence d'un réservoir souterrain potentiellement contributif aux écoulements de surface.

2.2.2. Analyse de l'épaisseur de la zone non saturée moyenne (ZNS)

L'épaisseur des terrains non saturés constitue le second critère exploité par l'analyse semi-quantitative.

Les données exploitées pour l'établissement de la carte d'épaisseur moyenne de la zone non saturée (fig. 7) proviennent de l'étude nationale menée sur la sensibilité des terrains naturels aux remontées de nappes (la maille de l'analyse est de 250*250 m). Seule la première nappe rencontrée est prise en compte dans cette approche. La limite d'exploitabilité de cette donnée a été établie de la manière suivante : toute unité fonctionnelle de surface (aire de même bassin versant, même géologie et même entité hydrogéologique) supérieure à 225 km², qui ne contient aucun point de niveau d'eau, constitue une surface pour laquelle l'interpolation de la piézométrie est considérée comme non significative (absence de données suffisantes).

La valeur moyenne de la zone non saturée sur l'ensemble du territoire d'étude est de l'ordre de 35 m. Les formations du Crétacé supérieur, présentent une épaisseur de terrains non saturés comprise entre 15 et 30 m avec localement des valeurs plus importantes (partie nord de la Beauce, Sénonais -029 et pays d'Othe).

Les formations du Crétacé inférieur et les vallées alluviales disposent d'une ZNS faible, fréquemment inférieure à 5 m.

Les formations jurassiques (supérieur et moyen) présentent en moyenne une épaisseur de la zone non saturée plus importante que celles des terrains du Crétacé supérieur conforme à leur morphologie karstique reconnue.

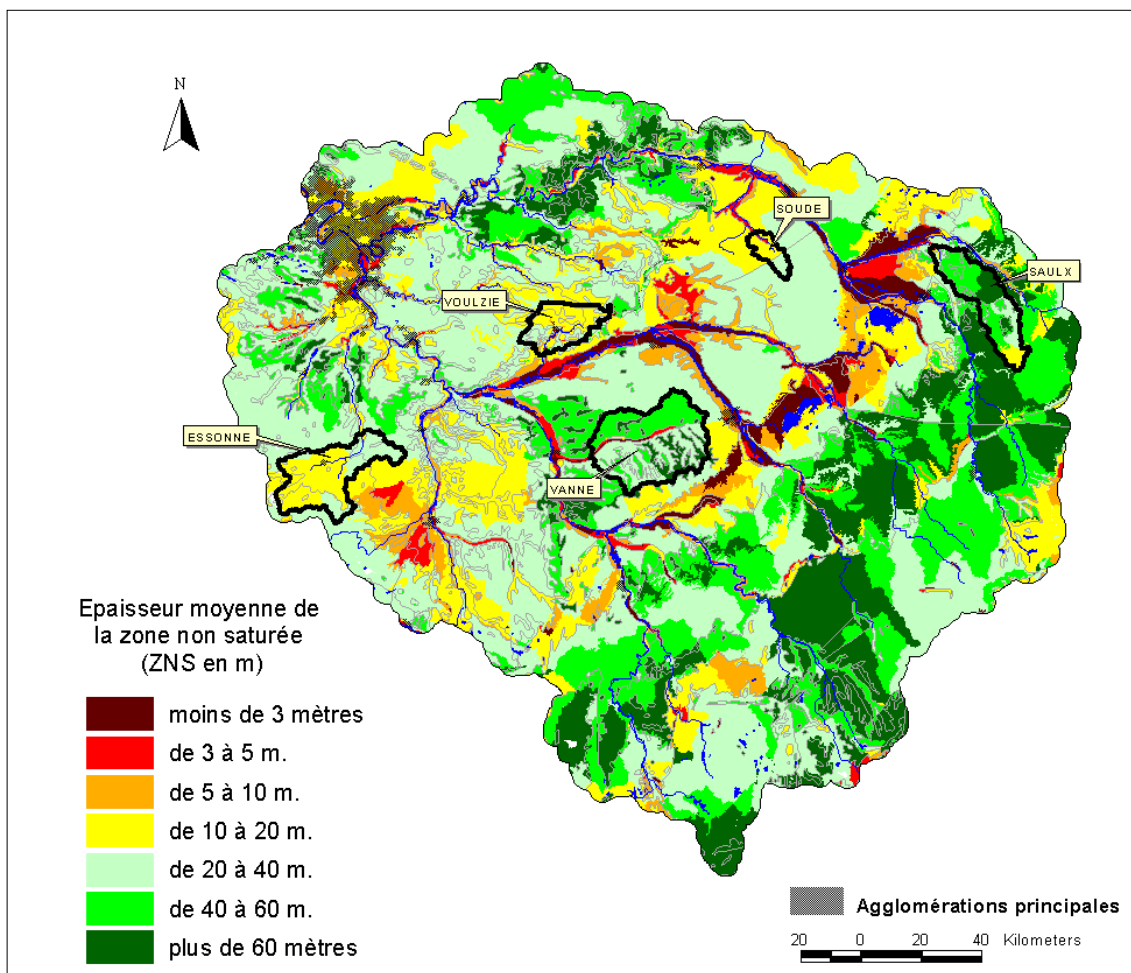


Fig. 7 - Épaisseur moyenne de la zone non saturée (ZNS en m).

- **Valeur moyenne de l'épaisseur de la zone non saturée affectée aux bassins versants retenus**

Le tableau ci-dessous donne les valeurs moyenne, médiane et à l'exutoire de la ZNS affectée aux bassins versants des rivières retenues.

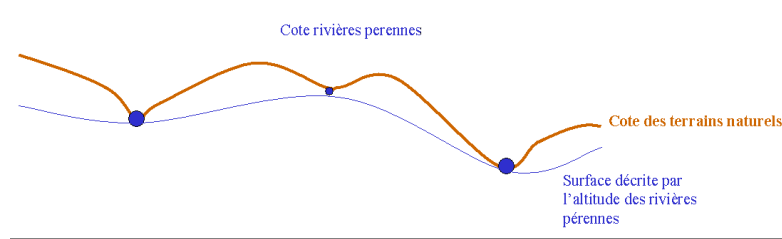
Bassins versants	Épaisseur de la ZNS en m		
	Moyenne	Médiane	À l'exutoire du bassin versant
Voulzie	18	23	< 5
Essonne	20	13	Voisin de 5
Soude	26	23	Voisin de 10
Vanne	41	40	< 5
Saulx	Non significatif		

- la Vanne se distingue par une épaisseur importante de la zone non saturée, la nappe est supposée sub-affleurante à l'exutoire compte tenu de la précision des données utilisées ;
- la Voulzie et l'Essonne présentent une épaisseur moyenne comparable de la zone non saturée, elles se distinguent par une nappe située, pour l'une à proximité immédiate de l'exutoire du bassin versant (Voulzie), pour l'autre à une profondeur moyenne de l'ordre de 5 m, ce qui présuppose pour cette dernière un écoulement souterrain du bassin non négligeable ;
- enfin la Soude, de manière plus marquée encore que l'Essonne, présuppose également un écoulement souterrain du bassin non négligeable à l'exutoire.

2.2.3. Autres pistes d'investigation

a) Indice d'épaisseur des terrains potentiellement saturables (ZPS)

Compte tenu de l'hétérogénéité de la couverture de données disponibles pour établir une cartographie moyenne de l'épaisseur de la zone non saturée, l'analyse du réseau hydrographique pérenne permet d'établir un indice géomorphologique supplémentaire. Cet indice est établi à partir d'une surface d'égale altitude fondée sur la cote altimétrique moyenne des axes pérennes du réseau hydrographique.



L'objectif de cet indice est de quantifier, de manière simple, un volume potentiellement disponible au stockage d'eau en sus du volume minimal nécessaire au maintien du réseau hydrographique pérenne.

Cette surface est ensuite comparée à la surface piézométrique établie lors de l'étude nationale menée sur la sensibilité des terrains naturels aux remontées de nappes. Cette comparaison a pour objectif, dans le cadre d'une hypothèse extrêmement simplifiée du fonctionnement des aquifères, d'affiner l'estimation des épaisseurs moyennes de terrains saturés disponibles pour le stockage de l'eau souterraine (critère noté ZS de la figure 8).

La carte obtenue montre en premier lieu, l'importance et la relative homogénéité du réservoir souterrain constitué par les faciès carbonatés du Crétacé supérieur qui apparaissent comme les réservoirs souterrains potentiels les plus importants et homogènes. En second lieu, les faciès du Jurassique moyen et inférieur présentent en règle générale une différenciation peu marquée entre la cote piézométrique approchée et la cote altimétrique des rivières, ce que confirme un fonctionnement de nature karstique.

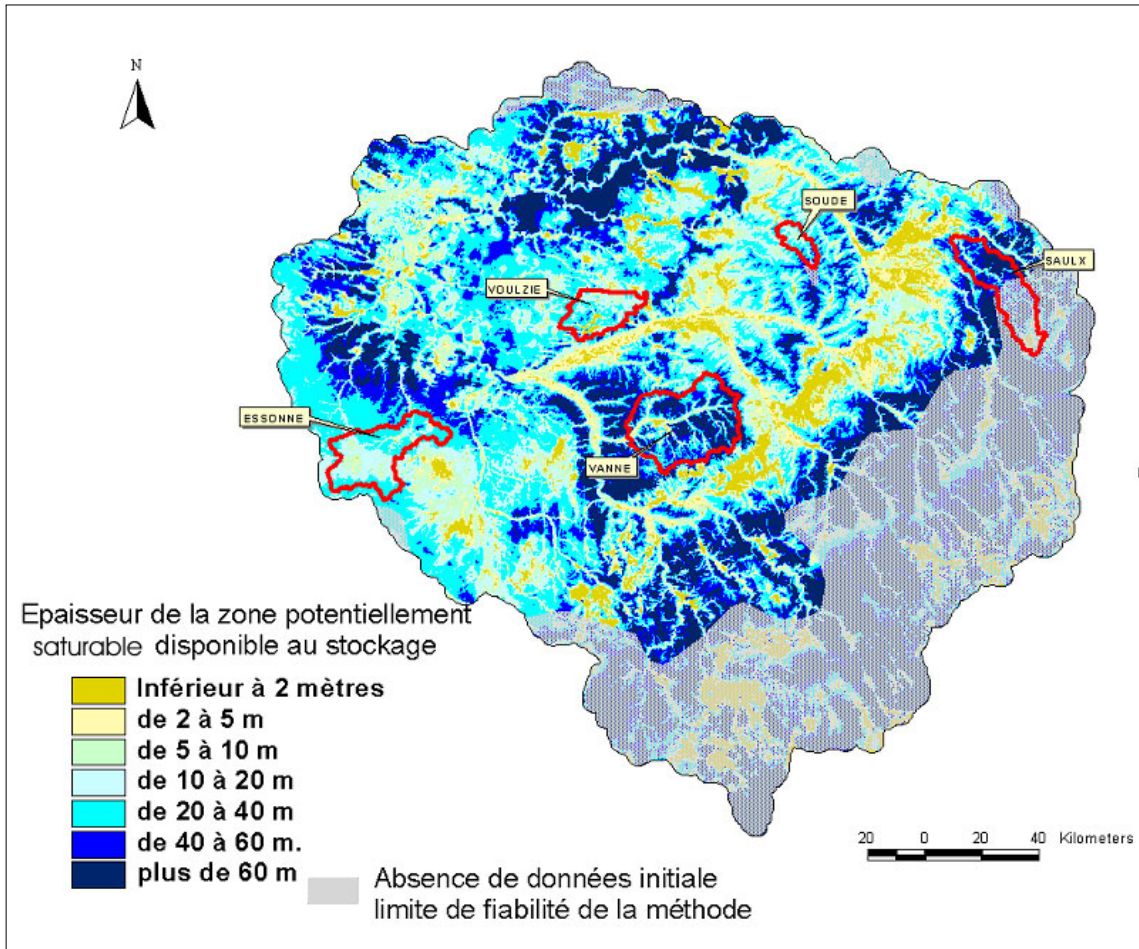


Fig. 8 - Épaisseur de la zone potentiellement saturée disponible au stockage.

- Valeur moyenne de ZPS affectée aux bassins versants retenus

POINT	ZPS m
SAULX	49
VANNE	46
SOUDE	28
ESSONNE	21
VOULZIE	20

b) Gradient des nappes

La carte des gradients hydraulique (fig. 9) est déduite de la cote piézométrique des premières nappes rencontrées. Elle est soumise aux mêmes limites d'exploitation que la carte de l'épaisseur des terrains non saturés.

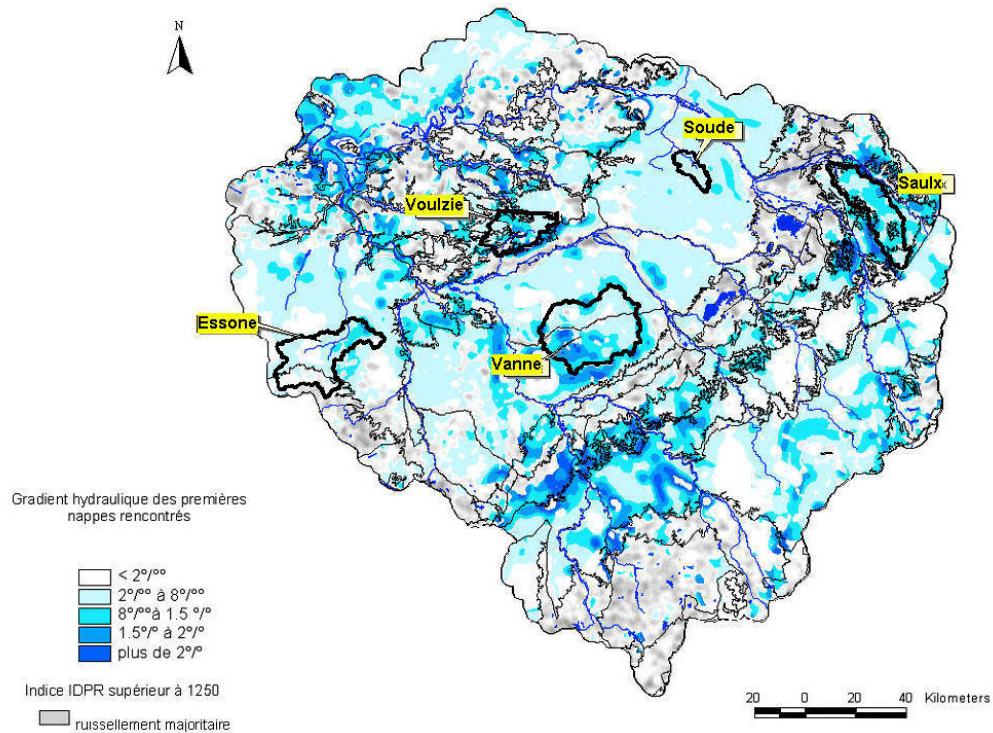


Fig. 9 - Gradient moyen des aquifères.

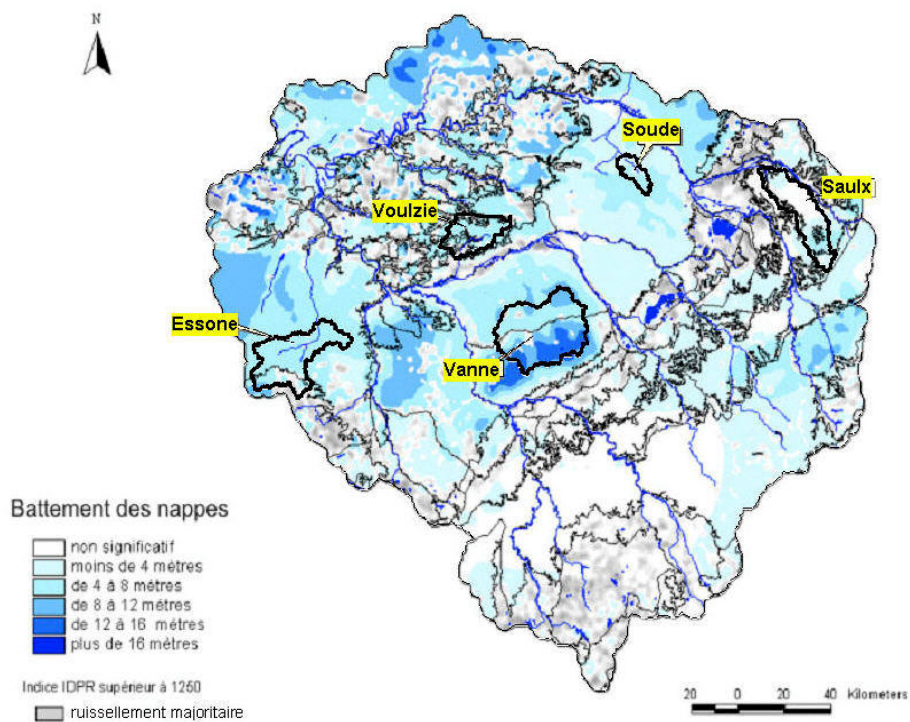


Fig. 10 - Carte du battement moyen des nappes.

Valeur moyenne du gradient des nappes affectée aux bassins versants retenus

ESSONNE	0,5 %
SOUDE	0,6 %
VANNE	1,0 %
SAULX	1,1 % (non significatif)
VOULZIE	1,2 %

- l'Essonne et la Soude présentent un gradient hydraulique faible, caractéristique des grandes nappes aquifères dans un contexte calcaire de perméabilité homogène à grande échelle ;
- la Vanne, dans un contexte géologique similaire, présente un gradient hydraulique moyen plus élevé ;
- la Voulzie, compte tenu de l'hétérogénéité des formations géologiques rencontrées, présente un gradient hydraulique plus élevé également.

c) Battement des nappes

Dernier indice utilisé, le battement des nappes (fig. 10) a été extrait, pour la zone d'étude considérée, de l'étude menée dans le cadre de l'atlas national des remontées de nappe.

Ce critère met en avant les nappes du Crétacé supérieur où s'établit un battement moyen de 4 à 12 m (le pays d'Othes présente localement des battements plus importants).

Les formations du Jurassique moyen et inférieur présentent des battements faibles, en règle générale inférieurs à 4 m.

Valeur moyenne du battement des nappes affectée aux bassins versants retenus

SAULX	non significatif
SOUDE	5 ± 2,5 m
ESSONNE	7 ± 2,5 m
VOULZIE	8 ± 2,5 m
VANNE	10 ± 2,5 m

2.2.4. Analyse combinatoire qualitative (IDPR, ZNS, ZPS, GRAD, BATT)

La combinaison des critères précités, gradient, ZNS et ZPS, battement et IDPR, est effectuée afin d'établir un indicateur qualitatif du rôle potentiel des eaux souterraines dans l'alimentation du réseau hydrographique. La hiérarchisation des poids relatifs de chacun de ces critères est guidée par la qualité des données disponibles. Le critère déterminant reste l'IDPR avec un poids de 100 %.

La limite de fiabilité des données exploitées, hors IDPR est issue de la cartographie mise en œuvre dans le cadre de l'atlas des remontées de nappes. Sur les quatre cartes présentées ci-dessous (fig. 11), la zone grise masque les aires géographiques pour lesquelles la densité des informations élémentaires est insuffisante.

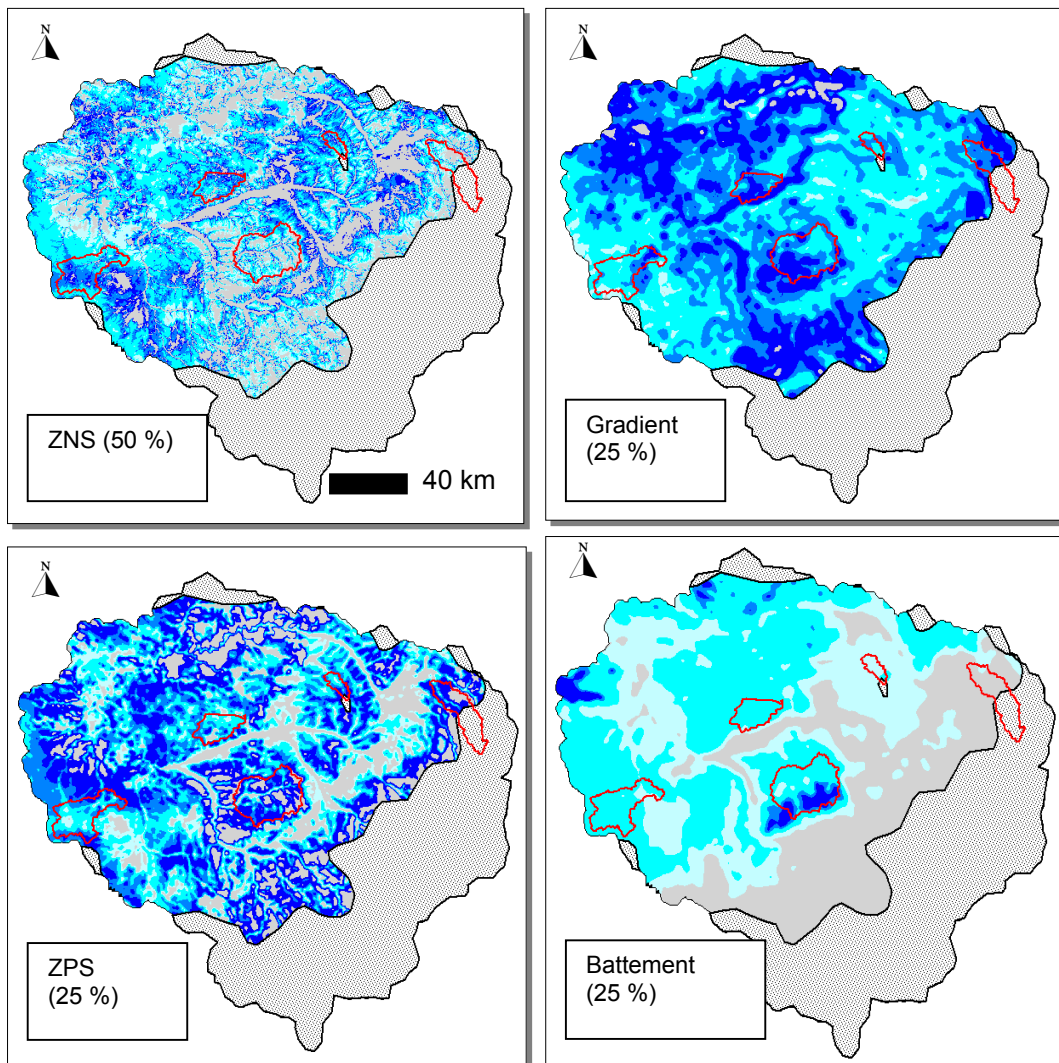


Fig. 11 - Pondération affectée aux approches SIG hors IDPR (100 %).

Le résultat de cette analyse combinatoire est reporté sur la figure 12.

Valeur moyenne de l'analyse combinatoire affectée aux bassins versants retenus

SOUDE	Faible
VOULZIE	Faible à moyenne
ESSONNE	Moyenne
VANNE	Moyenne à forte
SAULX	<i>(absence de données piézométriques, non significatif)</i>

Les résultats obtenus peuvent être reportés aux unités stratigraphiques de la carte géologique à l'échelle du million (fig. 13).

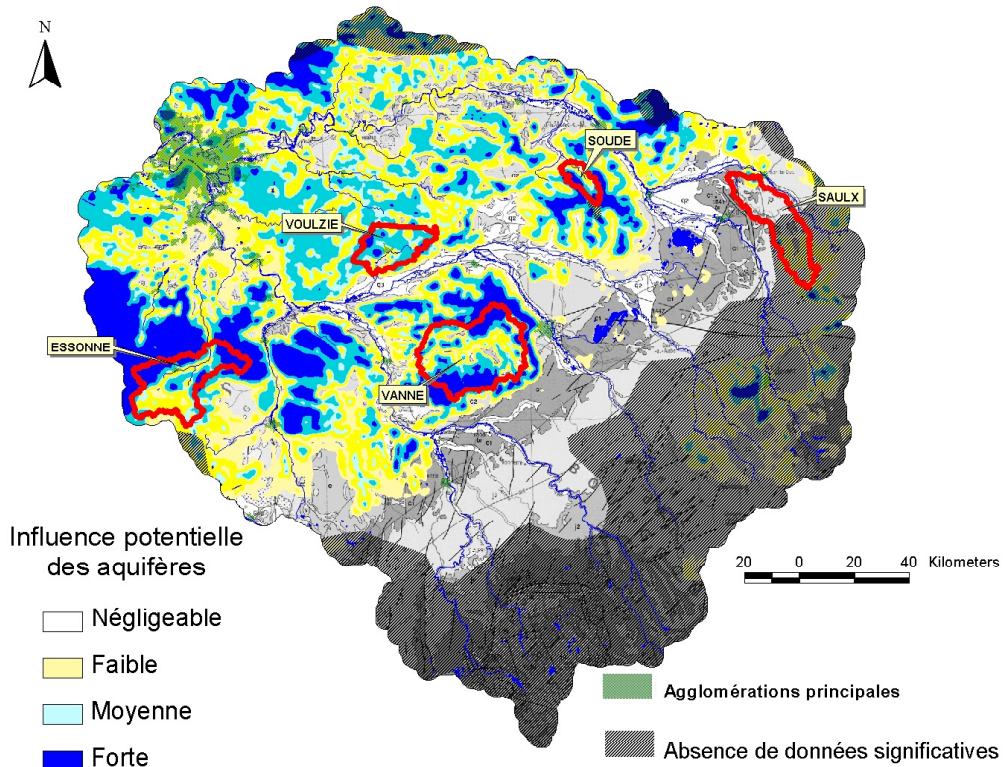


Fig. 12 - Grille résultante de l'analyse combinatoire.

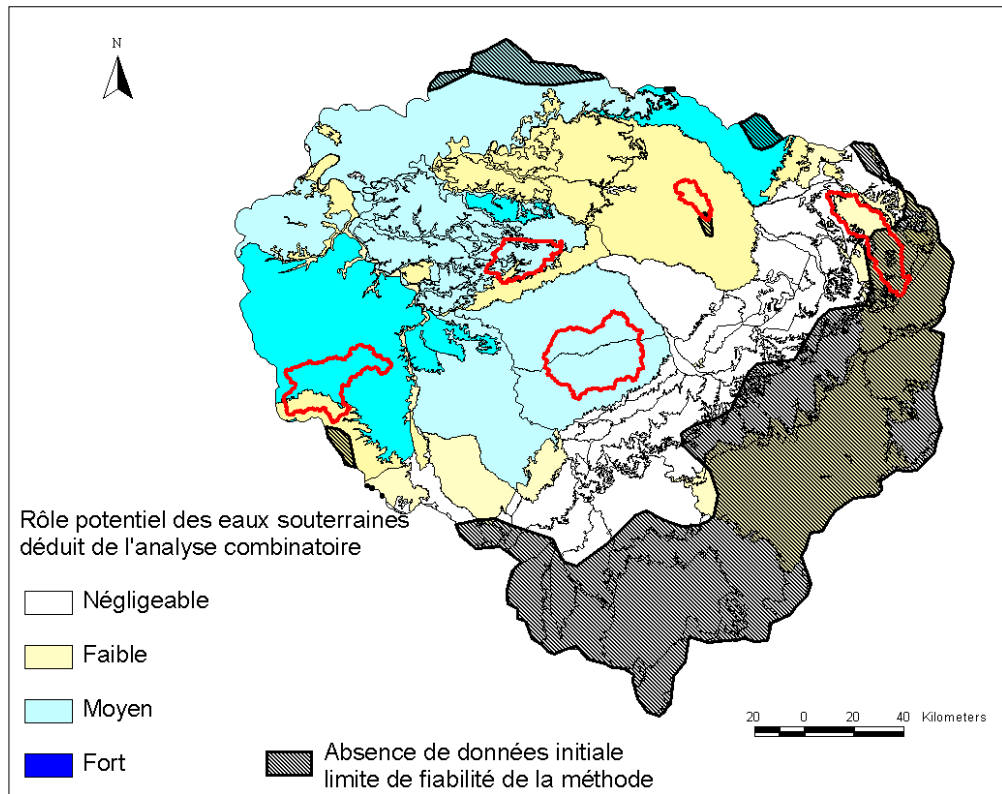


Fig. 13 - Résultats de l'analyse combinatoire reportés par unités stratigraphiques.

Les résultats obtenus peuvent être également reportés aux entités hydrogéologiques du référentiel national des eaux souterraines (fig. 14).

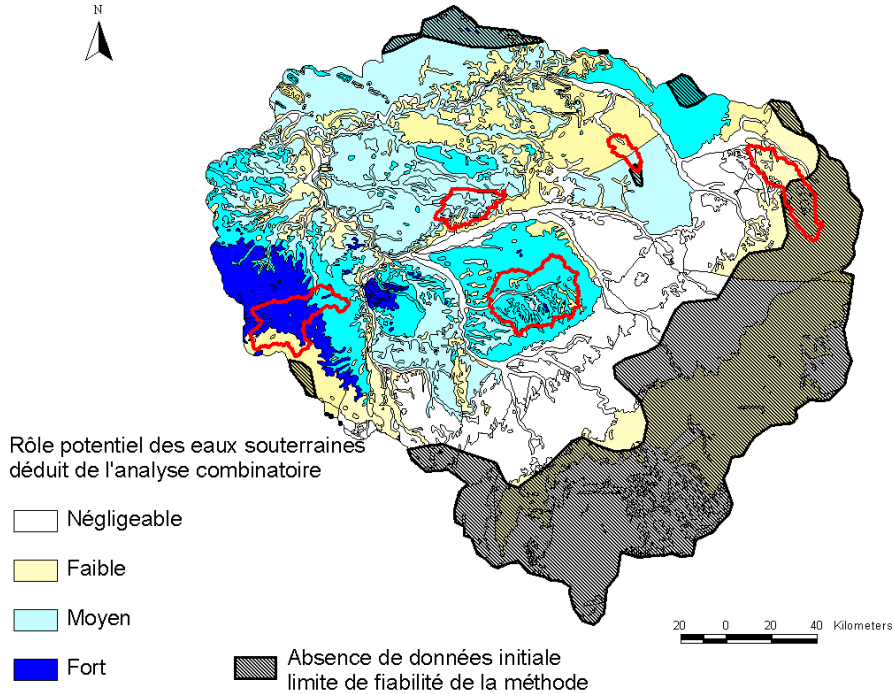


Fig. 14 - Résultats de l'analyse combinatoire reportés par entités hydrogéologiques.

2.2.5. Analyse combinatoire quantitative (IDPR, pluie efficace)

a) Eau disponible pour l'écoulement

La carte des pluies efficaces, index de l'écoulement total, exprimée en hauteur de lame d'eau en mm a été extraite sur le territoire d'étude (fig. 15).

L'IDPR, qui traduit la capacité intrinsèque du sol à laisser s'infiltrer ou ruisseler les eaux de pluie, a été utilisé pour qualifier la pluie efficace selon une composante disponible à l'infiltration ou au ruissellement (fig. 16).

b) Valeur moyenne de la pluie disponible à l'infiltration affectée aux bassins versants retenus

Le tableau 7 présente les bassins versants retenus classés selon leur capacité d'infiltration et la pluie efficace qu'ils reçoivent (r) et selon la lame d'eau totale infiltrée.

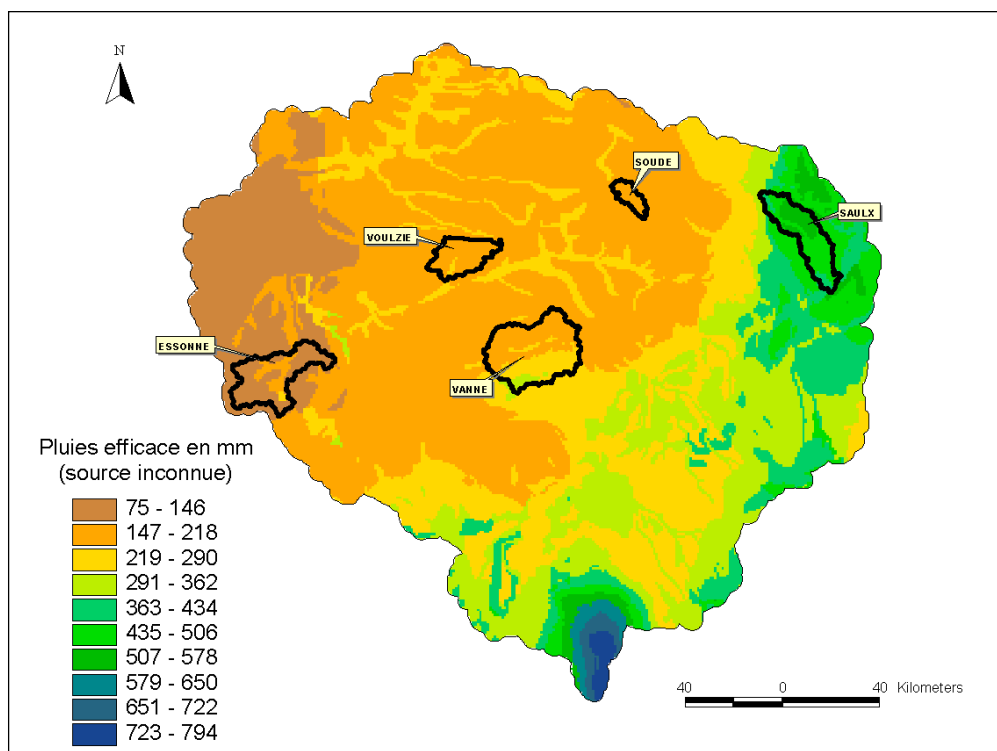


Fig. 15 - Répartition des précipitations efficaces.

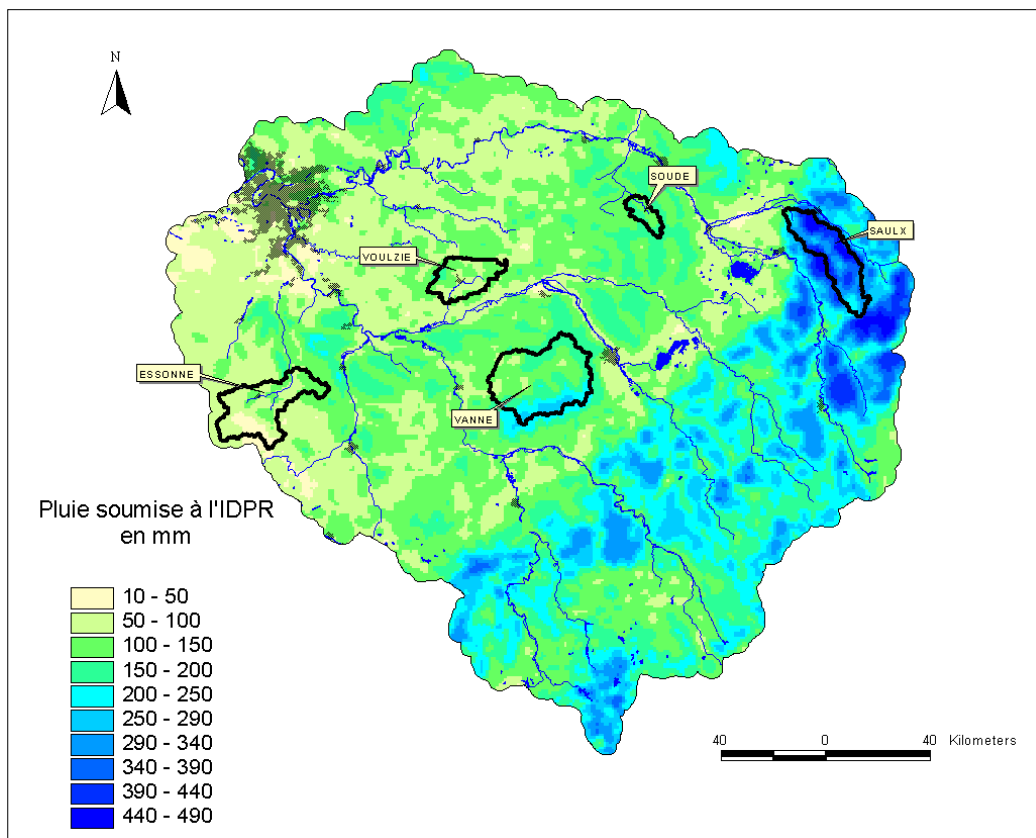


Fig. 16 - Évaluation quantitative de l'écoulement annuel moyen par analyse combinatoire entre les pluies efficaces et l'IDPR.

Bassin versant rendement km ²	Surf. km ²	IDPR Moyen	Pluie Eff. Moyenne BV mm	R = mm/km ²
ESSONNE	600	529	125	90
VOULZIE	319	793	185	112
SOUDE	108	334	180	150
VANNE	873	481	218	165
SAULX	485	495	486	378
Bassin versant Infiltration totale				Total mm (r * S)
SOUDE	108	334	180	16 200
VOULZIE	319	793	185	35 728
ESSONNE	600	529	125	54 000
VANNE	873	481	218	144 045
SAULX	485	495	486	183 330

r, représente le rapport moyen de la lame d'eau disponible à l'infiltration par unité surface.

Total mm, représente le cumul de la lame d'eau par bassin versant.

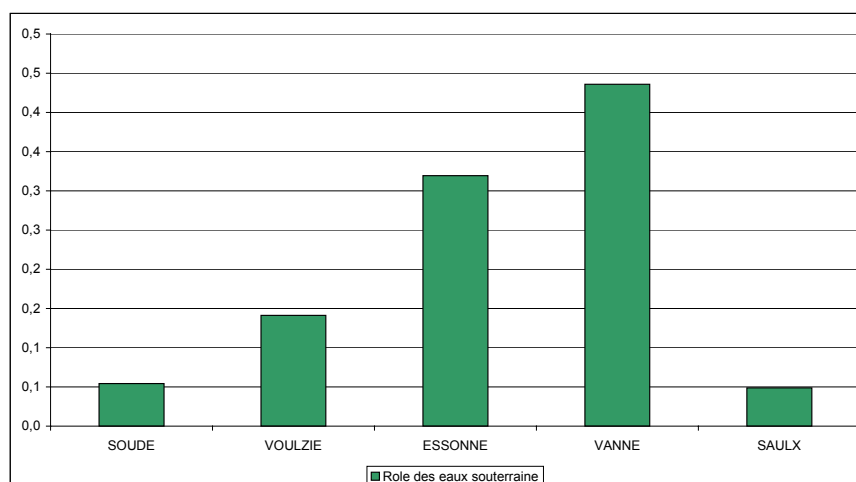
Tabl. 7 - Valeur moyenne de l'IDPR et de la pluie efficace disponible à l'infiltration affectée aux bassins versants retenus.

Le calcul des valeurs de pluie affectées aux bassins versants résulte de la somme des valeurs de pluie efficace corrigée par l'IDPR obtenue par aire d'extension des bassins versants.

2.2.6. Conclusion

a) Approche SIG qualitative

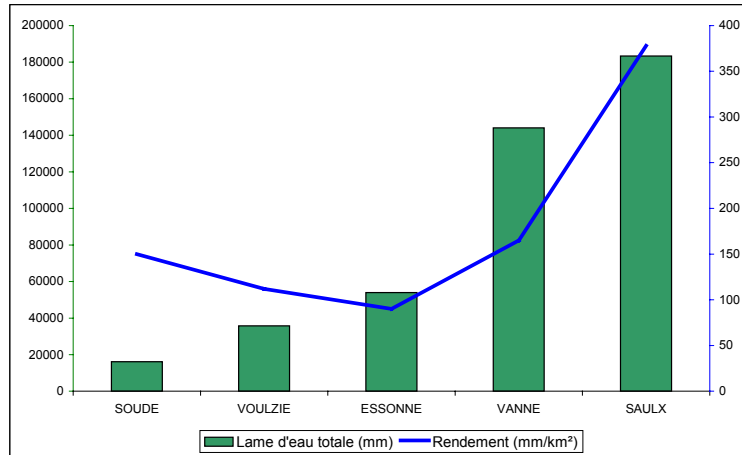
Cette analyse ne tient pas compte de l'alimentation en eau des systèmes, qu'elle soit d'origine météoritique ou par le biais de transferts souterrains.



Au terme de cette approche, pour les bassins versants retenus, l'analyse combinatoire qualitative met en avant un rôle potentiel important des eaux souterraines dans le fonctionnement du bassin versant de la Vanne et de l'Essonne. Ce rôle est moindre pour la Voulzie. Enfin, pour les bassins de la Soude et de la Saulx, le rôle potentiel des eaux souterraines déterminé par cette approche est, compte tenu des données exploitées, faible ou non significatif (La Saulx).

Cette affectation découle des propriétés des entités hydrogéologiques concernées par ces bassins versants. Si on prend en compte les entités stratigraphiques, l'ordre d'importance de l'influence des eaux souterraines reste similaire. La Vanne apparaît cependant plus potentiellement soumise à l'influence des eaux souterraines que la Voulzie.

b) Approche SIG quantitative



L'objectif de cette approche semi-quantitative menée à l'aide des outils du SIG était de montrer, en s'appuyant sur des paramètres généraux, relativement simples à obtenir, qu'une classification quantitative du rôle des eaux souterraines dans les écoulements de surface pouvait être envisagée. La confrontation aux données numériques obtenues semble conforme à la hiérarchisation proposée, mais, en l'absence de données ponctuelles uniformément réparties et d'une cartographie précise des objets hydrogéologiques impliqués, la transition du qualitatif au quantitatif semble hors de portée.

Nous comparerons, à l'issue du chapitre 3 sur la modélisation hydrologique globale, les obtenus sur les bassins tests avec ceux de l'approche utilisant des outils SIG (§ 3.3.).

3. Validation de la contribution des aquifères sélectionnés au débit des cours d'eau

3.1. CHOIX DES BASSINS VERSANTS TESTS

Parallèlement à l'analyse qualitative, nous avons identifié quatre petits bassins versants représentatifs de chacun des quatre principaux types d'aquifères contributifs aux débits des rivières. Ces bassins ont été sélectionnés en fonction des disponibles en répondant aux objectifs suivants :

- ce sont de petits bassins versants (quelques centaines de km²) majoritairement situés dans la même entité hydrogéologique, afin d'avoir une réponse représentative de ce type d'entité ;
- ils sont contrôlés à l'aval par une station hydrométrique encore en fonctionnement où les débits sont élaborés et fiables. Les débits doivent être peu influencés par des activités anthropiques ;
- ils comportent des chroniques piézométriques représentatives des zones d'alimentation de l'aquifère et peu influencées par des activités anthropiques ;
- les lames d'eau précipitée et évapotranspirée peuvent être évaluées par les mesures des stations climatologiques proches ;
- les chroniques de données doivent être disponibles sur une période d'au moins 20 ans pour les débits et la piézométrie et d'au moins 30 ans pour les précipitations et évapotranspirations potentielles. Ces longues chroniques sont indispensables pour rendre compte des fluctuations inter annuelles et de « l'effet mémoire » des aquifères ;
- dans la mesure du possible, ces bassins versants ont déjà fait l'objet d'études hydrogéologiques spécifiques.

Dans le cas de la présente étude, nous avons, dans une première phase, hiérarchisé qualitativement les aquifères du bassin de la Seine en amont de Paris en fonction de leurs contributions aux débits des rivières en étiage et en crue.

Dans une deuxième phase d'étude nous avons recherché, parmi ces aquifères, de petits bassins versants représentatifs et homogènes susceptibles d'être étudiés par modélisation globale pluie-débit et pluie-niveaux piézométriques. Notre choix a été orienté par les résultats de l'approche qualitative et par la disponibilité des données hydrométriques et piézométriques. Cinq bassins versants ont ainsi été sélectionnés. Le tableau 8 donne les caractéristiques de ces bassins versants.

Cours d'eau	Station	Coordonnées Lambert II étendu		Altitude Z m	Surface du bassin versant topographique km ²	Aquifère	Index IDPR
		X km	Y km				
Saulx	Mognéville	795,731	2424,071	143	477	Calcaires du Barrois (Jurassique supérieur)	495
Soude	Soudron	737,01	2428,35	110	105	Craie (Crétacé supérieur)	334
Vanne	Pont-sur-Vanne	682,173	2354,519	88	866	Craie du Crétacé supérieur sous faible recouvrement, Tertiaire	481
Essonne	Boulancourt	606,753	2362,092	73	609	Calcaire de Beauce (Éocène)	529
Voulzie	Jutigny	666,434	2388,053	62	280	Calcaires de Champigny (Éocène inférieur, Oligocène)	793

Tabl. 8 - Bassins versants tests pour l'analyse de la contribution des aquifères aux débits des rivières.

3.2. APPROCHE PAR MODÉLISATION HYDROLOGIQUE GLOBAL AVEC LE LOGICIEL GARDENIA

3.2.1. Méthodologie d'évaluation de la contribution des aquifères au débit des rivières

Les **recharges** constituent un paramètre essentiel de la modélisation hydrodynamique des aquifères. Il existe différents types de recharges :

- les recharges pluviales en zone d'affleurement des aquifères ;
- les recharges par les rivières qui alimentent (porosité d'interstice ou pertes en région karstique) ;
- les recharges par échanges entre aquifères par drainance ou à la faveur d'accidents faillés conducteurs.

Dans ce qui suit, nous nous intéresserons uniquement à l'évaluation de la recharge pluviale.

Les **chroniques de recharge pluviale** peuvent être évaluées par modélisation globale pluie-débits d'une rivière ou d'une source et/ou pluie-niveaux piézométriques. Nous avons utilisé le code de calcul GARDENIA développé par le BRGM. La procédure mise en œuvre consiste à sélectionner les rivières, sources et piézomètres jugés représentatifs de zones supposées homogènes, puis à ajuster pour chacun d'eux une chronique de recharge par infiltration pluviale. Cette chronique est déterminée par « calage » du modèle hydrologique global, de façon à ce qu'elle induise la meilleure adéquation possible entre la pluie brute et la réponse de la nappe.

Un **modèle hydrologique global** est calé sur les fluctuations ponctuelles d'un piézomètre ou sur celles des débits d'une rivière ou d'une source. Il permet, par une décomposition des pluies efficaces ou écoulement total en deux composantes principales de l'écoulement :

- une composante rapide qui correspond au ruissellement superficiel et à la composante rapide des écoulements karstiques ;

- une composante lente qui correspond à l'écoulement souterrain lent représentatif de la recharge pluviale.

La signification des termes « rapide » et « lent » doit être considérée avec prudence et être rapportée aux valeurs des paramètres de calage, notamment les temps de demi-tarissement-percolation et demi-tarissement). Plus ces temps seront grands plus les systèmes hydrogéologiques concernés présenteront une grande inertie.

Le modèle n'est pas calé sur la recharge, puisque celle-ci ne résulte pas de mesures directes. L'expérience montre qu'il existe différents jeux de paramètres de calage aboutissant à des coefficients d'ajustement équivalents. Ces différents calages restituent aussi convenablement les niveaux piézométriques et/ou les débits, mais ils conduisent à des répartitions notablement différentes des composantes de l'écoulement.

Pour lever ou tout au moins réduire cette incertitude, il est préconisé de procéder à un « **calage croisé** » avec un modèle hydrodynamique de l'aquifère. Cette procédure permet, dans une certaine mesure, de valider les valeurs de recharge : validation de l'extension des recharges ponctuelles à une zone géographique dans le cas des recharges calculées par un modèle pluie-niveau piézométrique ou validation de la recharge globale correspondant au bassin versant d'alimentation d'une rivière.

La recharge sera évaluée d'autant plus précisément que :

- le modèle hydrodynamique restituera convenablement les débits d'échange avec le ruisseau ou les ouvrages de captage ;
- on modélisera de longues séries de données représentatives des grandes fluctuations climatiques interannuelles (alternances de séries pluviométriques excédentaires et déficitaires).

Le **calage d'un modèle hydrodynamique** consiste à ajuster des valeurs de perméabilité (K) et de coefficients d'emménagement (S) de l'aquifère permettant de représenter au mieux les fluctuations piézométriques observées et, dans une moindre mesure, l'extension respective des zones de recharges naturelles et influencées. Mais il existe différents couples de valeurs perméabilité-recharge permettant de représenter de façon analogue ces fluctuations piézométriques. La recherche du meilleur calage doit se baser sur :

- les valeurs de perméabilité et de coefficients d'emménagement déduites des pompages d'essai ;
- le calage des débits sortant de la nappe : drains et / ou pompage et le débit naturel drainé par les rivières.

C'est pourquoi **la recharge doit résulter, lorsque cela est possible, d'un calage croisé entre le modèle hydrologique global et le modèle hydrodynamique.**

Le calage en débit du modèle hydrodynamique consiste à vérifier que les distributions des perméabilités, des coefficients d'emménagement et des recharges (débit d'entrée du modèle) permettent de simuler avec une précision acceptable les débits d'exhaure des pompages longue durée et les débits drainés (naturellement par les rivières ou artificiellement par des drains). Si ce n'était pas le cas, il conviendrait de

caler simultanément ces débits pour atteindre un équilibre entre les entrées et les sorties des débits du modèle.

Les recharges peuvent donc, suivant les données disponibles ou les hypothèses retenues, être ou non considérées comme un élément de calage du modèle hydrodynamique.

Dans le cas où on ne procède pas à un calage croisé, la valeur absolue de l'écoulement total et sa décomposition en différentes composantes de l'écoulement peuvent présenter une certaine incertitude. Nous considérerons, en première approximation, que cette décomposition en écoulement lent et rapide est représentative et qu'elle traduit avec une précision acceptable les échanges nappe-rivière. On peut donc ainsi apprécier quantitativement la contribution des aquifères aux débits des rivières : en étiage, en crue.

3.2.2. Principe du modèle GARDENIA

GARDENIA est un modèle hydrologique global développé par le BRGM. Ce logiciel simule le cycle de l'eau, depuis les précipitations sur le bassin versant jusqu'au débit à l'exutoire d'une rivière (ou d'une source) ou au niveau ponctuel d'un aquifère (niveau piézométrique). Ce modèle est global car il considère des « données d'entrée » globales en pluie (pluie et évapotranspiration potentielle) et une sortie unique qui est, suivant le cas le débit à l'exutoire ou le niveau piézométrique en un point de la nappe sous-jacente. GARDENIA simule le cycle de l'eau par plusieurs réservoirs en cascade. Plusieurs configurations sont possibles. Dans la présente étude nous avons retenu celle à 3 réservoirs (fig. 17 et 18) qui représentent schématiquement :

- la zone superficielle du sol sujette à la reprise par évaporation ;
- la zone non saturée siège des écoulements rapides (ruissellement et composante rapide des écoulements karstiques) ;
- la zone saturée siège des écoulements lents de l'aquifère.

Les échanges entre les réservoirs sont définis par des fonctions de transfert faisant intervenir une dizaine de paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement, etc.) définis pour un bassin versant ou une entité homogène au sein d'un bassin versant.

En modélisation hydrologique globale, pour initialiser l'état de remplissage des réservoirs, il est nécessaire de prendre en compte une période d'initialisation. Celle-ci doit être d'autant plus longue que l'inertie ou « mémoire » de l'aquifère est grande. Cela suppose de disposer de chroniques de pluie et ETP sur une période aussi longue que possible antérieurement à la période de calage.

Le calage du modèle consiste à ajuster au mieux les données d'entrée (pluie, ETP) et les données de sortie (débit ou niveau piézométrique) avec un jeu de paramètres réaliste. Ce calage s'effectue par une méthode semi-automatique. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux et indique ceux qui doivent être optimisés selon un algorithme non-linéaire adapté de la méthode de Rosembrock. Le logiciel fait alors varier ces paramètres jusqu'à trouver un jeu fournissant la meilleure adéquation entre séries calculées et observées.

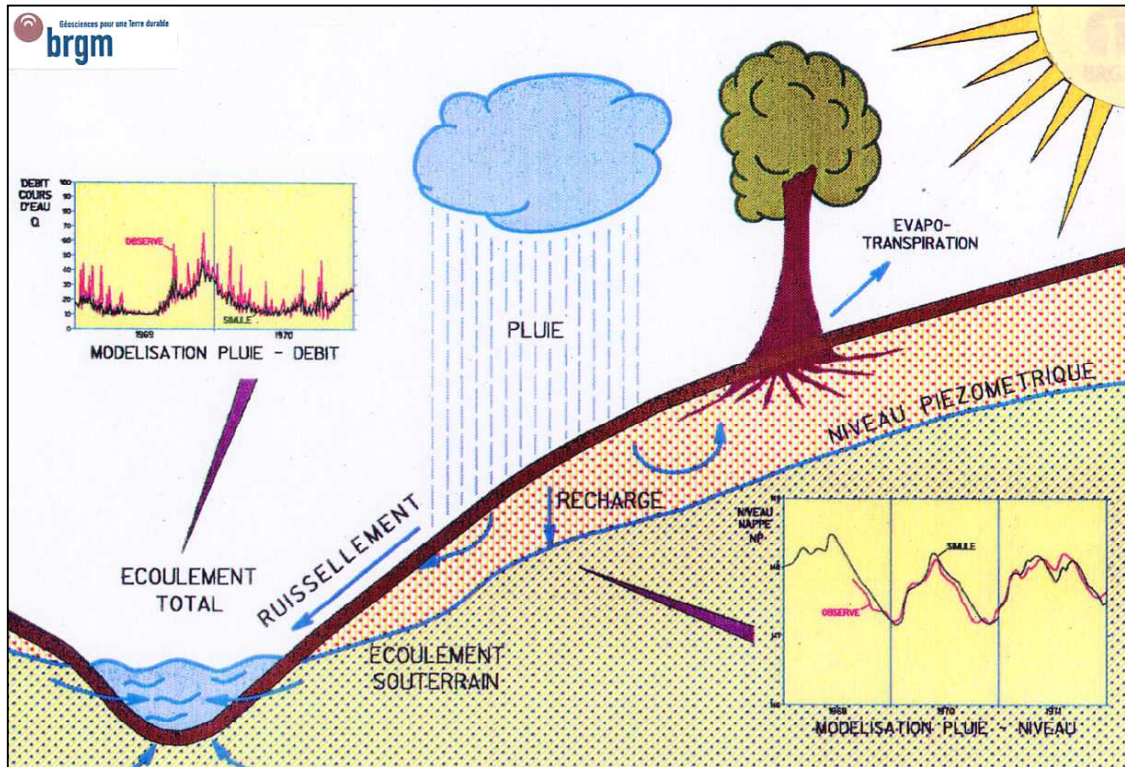


Fig. 17 - Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant.

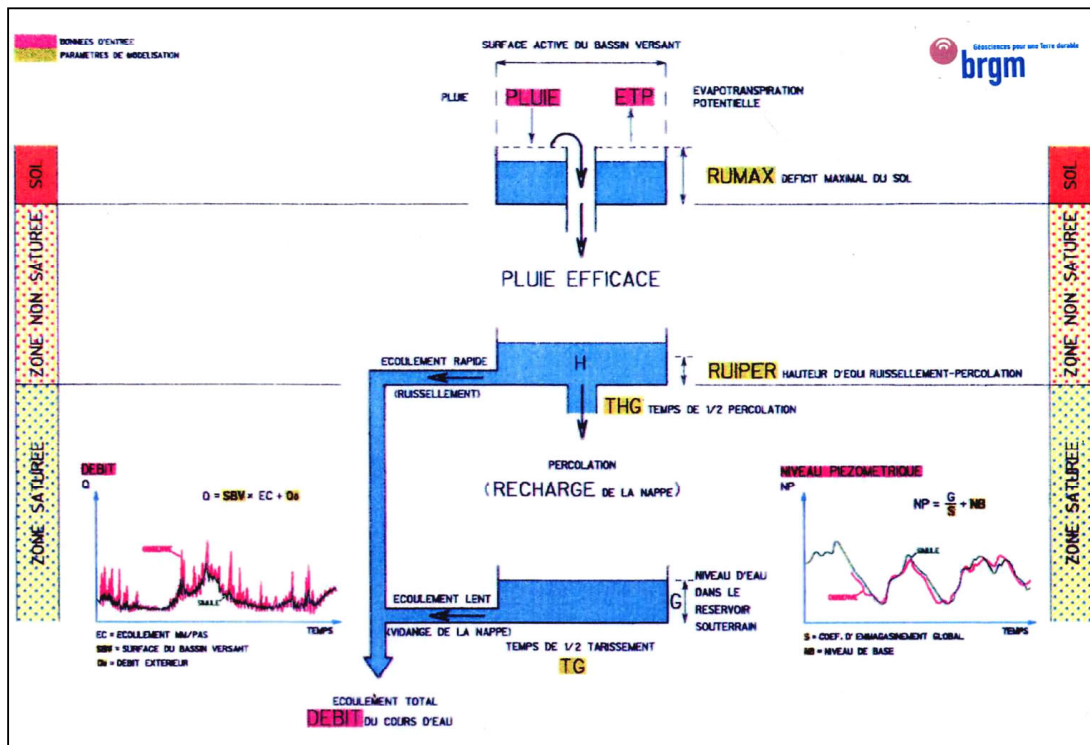


Fig. 18 - Principe du modèle hydrologique global GARDENIA pour la simulation du débit d'un cours d'eau ou d'un niveau piézométrique.

Ce calage s'effectue sous le contrôle de l'utilisateur qui peut le contraindre, notamment par la fixation des valeurs de certains paramètres ou de bornes plausibles.

Une fois que le modèle est calé, il peut être utilisé pour calculer les différents termes du bilan hydrologique. Dans le cadre de la présente étude, nous utiliserons ces résultats pour différencier les deux composantes de l'écoulement :

- celle rapide que l'on peut assimiler au ruissellement superficiel et à la composante rapide des écoulements karstiques ;
- celle lente que l'on peut assimiler à la composante lente des écoulements souterrains, c'est-à-dire à la contribution des aquifères au débit des rivières.

3.2.3. Collecte, contrôle et mise en forme des données

La phase de collecte et contrôle des données est essentielle pour assurer la validité des résultats des modélisations quelles qu'elles soient.

Cette phase comprend l'analyse du système hydrologique étudié afin d'identifier ses conditions aux limites :

- échanges avec d'autres systèmes (prélèvement pour l'alimentation en eau potable, apports et/ou sorties souterraines, etc.) ;
- bassin d'alimentation de l'aquifère différent du bassin versant topographique (c'est notamment le cas en région karstique).

Cette phase d'étude a été réalisée d'après l'analyse des cartes géologiques et hydrogéologiques et la consultation des études régionales ou locales réalisées sur le secteur.

Cette phase contribue à définir les données à collecter : précipitations, évapotranspiration potentielle ou paramètres climatiques permettant de la calculer, débit mesuré (rivière ou source), débits prélevés (en rivière, sur les sources ou les aquifères), niveaux piézométriques, coefficients d'emmagasinement libre de l'aquifère, et tous autres renseignements susceptibles d'influencer la modélisation.

On cherchera à recueillir les données sur la période la plus longue possible afin d'être aussi représentatif que possible des grandes fluctuations climatiques interannuelles et de permettre de disposer d'une période d'initialisation de longueur suffisante.

Le pas de temps de calage du modèle GARDENIA peut être journalier, pentadaire (5 jours), décadaire ou mensuel. Il est supérieur ou égal à celui des données de sortie. Le choix du pas de temps à retenir est fonction du problème posé, des données disponibles et du coût d'achat et de traitement des données. Il est bien évident que pour traiter de la contribution des aquifères aux débits de crue des rivières, il est préférable d'utiliser un pas de temps fin (journalier ou pentadaire). Nous montrerons dans l'étude que pour des aquifères à forte inertie l'utilisation du pas de temps mensuel permet une approximation satisfaisante. Dans la présente étude, nous avons utilisé les pas de temps journalier (Saulx), pentadaire (Essonne), et mensuels (Voulzie, Vanne et Soude), en fonction des données disponibles.

Une analyse critique des données de base a été effectuée de façon à identifier des lacunes d'observations et des erreurs grossières ou systématiques de données. Dans la mesure du possible une analyse de l'homogénéité des séries pluviométriques a été effectuée par la méthode des doubles cumuls. Des corrections ont été effectuées lorsque cela s'est avéré nécessaire.

Les données de base ont été acquises auprès des organismes suivants :

- Climathèque Météo-France pour les données climatologiques ;
- Banque Hydro du Ministère de l'Écologie et du Développement Durable pour les données hydrométriques ;
- Agence de Bassin Seine-Normandie (AESN) et BRGM pour les données piézométriques ;
- Société Anonyme de Gestion des Eaux de Paris (SAGEP) pour les débits prélevés pour l'Alimentation en Eau Potable (AEP) de Paris sur les sources de la Voulzie et de la Vanne.

On trouvera en annexe le détail de cette phase d'étude pour chacun des bassins versants étudiés.

3.2.4. Calage des modèles hydrologiques globaux

Pour chaque bassin versant étudié, l'étude a été conduite selon les étapes suivantes :

- analyse des bassins versants étudiés et de leurs conditions aux limites ;
- collecte, analyse critique, reconstitution éventuelle des données manquantes et mises en forme des données ;
- modélisation hydrologique globale pluie-débits et pluies niveaux piézométriques ;
- exploitation du modèle hydrologique global calé.

Les données utilisées dans ces études sont analysées en annexes 2 à 6.

a) Calage des modèles hydrologiques globaux pluie-débit

Les résultats des calages pluie-débit des cinq rivières étudiées sont récapitulés dans le tableau 9.

Aquifère	Cours d'eau	Station hydrométrique	Surface du bassin versant km ²	Débit extérieur m ³ /s *	Coef. d'ajustement		Coef. Pluie %	Coef ETP %	RUMAX mm	RUIPER mm	THG mois	TG mois	Calage	
					Pondéré	Naturel							Pas de temps	Périodes
Calcaires de Beauce	Essonne	Boulancourt	609	-2,5	0,971	0,971	0	-11,6	30,5	497,2	2,77	23,38	pentade	85-03
Calcaires de Champigny	Voulzie	Jutigny	280	0	0,945	0,945	0	-16	131,9	296,7	11,20	36,55	mois	74-02
Craie du Crétacé supérieur	Vanne	Pont-sur-Vanne	866	0	0,866	0,866	0	-21,8	48,2	208,3	4,67	14,28	mois	76-03
	Soude	Saudron	105	-0,15	0,868	0,868	11,7	-16,7	71,2	2000,0	1,39	1,50	mois	69-99
Calcaire du Jurassique supérieur	Saulx	Mognéville	477	-0,152	0,877	0,908	0	-3,7	117,9	31,0	1,46	7,48	jour	68-01

Tabl. 9 - Paramètres de calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit des rivières.

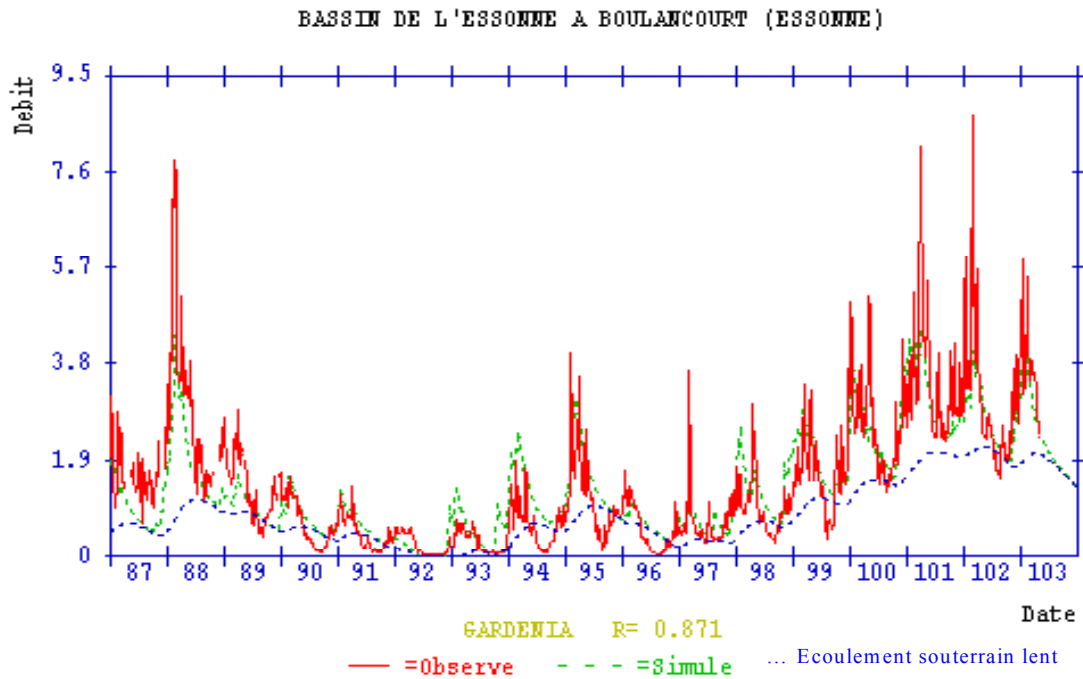


Fig. 19 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de l'Essonne à Boulancourt (1987-2003).

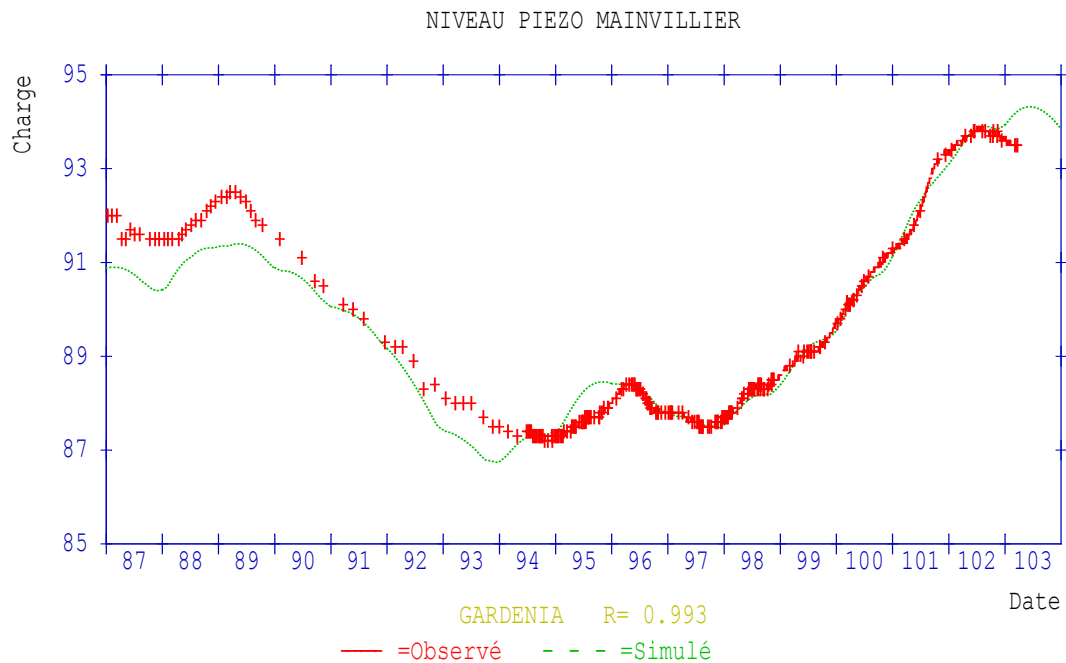


Fig. 20 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Mainvillier (1987-2003).

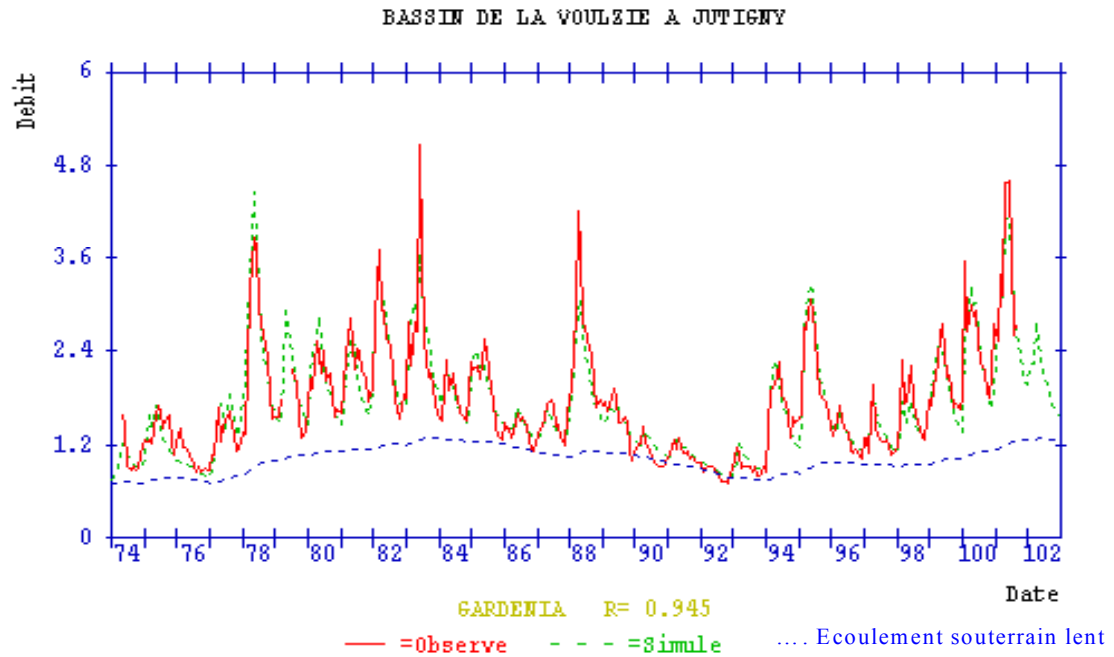


Fig. 21 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Voulzie à Jutigny (1974-2002).

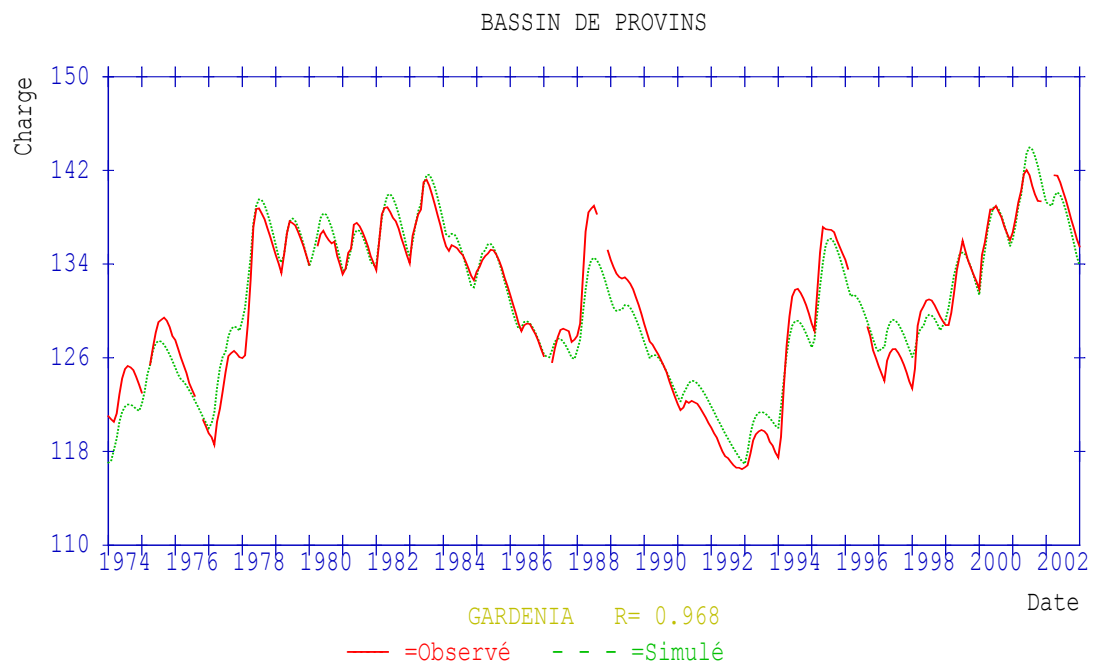


Fig. 22 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Saint-Martin-Chennetron (1974-2002).

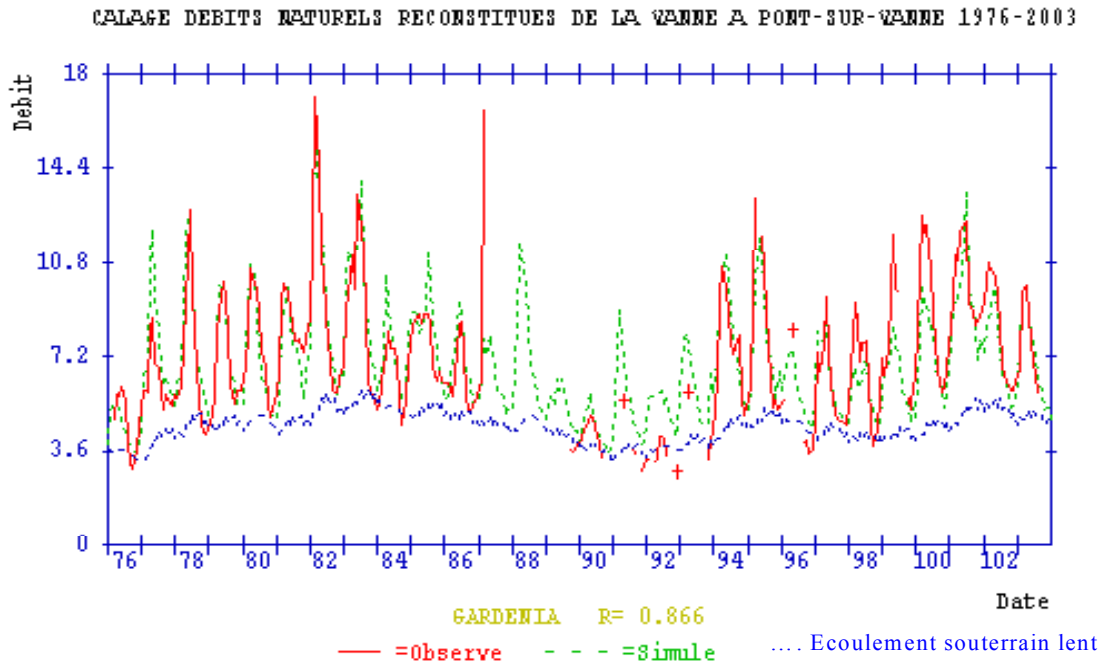


Fig. 23 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Vanne à Pont-sur-Vanne (1976-2003).

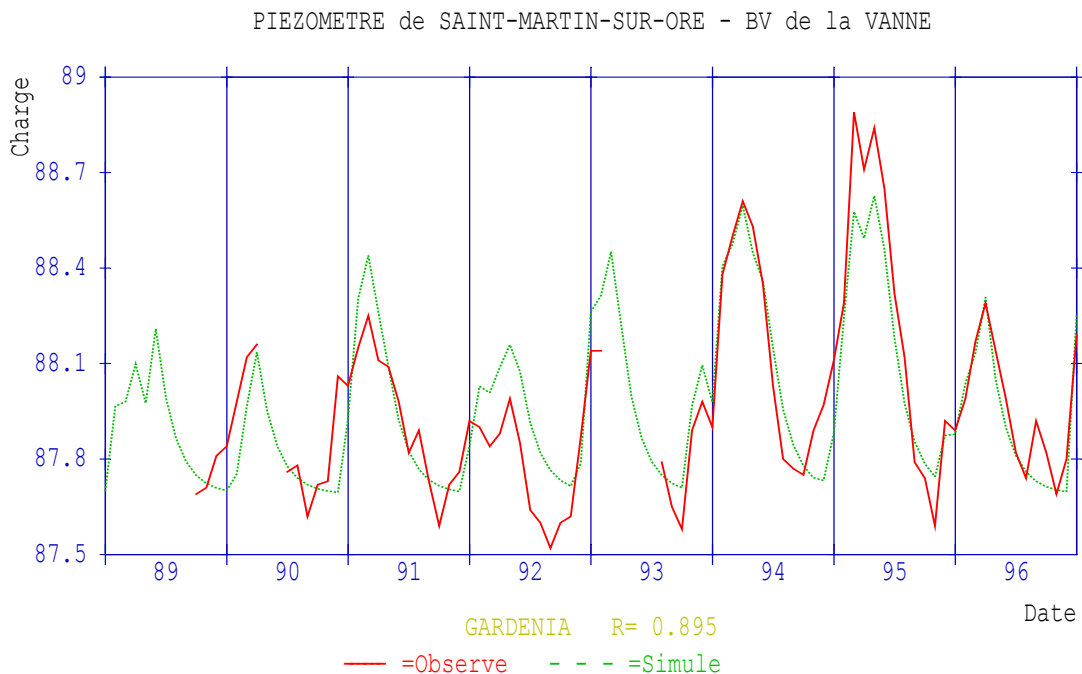


Fig. 24 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Saint-Martin-sur-Ore (1989-1996).

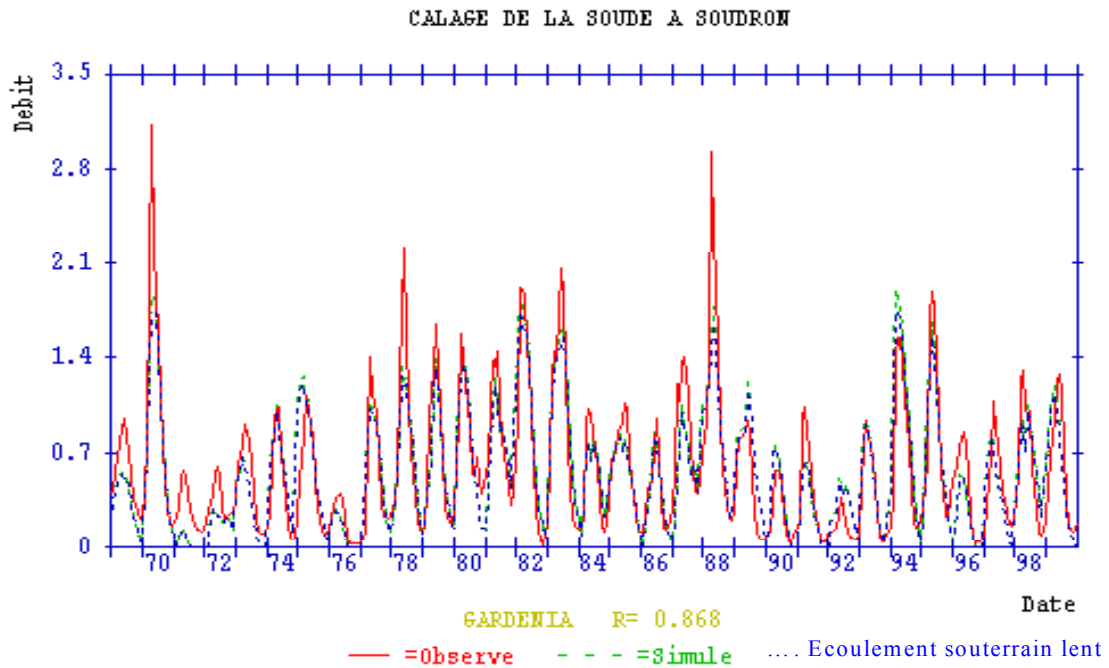


Fig. 25 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Soude à Saudron (1969-1999).

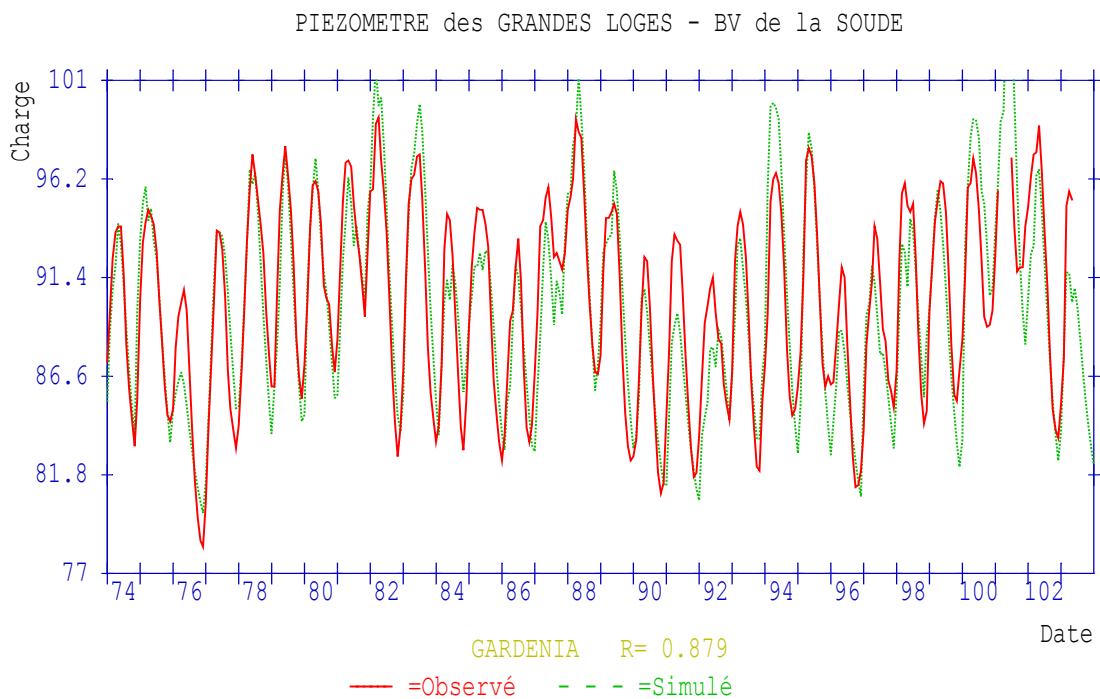


Fig. 26 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre des Grandes Loges (1974-2003).

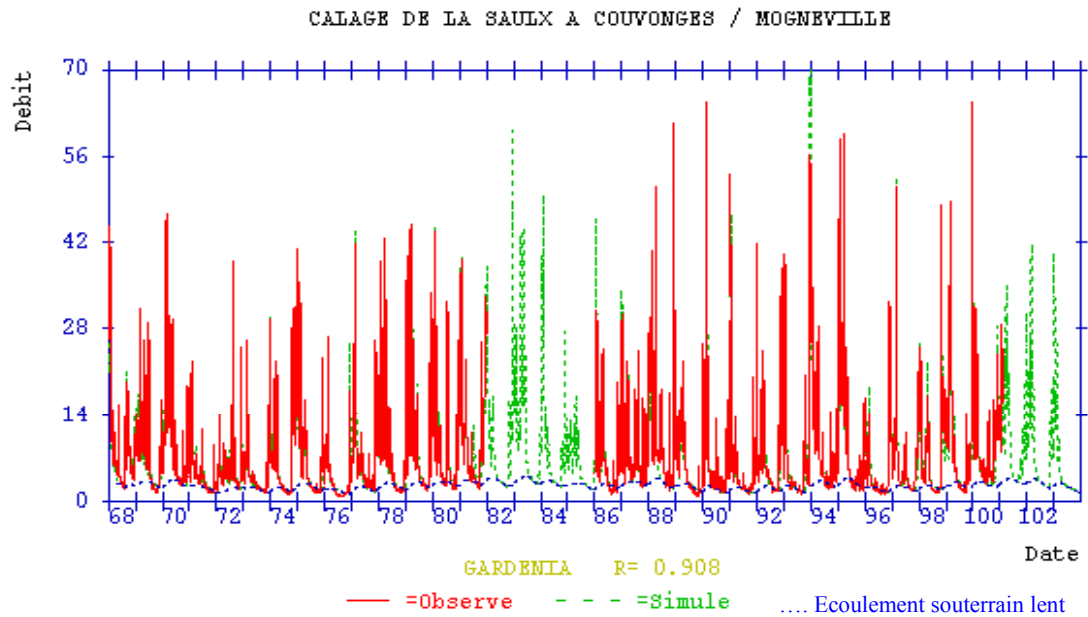


Fig. 27 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-débit de la Saulx à Couvonges-Mognéville (1968-2000).

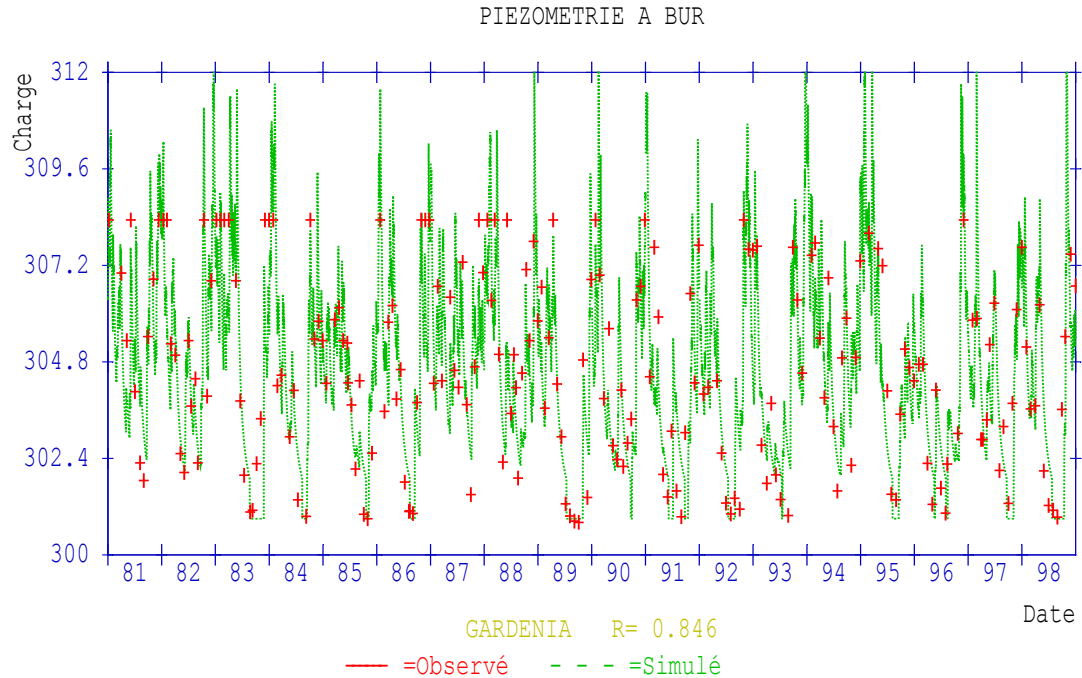


Fig. 28 - Calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau du piézomètre de Bure (1981-1998).

Les figures 19, 21, 23, 25 et 27 donnent, sur la période de calage, les graphiques des débits simulés et observés avec la décomposition en écoulements rapide et souterrain lent. Pour chaque figure nous avons donné en dessous les résultats du calage pluie-niveau piézométrique (fig. 20, 22, 24, 26 et 28), pour bien montrer qu'il s'agit de deux aspects des termes du bilan hydrologique au sens large du terme.

b) Calage des modèles hydrologiques globaux pluie-niveau piézométrique

Les résultats des calages pluie-débit des cinq piézomètres étudiés sont récapitulés dans le tableau 10.

Aquifère	Bassin versant	Piézomètre	Coef. d'ajustement	Coef. Pluie %	Coef ETP %	RUMAX mm	RUIPER mm	THG mois	TG mois	Coef. emmagasinement global S	Niveau de base NB m	Calage	
			Naturel									Pas de temps	Périodes
Calcaires de Beauce	Essonne	Mainvilliers	0,993	0	-11,6	25	998,6	15	48,28	$3,6 \cdot 10^{-2}$	62,47	Journalier	87-03
Calcaires de Champigny	Voulzie	Saint-Martin Chenetron	0,968	0	-15	131,9	181,3	3,13	12,76	$9,93 \cdot 10^{-3}$	110,56	mois	89-96
Craie du Crétacé supérieur	Vanne	Saint-Martin sur Ore	0,895	0	-30	75,78	100	0,15	1,272	$6,35 \cdot 10^{-2}$	87,69	mois	74-03
	Soude	Grandes Loges	0,879	15	-20	65	100	2	2,172	$3,09 \cdot 10^{-3}$	78	mois	74-02
Calcaire du Jurassique supérieur	Saulx	Bure	0,846	15	-30	118	15	3,14	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-7}$	300,9	jour	81-98

Tabl. 10 - Paramètres de calage du modèle hydrologique global GARDENIA pluie-niveau piézométrique.

Les figures 20, 22, 24, 26 et 28 donnent, sur la période de calage, les graphiques des niveaux piézométriques simulés et observés avec la décomposition en écoulement rapide et écoulement souterrain lent.

3.2.5. Évaluation des termes du bilan hydrologique entre écoulements rapides et lents

a) Les équations du bilan hydrologique

L'exploitation des modèles hydrologiques globaux GARDENIA pluie-débit et pluie-niveau piézométrique permet de quantifier les différents termes du bilan hydrologique. Les équations du bilan hydrologique global **pluie-débit** sont les suivantes :

$$\begin{aligned}
 PLUIE &= ETR + PEF \\
 PEF &= Q_{RAP} + Q_{SOUT} + dSTO \\
 QRivière &= (Q_{RAP} + Q_{SOUT}) + Q_{Echange}
 \end{aligned}$$

avec :

- PLUIE : Lamme d'eau précipitée sur le bassin
- ETR : Lamme d'eau évapotranspirée sur le bassin
- PEF : Hauteur de pluie efficace ou écoulement global
- Q_{RAP} : Lamme d'eau écoulee rapide (Ruissellement superficiel + écoulement karstique rapide)
- Q_{SOUT} : Lamme d'eau écoulee correspondant à l'écoulement souterrain lent
- $Q_{Echange}$: Lamme d'eau écoulee correspondant au débit d'échange avec d'autres

systèmes hydrologiques :

$Q_{\text{Echange}} > 0$, si apport extérieur au bassin

$Q_{\text{Echange}} < 0$, si sortie d'eau bassin

Dans les modélisations hydrologiques globales **pluie-niveau piézométrique** le niveau piézométrique est déduit de la hauteur d'eau dans le réservoir souterrain (G) par la relation :

$$NP = \frac{G}{SG} + NB$$

avec :

NP	Niveau piézométrique
G	Hauteur d'eau dans le réservoir souterrain
SG	Coefficient d'emménagement global
NB	Niveau de base

On a donc ainsi différencier deux types d'écoulements :

- les écoulements rapides représentés par le ruissellement superficiel et la composante rapide des écoulements karstiques ;
- les écoulements lents représentant la composante lente de l'écoulement souterrain. C'est ce que nous assimilerons à la contribution des aquifères au débit des rivières.

Cette décomposition entre les écoulements lents et souterrains doit toutefois être considérée comme indicative car les modèles ne calent pas sur ces composantes qu'on ne sait pas mesurer de façon simple.

De plus ces termes « lent » et « rapide » doivent être relativisés en fonction notamment des valeurs des temps de demi-tarissement (TG) et de demi-percolation (THG).

Les termes du bilan hydrologique peuvent être calculés à des pas de temps différents.

b) Termes du bilan moyen interannuel

Les importantes fluctuations pluviométriques interannuelles induisent des hydraulicités différentes selon les périodes considérées. Aussi il est nécessaire d'établir les bilans sur la même période de temps pour les différents bassins étudiés afin qu'ils soient comparables entre eux. Nous avons ainsi retenu la période commune d'observation de 1991 à 1999.

Les modélisations globales pluie-débit et pluie-niveau piézométrique n'ont pas la même représentativité spatiale :

- une modélisation **pluie-niveau piézométrique** est représentative de l'environnement immédiat du piézomètre (quelques centaines de mètres autour du piézomètre). On peut donc avoir des résultats différents d'un piézomètre à l'autre ;
- une modélisation **pluie-débit** est représentative d'une surface beaucoup plus grande, l'ensemble du bassin versant concerné. Dans la présente étude, chaque bassin versant étudié a été choisi de façon à être représentatif d'un type donné d'aquifère.

Les termes du bilan ont été calculés pour ces deux types de modélisation globale pour montrer la similitude acceptable des termes du bilan. Mais nous avons retenu les valeurs des termes du bilan hydrologique déduites des modélisations globales pluie-débit car plus représentatives au niveau spatial.

Les tableaux 11 et 12 récapitulent, sur la période commune 1991-1999, les termes du bilan relatifs respectivement aux modélisations globales pluie-niveau piézométrique et pluie-débit des cinq bassins versants étudiés.

Aquifère	Bassin versant	Piézomètre	Pluie mm	Evapo- transpiration réelle mm	Pluie efficace (PEF) mm		Ecoulement rapide QRAP mm % PEF		Ecoulement lent QLENT mm % PEF		Variation de stock dSTO mm % PEF		(QLENT + dSTO) / PEF %
Calcaires de Beauce	Essonne	Mainvilliers	608,1	391,8	216,4	44,4	21	153,7	71	18,3	8	80	
Calcaires de Champigny	Voulzie	Saint-Martin Chenetron	723,2	532,5	190,9	55,3	29	110,2	58	25,4	13	71	
Craie du Crétacé supérieur	Vanne	Saint-Martin sur Ore	632,8	423,0	209,8	40,8	19	167,8	80	1,2	1	81	
	Soude	Grandes Loges	704,7	455,2	249,5	93,4	37	147,8	59	8,3	3	63	
Calcaire du Jurassique supérieur	Saulx	Bure	1081,5	485,7	595,8	593,7	100	2,6	0,4	-0,5	0	0	

Tabl. 11 - Termes du bilan hydrologique sur la période 1991-1999 calculé d'après les modélisations hydrologiques globales GARDENIA pluie-niveau piézométrique.

Aquifère	Cours d'eau	Station hydrométrique	Pluie mm	Evapo- transpiration réelle mm	Pluie efficace (PEF) Ecoulement		Ecoulement rapide QRAP mm % PEF		Ecoulement lent QLENT mm % PEF		Variation de stock dSTO mm % PEF		Ecoulement calculé de la rivière mm m ³ /s		(QLENT+ dSTO) / PEF %	Débit de fuite mm m ³ /s	
					mm	m ³ /s	mm	% PEF	mm	% PEF	mm	% PEF	mm	m ³ /s		mm	m ³ /s
Calcaires de Beauce	Essonne	Boulancourt	608,1	405,6	202,6	3,917	25,7	13	153,6	76	23,3	12	49,7	0,961	87	-129,3	-2,50
Calcaires de Champigny	Voulzie	Jutigny	723,2	530,6	192,6	1,712	63,1	33	102,0	53	27,5	14	165,2	1,468	67	0,0	0,00
Craie du Crétacé supérieur	Vanne	Pont-sur-Vanne	632,8	390,6	242,2	6,659	78,9	33	153,7	63	9,6	4	232,7	6,397	67	0,0	0,00
	Soude	Saudron	684,4	466,4	218,0	0,727	6,7	3	199,4	92	11,9	5	161,1	0,537	97	-45,0	-0,15
Calcaire du Jurassique supérieur	Saulx	Mognéville	1081,5	582,1	501,6	7,596	327,9	65	165,5	33	8,2	2	483,3	7,319	35	-10,0	-0,15

Tabl. 12 - Termes du bilan hydrologique sur la période 1991-1999 calculé d'après les modélisations hydrologiques globales GARDENIA pluie-débit des rivières.

Les figures 29 et 30 donnent une représentation schématique des termes du bilan de deux types différents d'aquifères :

- celui de la Vanne à Pont-sur-Vanne, où la composante lente est majoritaire avec 65 % ;
- celui de la Saulx à Mognéville où la composante lente est minoritaire avec 35 %.

Ainsi la composante lente des écoulements souterrains représente 67 à 77 % de l'écoulement total pour les aquifères des Calcaires de Beauce, des Calcaires de Champigny et de la Craie du bassin de la Vanne. Ces aquifères présentent une inertie importante que traduisent les valeurs fortes des temps de demi-tarissement : 14 mois pour la Vanne, 23 mois pour l'Essonne et 37 mois pour la Voulzie.

Pour la Craie du bassin de la Soude, cette composante lente représente 97 % de l'écoulement total mais les faibles valeurs des temps de demi-percolation (THG = 1,39 mois) et de demi-tarissement (TG = 1,50 mois) amènent à nuancer ce qualificatif de « lent », car ces écoulements sont plus proches d'un écoulement « rapide ».

La composante lente des écoulements souterrains ne représente que 38 % pour la Saulx représentative du comportement de l'aquifère des Calcaires du Jurassique supérieur. Dans ce bassin, l'écoulement rapide est représenté par le ruissellement superficiel et par la composante rapide des importantes circulations karstiques de cette région.

Sur la période commune d'observation allant de 1991 à 1999, les valeurs d'écoulement total moyen annuel (ou pluies efficaces) sont de l'ordre de :

- 200 mm pour les aquifères du Tertiaire des Calcaires de Beauce et de Champigny ;
- 220 à 240 mm pour l'aquifère de la Craie du Crétacé supérieur ;
- 500 mm pour l'aquifère des Calcaires du Barrois (Jurassique supérieur).

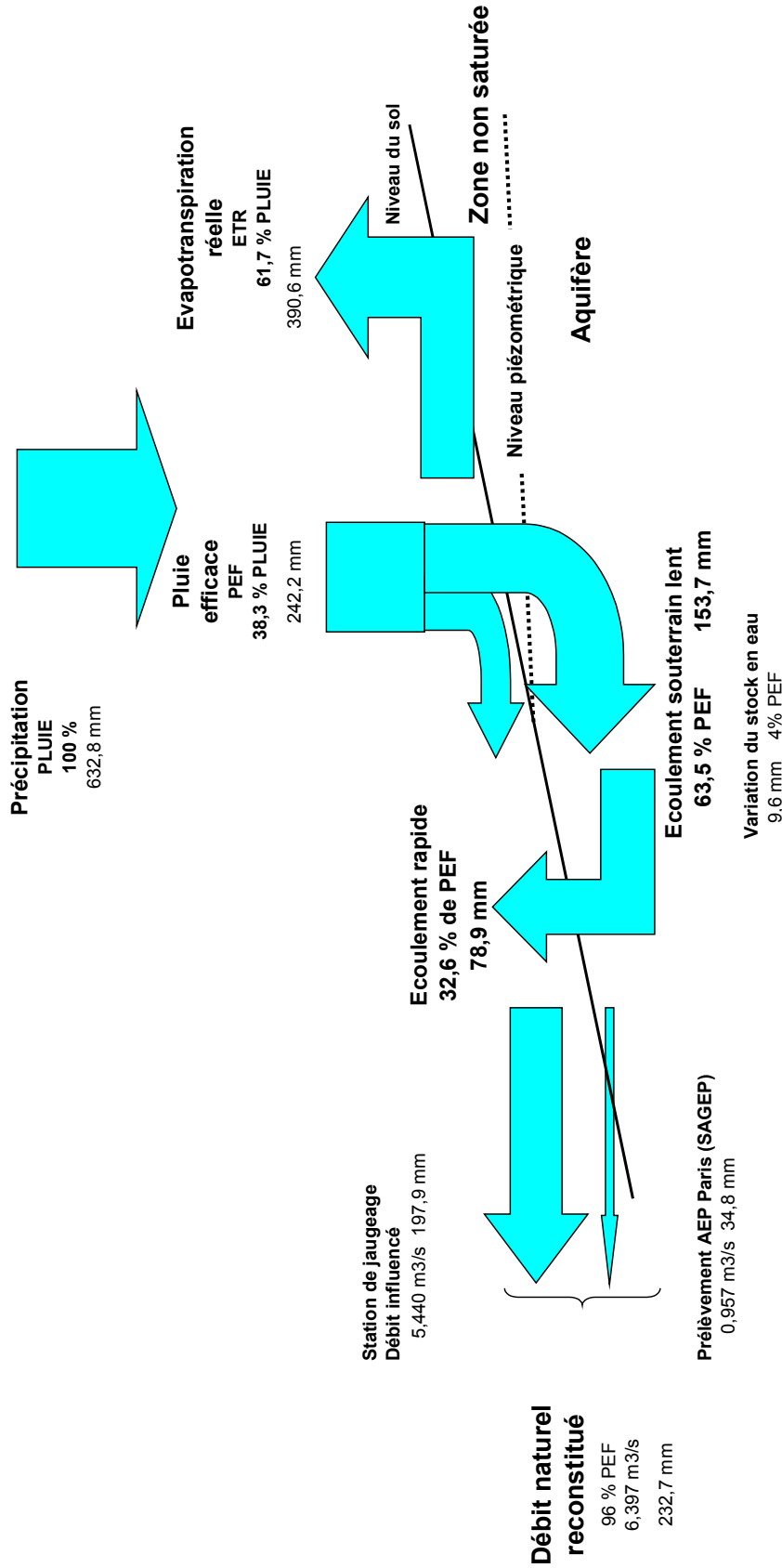
La forte valeur de l'écoulement total du bassin de la Saulx s'explique par le fait que la pluviométrie moyenne est plus importante (1 100 mm au lieu de 390 à 530 mm pour les autres bassins) et que l'infiltration est favorisée par le caractère très karstique des Calcaires du Barrois.

Le tableau 12 montre aussi que l'on peut classer les aquifères en fonction de la **valeur annuelle moyenne de l'écoulement souterrain lent** (Q_{lent} + dSTO) :

- 90 mm pour les Calcaires de Beauce (Essonne à Boulancourt) ;
- 130 mm pour les Calcaires de Champigny (Voulzie à Jutigny) ;
- 163 mm pour la Craie du bassin de la Vanne à Pont-sur-Vanne ;
- 211 mm pour la Craie du bassin de la Soude à Saudron ;
NB : cette valeur est vraisemblablement un peu surestimée (cf. remarque précédente sur les faibles valeurs de THG et TG).
- 174 mm pour les Calcaires du Jurassique supérieur (Saulx à Mognéville).

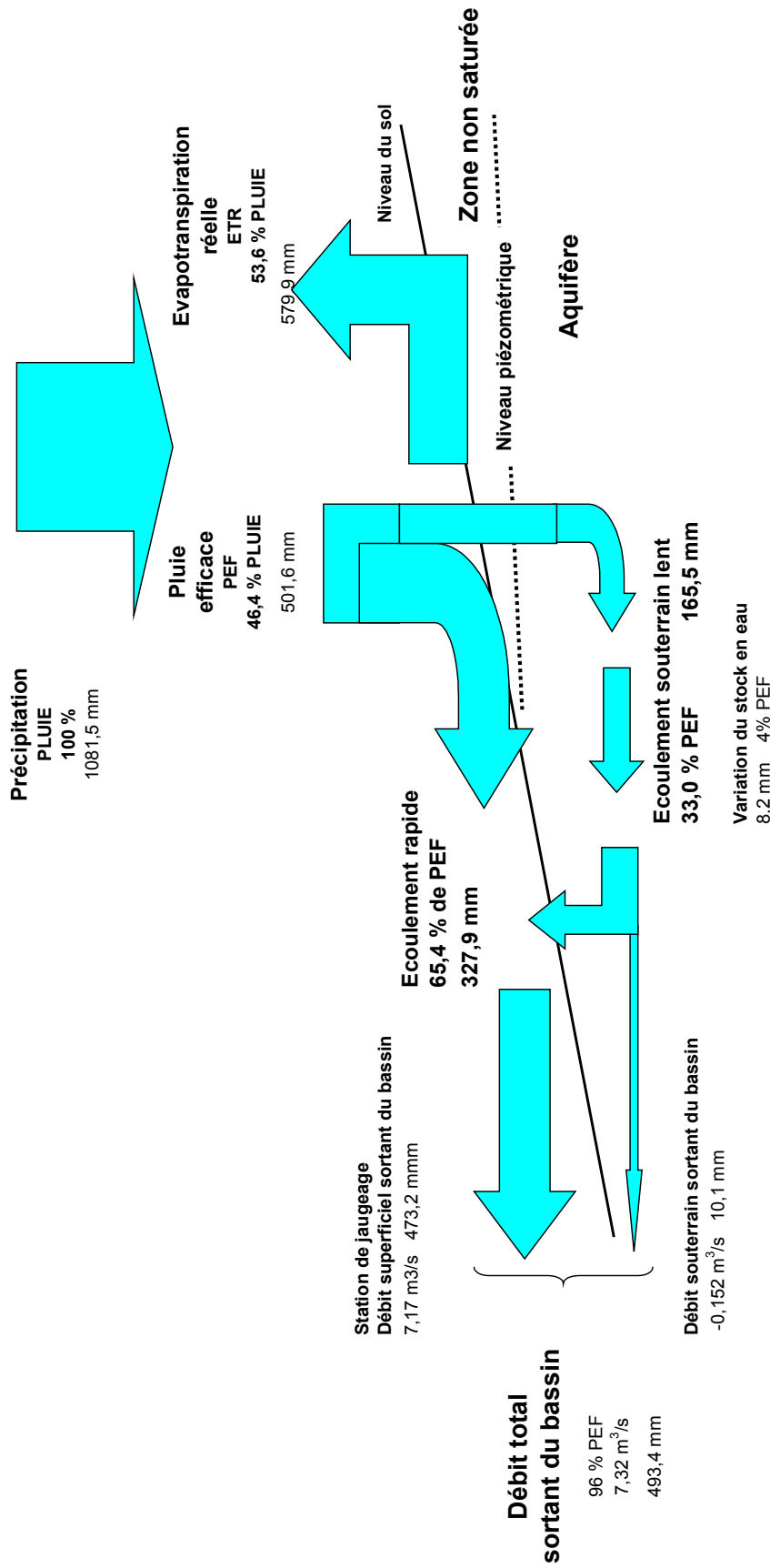
Il s'agit de valeurs correspondant à de petits bassins versants. Il conviendrait de s'assurer qu'elles sont représentatives de l'ensemble des aires d'affleurement des aquifères correspondants.

L'impact de ces valeurs au niveau du bassin amont de la Seine doit être pondéré par les surfaces d'affleurement totales correspondantes de ces aquifères.



CAS D'UN BASSIN SITUÉ DANS L'AQUIFÈRE DE LA CRAIE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Fig. 29 - Éléments du bilan hydrologique de la Vanne à Pont-sur-Vanne (1991-1999), d'après les résultats de la modélisation globale GARDENIA pluie-débit.



CAS D'UN BASSIN SITUÉ DANS LES CALCAIRES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Fig. 30 - Éléments du bilan hydrologique de la Saulx à la station de Mognéville (1991-1999), d'après les résultats de la modélisation globale GARDENIA pluie-débit (schema_bilan.xls [Saulx]).

3.2.6. Contribution des aquifères aux débits des rivières

a) Termes du bilan au pas de temps interannuel

La part d'écoulement souterrain lent par rapport à l'écoulement total varie, sur la période commune d'observations 1991-1999, selon les bassins versants concernés entre 92 % pour la Soude à Saudron et 33 % pour la Saulx à Mognéville :

$\frac{\text{Écoulement lent}}{\text{Écoulement total}}$ en %	Bassin test	Aquifère
76	Essonne à Boulancourt	Calcaires de Beauce
53	Voulzie à Jutigny	Calcaires de Champigny
64	Vanne à Pont-sur-Vanne	Craie du Crétacé supérieur
92	Soude à Saudron	Craie du Crétacé supérieur
33	Saulx à Mognéville	Jurassique supérieur

Ces valeurs montrent clairement deux types de comportements différents :

- celui de l'aquifère du Jurassique supérieur où les écoulements rapides prédominent (67 % de l'écoulement total) et où l'inertie de l'aquifère est faible (temps de demi-tarissement de 7,5 mois). Notons que la partie des écoulements souterrains rapides du karst est incluse dans la composante rapide de l'écoulement ;
- celui des aquifères de la Craie du Crétacé supérieur, des Calcaires de Champigny et des Calcaires de Beauce où les écoulements lents prédominent (53 à 92 % de l'écoulement total). Les valeurs plus faibles rencontrées pour la Voulzie à Jutigny et pour la Vanne à Pont-sur-Vanne avec respectivement 53 et 64 % s'expliquent par le caractère karstique des écoulements où la partie des écoulements souterrains rapides du karst est incluse dans la composante rapide de l'écoulement. Ces aquifères présentent une forte inertie (temps de demi-tarissement compris entre 14,3 et 36,6 mois soit 1 à 3 ans) à l'exception de la Soude à Saudron (temps de demi-tarissement de 1,5 mois). Le bassin versant de la Soude à Saudron est situé en tête de bassin et la rivière écrête l'aquifère de la Craie : les débits présentent donc une grande variabilité saisonnière et une faible variabilité interannuelle.

b) Termes du bilan au pas de temps mensuel

Le tableau 13 donne les débits spécifiques mensuels extrêmes mesurés pendant la période d'observation.

Pour montrer le taux de contribution des aquifères aux débits des rivières au pas de temps mensuel nous avons établi des graphiques représentant le pourcentage d'écoulement lent en fonction de la lame d'eau totale écoulée (fig. 31 et 32).

On constate que, pour la Saulx, ce pourcentage décroît de 100 % pour les plus basses eaux et 7 % pour les plus hautes eaux.

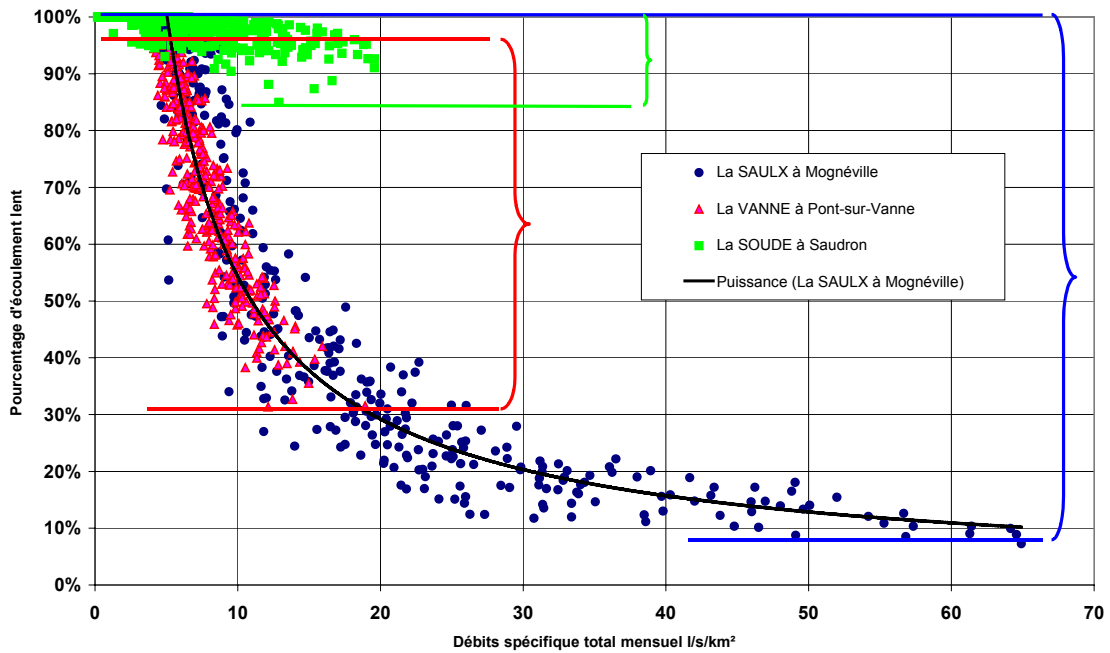


Fig. 31 - Pourcentage d'écoulement lent en fonction du débit spécifique mensuel correspondant à l'écoulement total pour la Saulx à Mognéville, la Vanne à Pont-sur-Vanne et la Soude à Saudron.

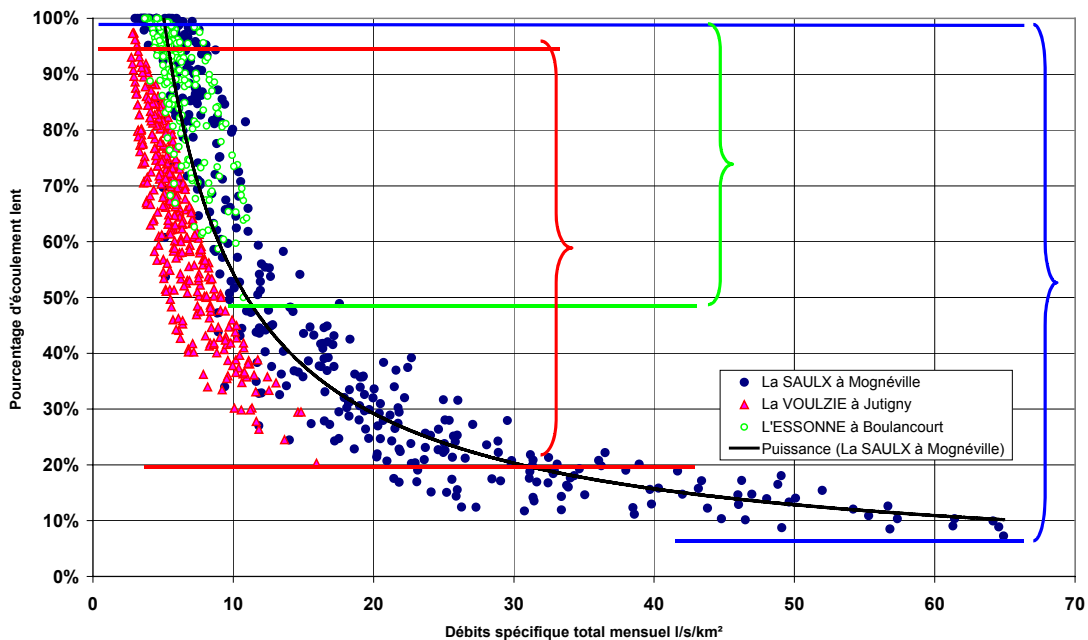


Fig. 32 - Pourcentage d'écoulement lent en fonction du débit spécifique mensuel correspondant à l'écoulement total pour la Saulx à Mognéville et la Voulzie à Jutigny.

Par contre, pour la Vanne, ce pourcentage décroît lentement entre 95 % pour les plus basses eaux et 31 % pour les plus hautes eaux.

Ainsi, lors des crues, la contribution de l'aquifère de la Vanne au débit de la rivière est plus forte que celle de la Saulx, mais les débits spécifiques sont bien moindres pour la Vanne que pour la Saulx.

Cours d'eau	Station hydrométrique	Période	Débit spécifique mensuel		Écoulement mensuel souterrain lent / Écoulement total	
			l/s/km ²		%	
			Maximum	Minimum	Maximum	Minimum
Essonne	Boulancourt	1987 – 03/2002	20,2	9,5	10,0	50,0
Vanne	Pont-sur-Vanne	1976 – 04/2003	18,9	8,1	95,2	31,3
Soude	Saudron	1969 – 1999	19,6	0,2	100,0	85,0
Voulzie	Jutigny	1974 – 2002	15,9	2,7	97,4	20,3
Saulx	Mognéville	1968 – 03/2003	64,9	3	100,0	7,3

Tabl. 13 - Débits spécifiques mensuels et pourcentage mensuel d'écoulement lent par rapport à l'écoulement total.

C) Termes du bilan lors des crues

Le tableau 14 donne les débits maximaux instantanés, journaliers et mensuels pour les cinq bassins tests étudiés. La différence entre ces débits est d'autant plus importante que la part de ruissellement rapide est grande.

Aquifère	Cours d'eau	Station hydrométrique	Débits instantanés		Débits journaliers		Débits mensuels	
			date	m3/s	date	m3/s	date	m3/s
Calcaires de Beauce	Essonne	Boulancourt	16/02/02 18:40	12,6	16/02/02	11,9	02/02	5,023
							03/01	5,739
Calcaires de Champigny	Voulzie	Jutigny	09/04/83 08:25	13,6	10/04/83	13,0	04/83	5,05
Craie du Crétacé supérieur	Vanne	Pont-sur-Vanne	19/12/99 05:39	18,7	11/01/82	18,6	01/82	17,1
							12/99	10,4
	Soude	Saudron	18/03/70 23:36	3,49	19/03/70	3,47	03/70	3,12
Calcaire du Jurassique supérieur	Saulx	Mognéville	16/02/90 13:45	68,5	20/12/99	64,6	01/90	22,87
							12/99	29,96
							02/70	35,81

Tabl. 14 - Contribution de l'écoulement lent par rapport à l'écoulement rapide lors des crues.

Cas de la SAULX à Mognéville : pas de temps journalier

Pour la Saulx à Mognéville, le calage du modèle hydrologique global a été effectué au pas de temps journalier. L'analyse des résultats du calage montre que sur la période de calage allant de janvier 1968 à avril 2003, la composante lente de l'écoulement souterrain varie peu entre 1,30 et 4,17 m³/s autour d'une valeur moyenne de 2,66 m³/s, sans montrer de variations pluriannuelles significatives.

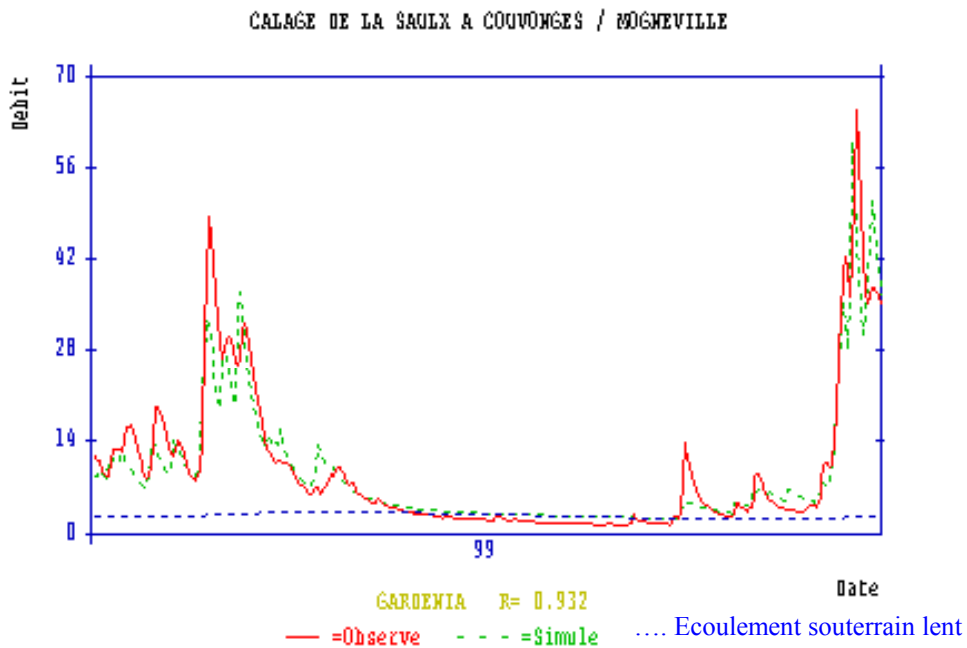
Nous avons sélectionné les débits mensuels mesurés supérieurs à 25 m³/s et déterminé les débits journaliers maximum correspondant (tabl. 15). Sur la période d'observation le débit journalier maximum est de 64,6 m³/s correspondant à un débit mensuel de 30,0 m³/s. Le rapport entre ces deux valeurs est de 2,16. Sur les treize valeurs sélectionnées, ce rapport varie entre 1,22 et 2,28 autour d'une moyenne de 1,28.

Débit mensuel observé				Débit journalier maximum		Qjmax / Qmmax	Calage GARDENIA Pluie - Débit				
Mois	Année	Débit mes m ³ /s	LE obs mm	Date	Débit mes m ³ /s		LE calculée mm	LE totale mm	LE_RAP mm	LE_LENT mm	LE lente / LE totale %
Déc	1999	29,96	168,20	20/12/1999	64,60	2,16	160,40	161,2	146,6	14,6	9%
Mars	1995	26,09	146,50	21/03/1995	59,50	2,28	135,80	136,7	115,6	21,1	15%
Janv	1995	33,60	188,70	27/01/1995	58,50	1,74	167,90	168,7	151,9	16,8	10%
Déc	1993	26,75	150,20	22/12/1993	56,00	2,09	169,90	170,7	158,3	12,4	7%
Janv	1991	26,66	149,70	05/01/1991	53,00	1,99	148,50	149,4	136,7	12,7	9%
Janv	1994	31,14	174,80	08/01/1994	47,50	1,53	144,60	145,4	129,6	15,8	11%
Fév	1970	35,81	181,60	24/02/1970	46,30	1,29	169,00	169,8	154,7	15,1	9%
Févr	1995	26,55	134,70	01/02/1995	44,90	1,69	125,40	126,3	108,7	17,6	14%
Janv	1968	34,32	192,70	09/01/1968	44,40	1,29	150,00	150,8	135,2	15,6	10%
Fév	1979	30,35	153,90	16/02/1979	43,90	1,45	117,00	117,8	105,6	12,2	10%
Fév	1977	27,03	137,10	22/02/1977	41,40	1,53	128,30	129,1	117,8	11,3	9%
Déc	1974	25,31	142,10	19/12/1974	40,80	1,61	114,40	115,2	101,1	14,1	12%
Déc	1981	27,00	151,60	11/12/1981	32,90	1,22	148,10	149	130,2	18,8	13%

Tabl. 15 - Débits mensuels supérieurs à 25 m³/s de la SAULX à Couvonges-Mognéville (période 1968-1981 et 1986-02/2001). Débits journaliers maximum correspondant et part de l'écoulement souterrain lent.

Nous avons utilisé les résultats du calage GARDENIA pluie-débit pour évaluer la contribution de la composante lente de l'aquifère du Jurassique supérieur au débit total de la rivière pour les treize épisodes hydrologiques précédents.

Nous nous sommes assurés qu'il n'y avait pas de différence significative entre les valeurs journalières et mensuelles de la composante lente de l'écoulement souterrain (fig. 33).



Répartition entre les écoulements lents (pointillés bleus) et rapides (entre les pointillés bleus et verts).

Fig. 33 - La Saulx à Mognéville. Débits journaliers observés et simulés par GARDENIA en 1999.

Cette figure montre clairement que la composante lente de l'écoulement souterrain au pas de temps journalier est très voisine de sa valeur mensuelle. On peut donc, en première approximation estimer la contribution de l'aquifère au débit journalier de crue en faisant le rapport entre la composante lente de l'écoulement souterrain calculée par GARDENIA au pas de temps mensuel et l'écoulement total mesuré. Ce rapport varie entre 7 et 15 % autour d'une valeur médiane de 10 %. Ce pourcentage est encore plus faible si on considère les débits maximums journaliers au lieu des débits mensuels écoulés : 4 à 10 % autour d'une valeur médiane de 6 %.

NB : Notons que le débit instantané maximal connu de cette station, de $68,5 \text{ m}^3/\text{s}$ le 16 février 1990 à 13 h 45, n'est pas très différent du débit journalier maximal.

Ainsi la contribution de la composante souterraine lente aux débits de crue de la rivière Saulx est faible de l'ordre de 4 à 6 % du débit total pour les plus grosses crues de la période de calage : ainsi pour la plus grosse crue de cette période, celle du 20 décembre 1999, ce pourcentage serait de 4 % ce qui correspond à un débit souterrain lent de l'ordre de $2,7 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un débit maximum journalier de $65 \text{ m}^3/\text{s}$.

Cas de l'Essonne à Boulancourt : pas de temps pentadaire

Pour l'Essonne à Boulancourt, le calage du modèle hydrologique global GARDENIA a été effectué au pas de temps pentadaire (cinq jours). Signalons que l'écoulement souterrain lent se répartit en deux parties :

- une qui contribue à l'écoulement de surface. Elle varie entre zéro et $2,19 \text{ m}^3/\text{s}$;

- une constante de 2,5 m³/s qui sort souterrainement du bassin versant étudié.

L'analyse des résultats du calage montre que, sur la période de calage allant de janvier 1987 à mars 2003, la composante lente de l'écoulement souterrain qui contribue à l'écoulement de surface varie beaucoup entre 0 et 2,19 m³/s autour d'une valeur moyenne de 0,80 m³/s. Son évolution montre des variations pluriannuelles significatives (fig. 34). On notera que l'on retrouve ce type d'évolution temporelle des écoulements souterrains dans des piézomètres comme ceux d'Allainville et Mainvilliers.

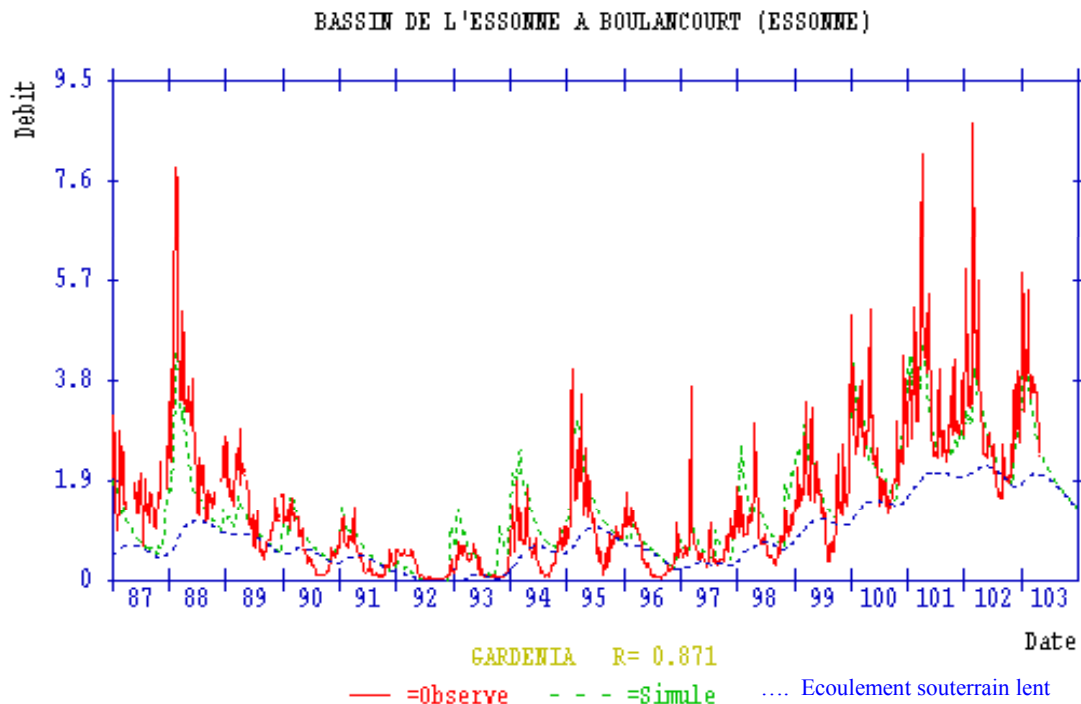


Fig. 34 - L'Essonne à Boulancourt. Débits pentadaires observés et simulés par GARDENIA.

La contribution de l'écoulement souterrain lent aux débits de crue de l'Essonne, sur la période d'observation 1987-2002 varie entre 8 et 38 % autour d'une valeur moyenne de 19 % (tabl. 16). Pour un même débit de crue ce pourcentage pourra être plus important lors des périodes de niveaux piézométriques hauts (2002), moindre lors des périodes de niveaux piézométriques bas (1992-1993).

NB : Notons que le débit instantané maximal connu de cette station, de 11,9 m³/s le 16 février 2002 à 18 h 40, est identique au débit journalier maximal du même jour.

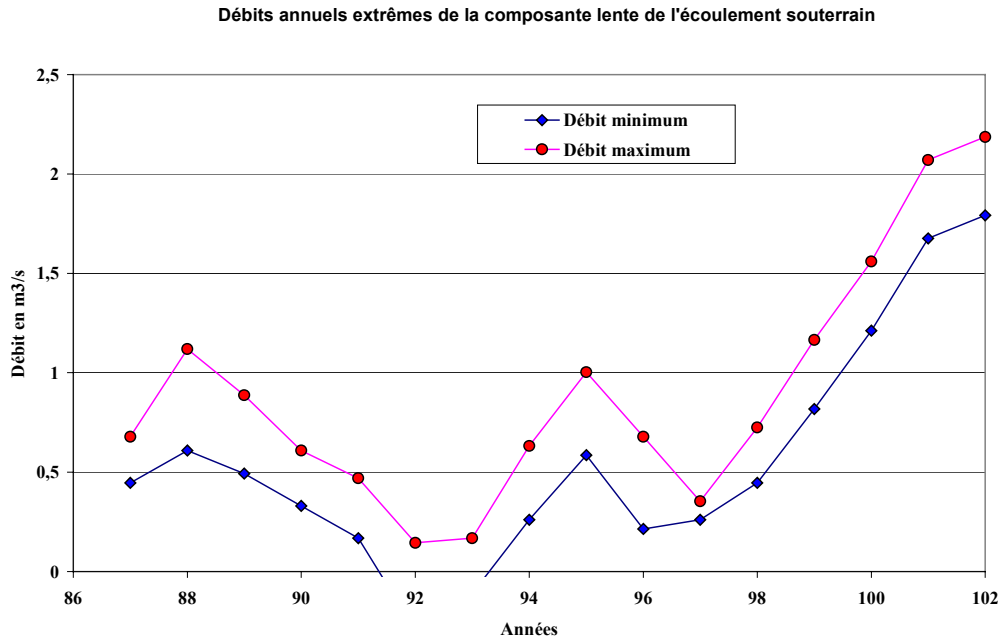


Fig. 35 - L'Essonne à Boulancourt. Débits annuels extrêmes de la composante lente de l'écoulement souterrain (BILMENSF_BOUL.XLS [GR_LENT]).

Débit journalier annuel maximum		Q lent - Qfuite (2,5 m3/s) mensuel		(Q lent-2,5) / QJmax
Date	m3/s	mm	m3/s	
16/02/2002	11,9	19,7	2,070	0,17
24/03/2001	9,49	19	1,908	0,20
13/02/1988	9,26	14,1	0,771	0,08
25/04/2000	6,86	17,2	1,490	0,22
28/02/1997	5,68	13,6	0,655	0,12
30/12/1999	5,66	15,4	1,073	0,19
25/01/1995	4,17	13,3	0,586	0,14
19/12/1987	3,93	12,9	0,493	0,13
05/02/1994	3,1	12,5	0,400	0,13
29/04/1989	3,03	14,6	0,887	0,29
20/01/1998	2,25	12,7	0,446	0,20
12/11/1996	2,07	14,2	0,794	0,38
26/12/1993	1,92	11,5	0,168	0,09
24/03/1991	1,77	12,7	0,446	0,25
17/02/1990	1,73	13,1	0,539	0,31
27/03/1992	0,65	11,2	0,098	0,15

Tabl. 16 - Essonne à Boulancourt. Évaluation de la contribution de l'écoulement souterrain lent aux débits de crue (BILMENSF_BOUL.XLS [Tabl_Qjmax_Qlent]).

e) Conclusions

La contribution des aquifères aux débits de crue est :

- très faible pour l'aquifère du Jurassique supérieur du bassin de la Saulx à Mognéville : 4 à 12 % autour d'une valeur moyenne de 6 % pour les débits maximum journaliers. Ainsi pour la plus grosse crue de la période d'observation (65 m³/s), l'apport souterrain lent ne représente que 2,7 m³/s. La contribution de l'aquifère aux débits de crue est assez constante au niveau pluriannuel en raison de la faible inertie du système aquifère ;
- faible pour l'aquifère des Calcaires de Beauce du bassin de l'Essonne à Boulancourt : 8 à 38 % autour d'une valeur moyenne de 19 % pour les débits mensuels. La contribution de l'aquifère aux débits de crue varie notablement au niveau pluriannuel en raison de la forte inertie du système entre 0 m³/s en 1992-1993 et environ 2 m³/s en 2002. Cette valeur est à comparer avec le débit maximum instantané qui, sur la période d'observation, est de 12,6 m³/s. On note de plus des variations saisonnières qui sont au maximum de l'ordre de 0,5 m³/s ;
- moyen pour l'aquifère de la Craie de la Vanne à Pont-sur-Vanne (minimum 31 % au pas mensuel) et celui des Calcaires de Champigny à la Voulzie (minimum 20 % au pas mensuel). Pour ces deux bassins l'écoulement mensuel maximal (QMmax) est dans un rapport de l'ordre de 2 à 3 par rapport au débit maximal instantané (Qlmax).

Bassin	QI max m ³ /s	QM max m ³ /s	QI max/ QM max
Vanne à Pont-sur-Vanne	18,7	10,4	1,8
Voulzie à Jutigny	13,6	5,05	2,7

3.3. COMPARAISON ENTRE LES APPROCHES SIG ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE GLOBALE

La comparaison entre les résultats des approches SIG utilisant l'index IDPR et la pluie efficace et par modélisation hydrologique globale pluie-débit GARDENIA, pour les cinq bassins tests, porte sur deux paramètres :

- l'estimation du débit souterrain annuel moyen ;
- l'estimation du débit spécifique souterrain moyen.

Le tableau 17 et la figure 36 illustrent cette comparaison.

Bassin test Cours d'eau	Surface du bassin versant km ²	LE SOUT annuel moy. (SIG) mm	Débit souterrain annuel moyen		Lame d'eau souterraine spécifiques annuelle moyenne	
			Modèle global (QLENT+ dSTO) m ³ /s	Q SOUT annuel moy. (SIG) m ³ /s	Modèle global (QLENT+ dSTO) / SURF l/s/km ²	Rendement SIG l/s/km ²
Soude	105	150	0,7	0,5	6,71	4,76
Voulzie	280	112	1,2	1,0	4,11	3,56
Saulx	477	378	2,6	5,7	5,51	12,00
Essonne	609	90	3,4	1,7	5,62	2,86
Vanne	866	165	4,5	4,5	5,18	5,24

Tabl. 17 - Comparaison entre les résultats des approches quantitative par modèle global et semi-quantitative par croisement d'approches SIG (IDPR et pluie efficace).

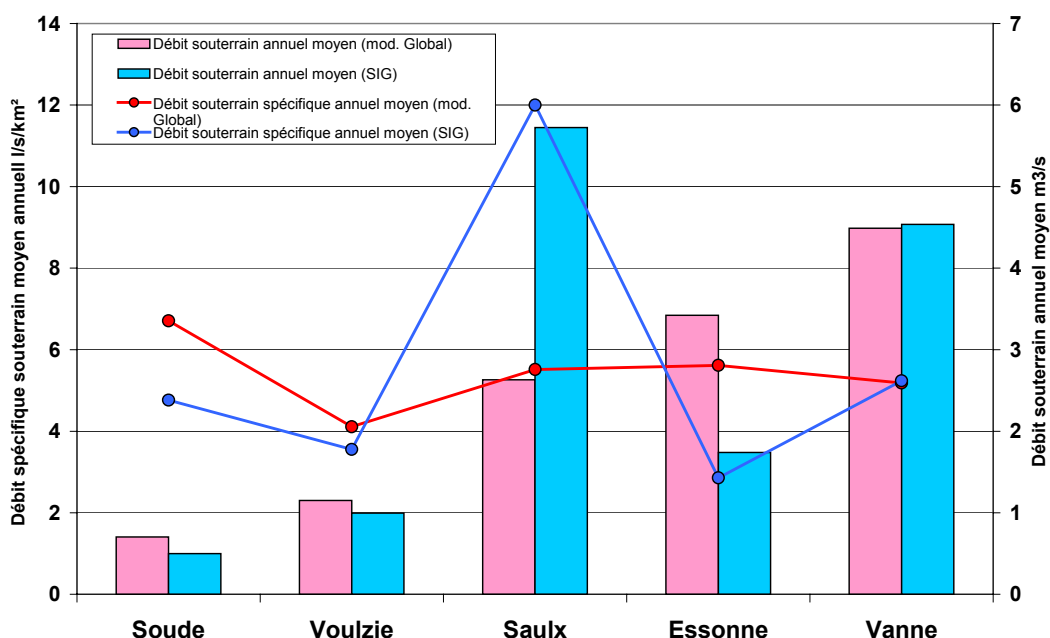


Fig. 36 - Comparaison entre les résultats des approches quantitative par modèle global et semi-quantitative par croisement d'approches SIG (IDPR et pluie efficace).

- **Comparaison entre les estimations du débit souterrain annuel moyen**

On constate une bonne convergence des estimations du débit souterrain annuel moyen pour les bassins tests de la Voulzie, de la Vanne et dans une moindre mesure de la Soude.

Par contre pour le bassin de la Saulx, l'estimation déduite des méthodes SIG est nettement supérieure à celle déduite du modèle global. Cette différence s'explique par le fait que l'IDPR considère la totalité de l'écoulement souterrain alors que la modélisation globale ne prend en compte que la composante lente de l'écoulement

souterrain, alors que dans la modélisation globale GARDENIA la composante rapide de l'écoulement souterrain est comptabilisée avec le ruissellement superficiel. Il se trouve que cette composante rapide est très importante dans le bassin de la Saulx en raison de l'importante karstification des Calcaires du Jurassique supérieur de ce bassin.

Pour le bassin de l'Essonne, l'estimation déduite des méthodes SIG est nettement inférieure à celle déduite du modèle global. Cette différence s'explique par le fait que l'IDPR ne prend pas en compte les débits souterrains sortant d'un bassin versant. Or dans le cas du bassin de l'Essonne nous avons vu qu'il existe dans ce bassin versant un important débit de fuite souterrain estimé, en première approximation à $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un débit superficiel de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Cela explique la sous-estimation de l'estimation SIG. Ce phénomène se retrouve, mais avec une moindre ampleur pour la Soude où le débit de fuite souterrain est évalué à $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un débit superficiel total sortant de bassin de $0,54 \text{ m}^3/\text{s}$.

La hiérarchisation de la contribution annuelle moyenne des aquifères au débit des rivières est donc par ordre décroissant pour les bassins tests : Vanne (Craie du Crétacé supérieur), Essonne (Calcaires éocènes de Beauce), Saulx (Jurassique supérieur), Voulzie (Calcaire de Champigny de l'Eocène supérieur) et Soude (Craie du Crétacé supérieur). Ce classement prend en compte le pouvoir infiltrant des formations, la surface des zones d'affleurement et l'existence éventuelle d'un débit de fuite souterrain.

- **Comparaison entre les estimations du débit souterrain spécifique annuel moyen**

Les estimations du débit spécifique souterrain annuel moyen traduisent la capacité unitaire moyenne d'infiltration des entités hydrogéologiques considérées. Les valeurs déduites de la modélisation globale sont comprises entre $4,11 \text{ l/s/km}^2$ pour la Voulzie et $6,71 \text{ l/s/km}^2$ pour Soude autour d'une valeur moyenne de $5,43 \text{ l/s/km}^2$. Elles représentent le pouvoir infiltrant spécifique de ces formations carbonatées plus ou moins karstifiées. La hiérarchisation de ces valeurs est différente de celle du débit souterrain annuel moyen. On trouve ainsi par ordre décroissant : Soude (Craie du Crétacé supérieur), à part presque identique Essonne (Calcaires éocènes de Beauce) et Saulx (Jurassique supérieur), Vanne (Craie du Crétacé supérieur) et Voulzie (Calcaire de Champigny de l'Éocène supérieur).

Les différences d'estimation entre les deux méthodes s'expliquent de la même façon qu'indiqué précédemment. L'écart pour la Soude est plus accentué mais l'estimation de l'écoulement souterrain par la méthode globale est, comme indiqué au chapitre 3.2.4., probablement surestimée.

- **Relation entre l'épaisseur de la zone non-saturée à l'exutoire d'un bassin versant et le débit de fuite souterrain**

On constate une bonne concordance entre l'épaisseur de la zone non saturée à l'exutoire d'un bassin versant, déduite de l'analyse SIG et le débit de fuite sous terrain. Ainsi pour les bassins tests de la Soude et de l'Essonne où l'épaisseur de la zone non saturée à l'exutoire est respectivement supérieure à 10 m et d'environ 5 m, on constate l'existence d'un débit souterrain de fuite respectivement de l'ordre de $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ et

2,5 m³/s. On sait que dans ce cas la valeur de l'IDPR va être surestimée, puisque cette méthode ne prend pas en compte les débits souterrains d'échange entre les systèmes.

3.4. MÉTHODES DE PRÉVISION ET PRÉDÉTERMINATION DES DÉBITS DES RIVIÈRES

3.4.1. Corrélation entre les niveaux piézométriques et les débits des cours d'eau en étiage

Le niveau piézométrique, à fin mai, peut être considéré comme globalement représentatif de l'état de remplissage de l'aquifère après la période de recharge. Nous avons recherché une corrélation entre la cote piézométrique à fin mai du piézomètre de Saint-Martin-Chennetron et le volume écoulé dans la rivière Voulzie à la station de Jutigny, sur les n mois suivants à partir de juin (n variant de 2 à 6 soit de juin à novembre).

La figure 37 représente les points expérimentaux et les droites d'ajustement. Nous avons, dans ces corrélations, éliminé les valeurs de 2001, qui sont manifestement surestimées (cf. remarque lors de la modélisation pluie-débit). Le tableau 18 récapitule les paramètres de ces droites de corrélation.

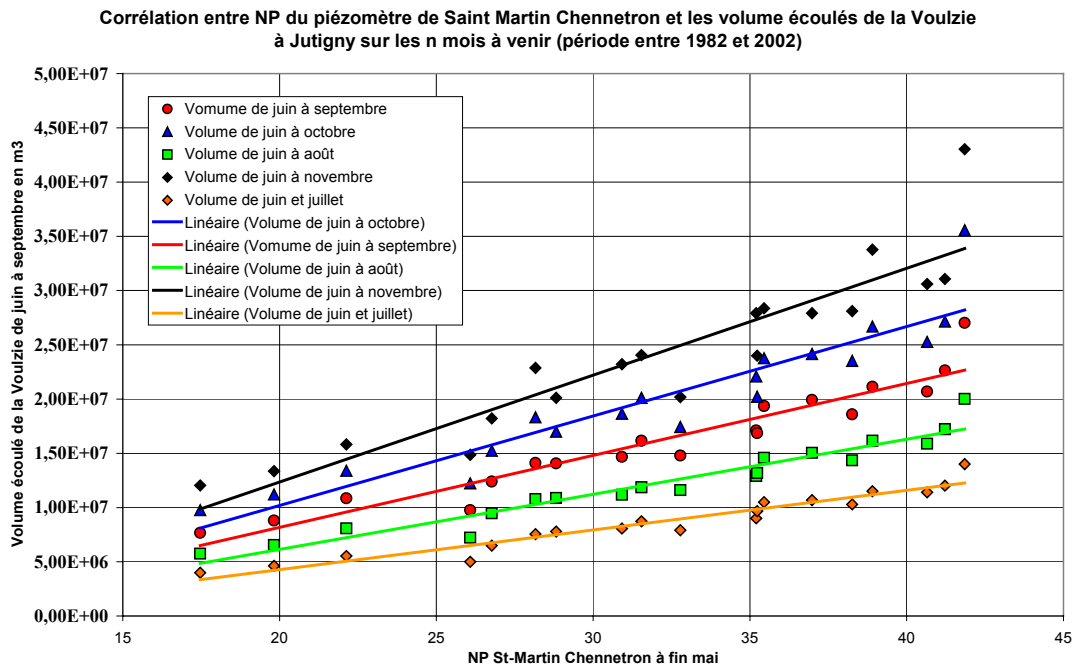


Fig. 37 - Corrélation entre le niveau piézométrique à fin mai et les volumes écoulés dans la rivière sur les n mois (2 à 6) à venir.

Volume écoulé sur la période (Y)	pente	ordonnée à l'origine	Erreur type de l'estimation de Y	Coefficient de corrélation
	a	b	sd _{Volume}	r
juin + juillet	344015	-2453293	596177	0,973
juin + juillet + août	473777	-3092373	784773	0,975
juin + juillet + août + septembre	610321	-3672049	1106953	0,970
juin + juillet + août + septembre + octobre	734588	-3884422	1465401	0,964
juin + juillet + août + septembre + octobre + novembre	872773	-4327583	2101048	0,949

Tabl. 18 - Corrélation entre le volume écoulé dans la Voulzie à Jutigny sur n mois (juin à novembre), à partir du niveau piézométrique de Saint-Martin-Chennetron au 31 mai (période 1982-2002 sauf 1988, 1996 et 2001).

On a donc une relation du type :

$$\text{Volume } n \text{ mois}_{\text{VOULZIE Jutigny}} = a \times NP_{\text{St-Martin-Chennetron}} + b \pm t_{\alpha} \times sd_{\text{volume}}$$

où le nombre de valeurs retenues est de 18.

Ces corrélations sont très significatives pour n variant de 2 à 4 mois (coefficient de corrélation de 0,97) et se dégradent ensuite mais restent significatives pour n variant de 5 à 6 avec des coefficients de corrélation respectivement de 0,96 et 0,95.

Nous donnons ainsi dans le tableau 19 ci-dessous, à titre d'exemple, les prévisions de volume écoulé dans la Voulzie pour les 4 mois à venir (juin à septembre) pour deux valeurs du niveau piézométrique du piézomètre de Saint-Martin-Chennetron à fin mai, avec l'intervalle de confiance à 95 % de ces valeurs.

Niveau piézométrique à fin mai (m)	Valeur moyenne 10 ⁶ m ³	Intervalle de confiance à 95 %	
		Borne inférieure 10 ⁶ m ³	Borne supérieure 10 ⁶ m ³
40	20,7	18,6	22,9
20	8,5	6,4	10,7

Tabl. 19 - Prévision du volume écoulé dans la Voulzie à Jutigny entre juin et septembre en fonction du niveau du piézomètre Saint-Martin-Chennetron à fin mai.

Ces forts coefficients de corrélation montrent bien que les débits d'étiage de la Voulzie à Jutigny proviennent essentiellement des apports de l'aquifère des Calcaires de Champigny.

Ce type de corrélation simple pourrait être utilisé pour améliorer la prévision des apports de la Voulzie en période d'étiage soit de juin à novembre.

3.4.2. Prédétermination des débits des crues des cours d'eau par modélisation hydrologique globale GARDENIA

Les débits des cours d'eau principalement alimentés par les aquifères et, a fortiori, ceux des grosses sources (Sources de la Vouzie, Sources de la Vanne, etc.) peuvent faire l'objet d'une modélisation hydrologique globale pluie-débit fiable. À partir des modèles calés, il est ensuite possible d'effectuer une prédétermination des débits à partir d'une date donnée que ce soit pour les crues ou les étiages. À partir du débit mesuré à une date donnée, on simule l'impact de n scénarios climatiques parmi ceux observés dans le passé et on effectue à des dates données une étude fréquentielle des débits simulés.

C'est notamment ce qui a été fait par le BRGM pour le débit de la Somme à Abbeville (cf. rapport BRGM/RP-51827-FR), comme le montre la figure 38.

Cette prédétermination peut être facilement réactualisée au fur et à mesure de l'acquisition de nouvelles données.

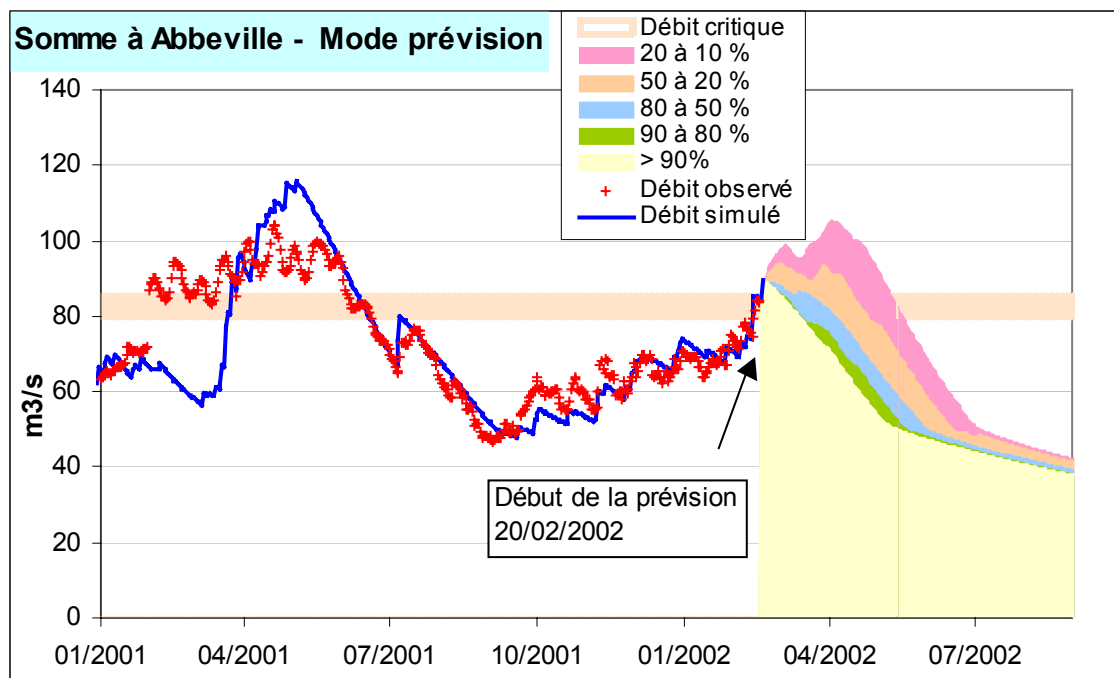


Fig. 38 - Débits de la Somme à Abbeville. Simulation avec GARDENIA, en mode « prévision » à compter du 21/11/01 [d'après BRGM/RP-51827-FR].

3.5. CONCLUSIONS

La contribution des aquifères aux débits des rivières est très variable selon les périodes et échelles de temps auxquelles on s'intéresse :

- débit moyen interannuel ;
- débits d'étiage ;
- débits de crue.

Nous avons différencié les composantes lentes et rapide de l'écoulement. L'écoulement rapide regroupe le ruissellement superficiel et la composante rapide de l'écoulement karstique. La composante rapide de l'écoulement peut générer des crues rapides (quelques dizaines de jours), tandis que la composante lente peut générer, dans des conditions particulières comme celles de la Somme, des crues de nappe qui sont lentes et durent longtemps (vidange lente des aquifères pendant plusieurs mois) : ainsi, le BRGM a montré par modélisation hydrodynamique que la contribution de la nappe aux débits de la Somme à Abbeville lors de la pointe de crues de 2000 était d'environ 80 %.

Dans la présente étude, nous avons, en première approximation, évalué ces composantes par des modélisations hydrologiques globales avec le modèle GARDENIA. On peut exprimer la contribution des aquifères aux débits des rivières en l'exprimant par le rapport entre le débit provenant des aquifères et le débit total du cours d'eau. Pour un même cours d'eau ce pourcentage est variable selon les périodes et pas de temps considérés.

Pour avoir des réponses représentatives des principaux aquifères contributifs aux débits des rivières, nous avons choisi de petits bassins versants entièrement ou majoritairement situés dans la même formation aquifère.

Au niveau de la **France**, les eaux souterraines représentent au **niveau interannuel** environ **59 %** de l'écoulement total. Localement pour de petits bassins versants ce pourcentage sera plus fort en zone perméable et plus faible en zone d'aquifères karstiques, voire quasiment nul en zone imperméable.

Ainsi, pour le **bassin de la Saulx**, rivière représentative de l'aquifère des Calcaires du Jurassique supérieur, les contributions de cet aquifère aux débits de la rivière sont :

- au **niveau interannuel** de **33 %** de l'écoulement total. Ce faible pourcentage s'explique par le caractère très karstique de cet aquifère avec une importante composante souterraine rapide ;
- au **niveau mensuel** entre **100 %** pour les plus basses eaux d'étiage et **7 %** pour les plus hautes eaux. La composante lente de l'écoulement varie peu entre 1,30 et 4,17 m³/s autour d'une valeur moyenne interannuelle de 2,66 m³/s, sans monter de variations pluriannuelles significatives;
- pour les **plus grosses crues** de la période de calage ce rapport varie :
 - au **pas de temps mensuel** entre **7 et 15 %** autour d'une valeur médiane de 10 %,
 - au **pas de temps journalier** entre **4 à 10 %** autour d'une valeur médiane de 6 %. Pour la plus forte crue de cette période, celle du 20 décembre 1999, ce pourcentage est de **4 %** ce qui correspond à un débit souterrain lent de l'ordre de 2,7 m³/s pour un débit maximum journalier de 65 m³/s,
 - au **pas de temps instantané**, pour la plus forte crue du 20 décembre 1999 à 13 h 45, ce pourcentage est aussi d'environ **4 %** pour un débit maximum instantané de 68,5 m³/s.

Pour le bassin de la **Vanne**, rivière représentative de l'aquifère de la Craie du Crétacé supérieur, les contributions de cet aquifère aux débits de la rivière sont :

- au **niveau interannuel** de **67 %** de l'écoulement total ;

- au **niveau mensuel** entre **95 %** pour les plus basses eaux d'étiage et **31 %** pour les plus hautes eaux. La composante lente de l'écoulement varie peu entre 3,32 et 5,12 m³/s autour d'une valeur moyenne interannuelle de 4,23 m³/s, selon une évolution pluriannuelle significative ;
- pour la **plus grosse crue** de la période de calage, celle du 19 décembre 1999 à 5 h 39 avec 18,7 m³/s, ce rapport est :
 - au **pas de temps mensuel** d'environ **18 %** pour le plus fort débit mensuel, celui de janvier 1982 avec 17,1 m³/s,
 - au **pas de temps journalier** et a fortiori instantané, ce pourcentage est un peu plus faible mais du même ordre de grandeur.

Pour le bassin de l'**Essonne**, rivière représentative de l'aquifère des Calcaires de Beauce, les contributions de cet aquifère aux débits de la rivière sont :

- au **niveau interannuel** de **87 %** de l'écoulement total ;
- au **niveau mensuel** entre **100 %** pour les plus basses eaux d'étiage et **50 %** pour les plus hautes eaux. La composante lente de l'écoulement varie entre 2,20 et 4,69 m³/s autour d'une valeur moyenne interannuelle de 3,30 m³/s, selon une évolution pluriannuelle significative. Compte tenu d'un écoulement souterrain sortant du bassin étudié d'environ 2,5 m³/s, l'écoulement dans la rivière variera entre 0 et 2,19 m³/s ;
- pour les **plus grosses crues** de la période de calage, ce rapport varie :
 - pour les **débits journaliers maximums annuels** la part d'écoulement souterrain varie entre **8 et 38 %** autour d'une valeur moyenne de 19 %. Pour un même débit de crue ce pourcentage pourra être plus important lors des périodes de niveaux piézométriques hauts (2002), moindre lors des périodes de niveaux piézométriques bas (1992-1993),
 - au **pas de temps instantané**, pour la plus forte crue du 16 février 2002 à 18 h 40, ce pourcentage est au maximum de **12 %** pour un débit maximum instantané de 16,2 m³/s.

L'objectif de la présente étude était de montrer, en s'appuyant sur l'analyse de quelques bassins versants tests, l'importance quantitative des différentes composantes de l'écoulement total. On voit donc, d'après ces exemples, que la contribution des aquifères aux plus forts débits de crue des périodes étudiées est faible (inférieure à 20 %). *A contrario*, leur contribution aux faibles débits est prédominante, voire exclusive en étiage. Cette contribution est d'autant plus importante que le pouvoir infiltrant de l'aquifère est important. Cette contribution présentera des variations interannuelles d'autant plus importantes que l'aquifère présente une grande inertie : elle est forte pour la Craie du bassin de la Vanne et les Calcaires de Beauce du bassin de l'Essonne, faible pour le Jurassique supérieur du bassin de la Saulx.

Plus la contribution des aquifères est forte et plus l'inertie de la nappe est grande, plus il sera possible d'élaborer des modèles de prévision des apports fiables.

Ces constatations ont été faites sur de petits bassins versants. On peut raisonnablement penser que les caractéristiques des bassins tests peuvent s'appliquer à des zones plus grandes identifiées par l'analyse semi-quantitative basée sur l'analyse bibliographique et la méthode de l'IDPR. Toutefois il faudra tenir compte du

fait que le comportement de petits bassins en zone amont peut être différent de celui de bassins plus grands où le niveau de base général sera plus faible et où les rivières risquent de drainer plus d'écoulement souterrain.

4. Conclusions générales

Intérêt de la prise en compte de la composante souterraine lente dans le modèle de gestion des eaux du bassin de la Seine en amont de Paris

Nous avons en premier lieu essayé de clarifier ce que l'on entend par contribution des aquifères aux débits des rivières car cela recouvre des notions et mécanismes différents. Cette contribution est très différente selon le pas de temps considéré : module interannuel, période d'étiage ou débit de crue. Le pas de temps d'analyse doit être adapté en conséquence. Cette contribution, exprimée en pourcentage de l'écoulement total a été évaluée par modélisation hydrologique globale de cinq bassins versants de petite taille, représentatifs des principaux aquifères. Il n'est pas possible de transposer simplement ces résultats à des entités hydrogéologiques plus grandes : niveau de base différent, prise en compte des échanges entre les systèmes hydrogéologiques, influences anthropiques importantes et variables dans le temps, etc.

À plus grande échelle, la contribution des aquifères aux débits des rivières doit être traitée en valeur absolue et prendre en compte l'étendue spatiale des zones d'affleurement de ces aquifères.

Dans la présente étude nous avons procédé à plusieurs types d'approches :

1. **Une synthèse bibliographique sur l'hydrogéologie** de la zone d'étude focalisée sur le regroupement d'entités aquifères homogènes, la détermination de leur surface d'affleurement et des caractéristiques de leur réservoir (épaisseur utile, coefficient d'emmagasinement et perméabilité) et les relations nappe-rivière. Cette synthèse, basée sur la Base de Données du référentiel hydrogéologique de la France (BD RHF®) a permis de regrouper les 144 entités aquifères unitaires en 6 grands ensembles aquifères. Les surfaces affleurantes des aquifères représentent environ 88 % de la surface totale de la zone d'étude.
2. **Une analyse semi-quantitative par application de la méthode IDPR** développée par le BRGM avec croisement d'approches SIG de différents paramètres (épaisseur de ZNS moyenne et à l'exutoire, épaisseur potentielle de zone saturée, gradient hydraulique moyen et battement des nappes). Une analyse combinatoire de ces principaux indices appliquée aux grandes entités aquifères a permis de donner une appréciation semi-quantitative sur le rôle potentiel des eaux souterraines dans le bilan global interannuel.
3. Cette analyse a été complétée, à titre de piste de développement, par **une première approche quantitative basée sur l'utilisation des outils SIG en croisant l'indice d'infiltration potentielle (IDPR) avec une estimation de l'écoulement total** (carte de pluie efficace). Les résultats obtenus avec cette méthode présentent une bonne convergence avec l'approche par modélisation globale sur les bassins tests. Pour affiner la méthode et la valider, il faudra disposer de données d'entrée plus précises et multiplier les validations par modélisation

globale à d'autres bassins tests, notamment pour les aquifères non pris en compte dans cette étude. Cet axe de développement nous paraît intéressant pour prendre en compte l'aspect spatial des phénomènes.

4. **Hiérarchisation des grands aquifères en fonction de leur contribution au débit des rivières** : il ressort de ces analyses que, les principaux aquifères, hormis les nappes alluviales, ayant une lithologie voisine (calcaire et craie), le facteur prépondérant de la contribution des nappes aux débits des rivières est la surface d'affleurement de ces nappes. Le tableau 20 récapitule les principaux aquifères auxquels on a affecté un numéro d'ordre qualitatif allant de 1 pour le plus contributif (Craie du Crétacé supérieur) à 8 pour le moins contributif (autres petits aquifères). Nous avons reporté aussi sur ce tableau les noms des bassins tests pour lesquels une analyse quantitative a été réalisée par modélisation hydrologique globale et les valeurs des débits annuels souterrains spécifiques. On notera que ces valeurs sont assez voisines.

Situation par rapport aux barrages réservoirs	Analyse qualitative			Bassin test			
	Grands aquifères	Surface d'affleurement en km ²	Numéro d'ordre de la hiérarchisation contributive qualitative	Nom	Bassin versant km ²	Débit annuel souterrain	
						Débit m ³ /s	Débit spécifique l/s/km ²
Amont (Nappes externes)	Calcaires du Jurassique (Portlandien-Tithonien, Oxfordien, Dogger)	12 329	2	Saulx à Mognéville	477	2,6	5,51
	Crétacé inférieur aquifère : multicouche de l'Albien - Néocomien	2 035	5	non traité			
	Autres aquifères (Lias, Trias)	182	8	non traité			
Aval (Nappes internes)	Craie du Crétacé supérieur	12 479	1	Vanne à Pont-sur-Vanne	866	4,5	5,18
				Soude à Saudron	105	0,7	6,71
	Calcaires de Beauce et de Brie - Sables de Fontainebleau de l'Oligocène	7 066	3	Essonne à Boulancourt	609	3,4	5,62
	Soissonnais. Sables et calcaires de l'Éocène inférieur et moyen	6 954	4	non traité			
	Calcaires de Champigny de l'Éocène supérieur	1 707	6	Voulzie à Jutigny	280	1,2	4,11
Amont et Aval	Alluvions modernes et anciennes	1 614	7	non traité			

Tabl. 20 - Hiérarchisation contributive qualitative des nappes aux débits des rivières pour les grands aquifères du bassin amont de la Seine et débits souterrains des bassins tests modélisés.

5. **Une analyse quantitative basée sur l'étude par modélisation globale de cinq petits bassins versants tests représentatifs des principaux aquifères.** Le choix des bassins a été guidé par l'analyse bibliographique, l'analyse IDPR et la disponibilité des données nécessaires à la modélisation. Pour chacun de ces bassins nous avons étudié leurs caractéristiques morphométriques (surface, pente moyenne, longueur équivalente) et hydrométriques (valeurs en débit et débit spécifique des modules moyens interannuels et des débits maximums instantanés). Une analyse approfondie des systèmes hydrologiques a précédé une étude par modélisation hydrologique globale avec le logiciel GARDENIA développé par le BRGM. Pour chaque bassin nous avons effectué une modélisation pluie-débit et pluie-niveau piézométrique pour mieux contraindre les valeurs. Cette approche a

permis de quantifier, à des pas de temps différents, les termes du bilan hydrologique. GARDENIA permet d'apprécier la répartition entre :

- les écoulements rapides (ruissellement superficiel et la composante rapide des circulations karstiques) générateurs des crues rapides (quelques heures à quelques jours) ;
- les écoulements lents (composante lente des aquifères) pouvant être générateurs, dans des cas spécifiques comme la Somme, de crues de nappe qui peuvent durer quelques semaines à quelques mois ;

La contribution annuelle moyenne des aquifères rapportée au kilomètre carré est assez voisine pour la Craie du Crétacé inférieur et pour les Calcaires du Jurassique supérieur : 4,11 à 6,71 l/s/km².

Le facteur prépondérant se révèle donc être la surface d'affleurement et la contribution des bassins tests au débit annuel souterrain moyen des rivières est directement proportionnel à la surface de leur bassin d'alimentation.

Les tableaux 21 et 22 récapitulent les principaux résultats de ces approches.

Il est nécessaire de combiner ces différentes approches pour mieux apprécier, aux différents pas de temps concernés, la contribution des aquifères aux débits des rivières. La mise en œuvre de ces différentes approches nécessite des données fiables et représentatives. Les approches SIG notamment supposent des cartographies fines à l'échelle régionale (carte piézométrique, carte des isohyètes et/ou carte des précipitations efficaces, carte des battements de nappe, etc.) : les documents existant établis à une échelle nationale renferment des zones insuffisamment renseignées (aquifères des calcaires du Jurassique par exemple) ou se révèlent localement imprécis.

Ces approches ont montré que **la contribution des aquifères aux plus forts débits de crue des périodes étudiées est faible.**

A contrario, **la contribution des aquifères aux faibles débits des rivières est prédominante, voire exclusive en étiage.** Cette contribution est d'autant plus importante que le pouvoir infiltrant de l'aquifère est grand.

Cette contribution présentera des variations interannuelles d'autant plus importantes que l'aquifère présente une grande inertie : elle est forte pour la Craie du bassin de la Vanne et les Calcaires de Beauce du bassin de l'Essonne, faible pour le Jurassique supérieur du bassin de la Saulx.

Approche qualitative par synthèse		Caractéristique morphométrique				Données hydrométriques				
		Surface du bassin versant / km ²	Pente moyenne %	Longueur équivalente km	Débits moyens interannuels (1991-1999) m ³ /s	Débits moyens interannuels (1991-1999) l/s/km ²	Débits maximum instantanés de crue m ³ /s	Débits maximum instantanés de crue l/s/km ²		
Systèmes aquifères		Potentiel contributif au débit des rivières	Nom des bassins tests							
Calcaires du Jurassique	12 329	Moyen	Saulx à Mognéville	477	5,34	63	7,32	15,3	68,5	143,61
Craie du Crétacé supérieur	7 000	Fort	Vanne à Pont-de-Vanne	866	6,47	59	6,4	7,39	18,7	21,59
	5 400		Soude à Saudron	105	2,89	25	0,54	5,11	3,49	33,24
Soissonnais - Sables et calcaires de l'Éocène inférieur et moyen	6 954	Moyen à fort								
Calcaire de Champigny de l'Éocène supérieur	1 707	Moyen à fort	Voulzie à Jutigny	280	3	40	1,47	5,24	13,6	48,57
Calcaire de Beauce et Sables de Fontainebleau de l'Oligocène	7 066	Fort	Essonne à Boulancourt	609	1,39	73	0,91	1,49	12,6	20,69
Crétacé inférieur (Albien Néocomien)	2 035	Faible								
TOTAL										
										42 491

Tabl. 21 - Récapitulatif des principaux résultats des approches par synthèse bibliographique hydrogéologique. Caractéristiques morphométriques et hydrométriques des bassins versants tests.

Nom des bassins tests	Modélisation globale pluie-débit GARDENIA					Approche semi-quantitative IDPR et croisement SIG				
	Qlent / Qrapide en %		Variation de stock (91-99)	Débit global d'échange	IDPR	Épaisseur de ZNS (m)		Gradient moyen des nappes	Battement piézo moyen $\pm 2,5$ m	Analyse combinatoire. Rôle potentiel des eaux souterraines
	inter-annuel	mois				jour	moyenne			
Saulx à Mognéville	35	7 - 100	8	-1,15	0,405	Ns	49	(1,1) ns	Ns	Faible
Vanne à Pont-sur-Vanne	67	31 - 95	10	0,00	0,346	41,00	46	1,0	10	Moyennement important
Soude à Saudron	(97)	(85 - 100)	12	-15,00	0,245	26,00	28	0,6	5	Faible
Voulzie à Jutigny	67	20 - 97	28	0,00	0,82	18,00	20	1,2	8	Moyennement important
Essonne à Boulancourt	87	50 - 100	19	-2,50	0,451	20,00	21	0,5	7	important

ns = non significatif

Tabl. 22 - Résultats de l'approche semi-quantitative IDPR et croisement SIG et de l'approche quantitative par modélisation hydrologique globale de bassins versants tests

5. Perspectives

La présente étude répond ainsi aux deux objectifs qui lui étaient assignés : hiérarchiser de façon qualitative les aquifères en fonction de leur contribution au débit des rivières et présenter une première estimation quantitative de cette contribution sur de petits bassins tests (cinq) à partir de modélisations hydrologiques globales.

Cette étude donne par ailleurs des pistes pour poursuivre l'analyse, afin d'apporter à l'IIBRBS une aide à la décision en matière de gestion des barrages réservoirs du bassin de la Seine tant en étiage qu'en crue.

5.1. ÉTIAGES

- **Généralisation à l'ensemble du domaine d'étude des investigations** faites sur les petits bassins tests. Cette phase comprend deux volets :
 - des modélisations globales complémentaires de petits bassins tests des aquifères non étudiés dans la présente étude (Crétacé inférieur aquifère, Soissonnais de l'Eocène inférieur et moyen) ou pour lesquels des précisions doivent être apportées (Aquifère oligocène de Beauce, Craie du Crétacé supérieur),
 - extrapolation des résultats obtenus sur chacun des « bassins tests » de faible superficie à l'ensemble de l'unité hydrogéologique homogène qu'il représente en associant les résultats des modélisations globales et ceux résultant d'un approfondissement de la méthode d'investigation par croisement d'approches SIG pour lui donner un caractère plus quantitatif.
- **Développer des analyses permettant d'améliorer la gestion des barrages** (démarche progressive conçue comme une aide à la décision pour l'IIBRBS) : prévision et/ou prédétermination des apports par les nappes en fonction du niveau piézométrique, sélection de chroniques piézométriques pouvant servir d'index de l'état de remplissage des aquifères les plus contributifs (exemple : Craie du bassin de la Vanne et Calcaires de Champigny de la Voulzie), etc. Ces prévisions et/ou prédéterminations permettraient de mieux connaître les apports attendus des nappes en aval des barrages réservoirs et donc de prendre en compte cette information dans la gestion prévisionnelle des lâchers en étiage (garantie d'un débit minimal en différents points sélectionnés).
- **Efficacité des lâchers vers l'aval** (transport amont-aval de l'eau lâchée par les barrages). Il apparaît nécessaire de connaître l'évolution des débits lâchés vers l'aval en fonction de l'importance et du rythme des lâchers et de la situation hydraulique des nappes d'eaux souterraines. En fonction des types de relations nappe-rivière, des aquifères traversés et de la plus ou moins grande extension des aquifères alluviaux, l'efficacité des lâchers peut être différente selon les biefs concernés : Marne, Aube, Seine et Yonne. Cette étude doit inclure une analyse géologique et hydrogéologique fine des vallées notamment pour évaluer les possibilités de pertes. L'analyse comparative de l'efficacité des lâchers apporterait à

l'IIBRBS une aide à la décision pour la gestion des lâchures. Dans un premier temps, on pourrait exploiter les mesures hydrométriques spéciales si elles existent et/ou, si cela est possible, les mesures de routine réalisées aux stations hydrométriques. Si les mesures existantes ne le permettent pas, on pourra élaborer un programme spécifique de mesures hydrométriques et hydrogéologiques complémentaires : jaugeages différentiels lors de lâchers réalisés pour différents débits et situations hydrauliques des aquifères.

5.2. CRUES

L'étude a montré que, sur le bassin amont de la Seine, la contribution des nappes aux débits des grandes crues :

- n'est pas le facteur déclenchant ;
- mais peut être un facteur aggravant.

Double démarche pour les crues, avec l'optique d'apporter des aides à la décision :

- **amélioration de la compréhension des phénomènes et identification des facteurs aggravant** en se basant, dans la mesure du possible, sur l'analyse des grandes crues, notamment historiques (définition d'index simples permettant de caractériser notamment l'état hydraulique des aquifères, l'état de saturation des sols et l'état thermique du sol (phénomène de gel) → aide à la décision ;
- **étude du déroulement comparatif des crues sur les différents affluents** pour apporter une aide aux décisions de gestion des barrages réservoirs. Cette approche, beaucoup plus complexe, pourra être envisagée ultérieurement.

6. Références bibliographiques

- AESN (1974) - Les bassins de la Seine et des cours d'eau normands, Tome 1, fasc. 4 - Eaux souterraines, 144 p.
- AESN (1998) - Connaissance des milieux aquatiques. Les réseaux de mesures cofinancés en 1998 par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie. AESN/Direction de la Recherche, des Études, de l'Agriculture et des Milieux, Service Environnement (DREAM).
- Amraoui N., Golaz C., Mardhel V., Negel Ph., Petit V., Pinault J.L., Pointet T. (2002) - Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme. Étude réalisée dans le cadre des opérations de Service public du BRGM 2001-EAU-631. Rapport BRGM RP-51827-FR, mars 2002.
- Anonyme (1994) - Carte de vulnérabilité à la sécheresse des nappes d'eau souterraines libres. Analyse multicritères par SynerGIS. Département de l'Aube. Rapport BRGM n° R 38175, décembre 1994, Etude réalisée dans le cadre des actions de Service public du BRGM.
- Banque de données climatologiques de Météo France.
- Banque HYDRO du Ministère de l'Écologie et du Développement Durable.
- Base de Données CARTHAGE © de l'IGN.
- Base de Données du Référentiel Hydrogéologique de la France BD RHF ® Version 1 (2002) - Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, Agences de l'Eau et BRGM, RNDE.
- Boisson M., Thiery D. (1991) - Logiciel GARDENIA. Modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères. Guide d'utilisation (version 3.2). Rapport BRGM R 32209, janvier 1991.
- BRGM (1994) - Carte de vulnérabilité à la sécheresse des nappes d'eau souterraines libres. Analyse par SynerGIS®. Département de l'Aube. Rapport BRGM R 38175, décembre 1994.
- Collectif (1998) - Revue de la Société Hydrotechnique de France : La Houille Blanche n° 1 – 1998 - Dossier : « Le risque de crue en région parisienne (2^e partie) », p. 45-90.
- Collectif (2000) - Revue de la Société Hydrotechnique de France : La Houille Blanche n° 1 - 2000. Dossier : « La gestion des risques liés aux inondations rapides et lentes », p. 21-94.
- Desprez N., Megnier Cl., avec la collaboration de Caudron M., Martins Cl., Rampon G., Vandenbeusch M. (1975) - Beauce. Atlas hydrogéologique. Notice, synthèse et

index. Carte géologique et piézométrique. Position des captages et réservoirs sollicités. Service Géologique National. BRGM.

Données piézométriques de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie et du BRGM.

Even S., Billen G., Garnier J., Mouchel J.M., Tican D. (2002) - Programme PIREN-Seine 1998-2001. La maîtrise des débits en situation d'étiage. Rapport de synthèse, février 2002.

Gomez E. (2002) - Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine. Thèse de Docteur de l'École des Mines de Paris, spécialité « Hydrologie et hydrogéologie quantitatives », Paris le 5/12/2002.

Gomez E., Ledoux E. (2003) - Influence des nappes sur les débits des rivières (étiage et crue). École des Mines de Fontainebeau, mars 2003.

HYDRATEC (1998) - Inondations en Ile-de-France. Nouvelles études, nouvelles connaissances. Évaluation des dommages liés aux crues en région Ile-de-France (synthèse effectuée entre 1992 et 1998), août 1998. Observations hydrogéologiques sur le sud-est du bassin de Paris. CD-Rom pour IIBRBS, AESN, Région Ile-de-France, Préfecture de la région Ile-de-France.

- Crues du bassin de la Seine ;
- Rapport de synthèse ;
- Volet hydraulique. 1.1 - Reconstitution des séries de débits maxima annuels ;
- Volet hydraulique. 1 - Hydrologie ;
- Volet hydraulique. 1.3.1 - Reconstitution de la crue de janvier 1910 ;
- Volet hydraulique. 1.3.3 - Reconstitution de la crue de janvier 1955.

Kerjean M., Soncourt E., Meunier P.H. (1992) - Synthèse hydrogéologique des bassins d'alimentation en amont des barrages Marne, Seine, Aube et Pannecièrre. Rapport BRGM n° 35320 CHA 4S 92, juillet 1992 pour l'IIBRBS.

- Rapport 1 - Bassins d'alimentation en amont des barrages Seine et Aube. Géologie - Hydrogéologie (Kerjean M.) ;
- Rapport 2 - Bassins d'alimentation en amont du barrage Marne. Géologie - Hydrogéologie (Kerjean M.) ;
- Rapport 3 - Bassins d'alimentation en amont des barrages Marne, Seine et Aube. Contribution des aquifères à l'alimentation des barrages réservoirs (Soncourt E.) ;
- Rapport 4 - Bassins d'alimentation en amont du Barrage de Pannecièrre. Note hydrogéologique (Meunier P.H.) ;
- Résumé (Kerjean M.).

Kerjean M., avec la participation de Ph. Menier (1993) - Direction départementale de l'Équipement de l'Aube. Rocade ouest de Troyes. Étude des variations piézométriques de la nappe de la craie et prévision des cotes de hautes eaux. Rapport BRGM n° R37604 REI 4S 93, juin 1993.

- Ledoux M., Gomez E. (2003) - Bassin de la Seine en amont de Paris. Etude de l'influence des nappes sur les débits (étiages et crues). École des Mines de Paris, Centre d'Informatique Géologique de Fontainebleau, Rapport provisoire, janvier 2003.
- Machard de Gramont H., Mardhel V., Pointet T., Schomburgk S. avec la collaboration de Caous J.Y., Caudron M., Corbier P., David-Rouxel E., Equilbey E., Ghyselincq M., Jauffrey D., Maget Ph., Marchais E., Marchal J.P., Seguin J.J. (2003) - Étude de sensibilité aux remontées de nappes. Méthodologie et application à 20 secteurs-tests de France métropolitaine. Rapport BRGM RP-52340-FR (en cours).
- Mardhel V., Negel Ph., Pointet T. (2001) - Première analyse des composantes des écoulements souterrains du bassin versant de la Somme en période de crues. Rapport BRGM RP-51030-FR, juillet 2001.
- Martin J.C., Giot D., Le Nindre Y.M. (1999) - Études préalables à la réalisation d'un modèle de gestion de nappe de Beauce. Géométrie du réservoir et limites de la nappe de Beauce. Rapport BRGM R 40571, mars 1999.
- Martin J.C., Rouxel-David E., avec la collaboration de Pinault J.L., Lecomte-Morel V., Golaz C. (2001) - Projet 01RISR05. Dynamique fluviale, érosion et transport solide. Module Aisne/Oise. Étude des crues de l'Aisne. Apport de l'hydrogéologie et des modèles pluie-niveau et pluie-débit sur les relations nappe-rivière. Rapport BRGM RP-51437-FR, décembre 2001.
- Mégnién C. (1960) - Observations hydrogéologiques sur le sud-est du bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne. Thèse de 3^e cycle, Mém. BRGM n° 25, 287 p., 1964.
- Mégnién C. (1979) - Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Mém. BRGM n° 98, 456 p.
- Modèle numérique de terrain de l'IGN.
- Normand M. (2003) - Argumentaire pour l'IIBRBS explicitant les spécificités de l'étude BRGM intitulée « Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau et contribution aux crues et aux étiages sur le bassin amont de la Seine », 5 p., BRGM, 6 mai 2003.
- Normand M., Mardhel V., Schomburgk S. (2003) - Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau sur le bassin amont de la Seine. Analyse des résultats du modèle MODCOU. Note BRGM/EAU n° 42-03, octobre 2003.
- Panel R., avec la collaboration de Kerbaul A., Balleur D. (1991) - Influence du débit de la Marne sur la piézométrie de la nappe du Perthois. Rapport BRGM n° R33681 CHA 4S 91, octobre 1991 pour l'IIBRBS.
- Panel R. (1992) - Impact de la régulation du débit de l'Aube sur la piézométrie dans la vallée de l'Aube. Rapport BRGM R35243 CHA 4S 92, juin 1992 pour l'IIBRBS.

- Panel R., Levassor A. (1996) - Soutien des débits des rivières par la réalimentation des nappes :
- Étude bibliographique de divers problèmes liés à la régularisation du régime des cours d'eau (Levassor A., ARMINES) ;
 - Contribution potentielle de l'aquifère de la Craie champenoise (Panel R., rapp. ANTEA n° A06074, mai 1996) ;
 - Contribution potentielle des lacs de gravières au soutien des débits d'étiage. Application à la Bassée et au Perthois (Levassor A., ARMINES) ;
 - Synthèse. Potentialités de l'aquifère crayeux de Champagne et des lacs de gravières du Bassin de la Seine (Levassor A. et Panel R., ARMINES et ANTEA, rapport ANTEA n° A07085, septembre 1996).
- Pathirana N. (2003) – Contribution des eaux souterraines au débit des rivières en crue et en étiage sur le bassin de la Seine en amont de Paris. Mémoire de DESS Géosciences appliquées aux équipements en milieux urbains, ruraux, littoraux et côtiers, Option : Aménagement. Université Bordeaux 1, 17 septembre 2003.
- Programme PIREN-Seine. Rapport annuel 2002. Rapports de synthèse 1998-2001. CD-Rom CNRS/UMR CNRS 7619 Sisyphe, Paris.
- Programme PIREN-Seine 1998-2001. La maîtrise des débits en situation d'étiage. Rapport de synthèse, février 2001.
- Rambaud D., Roussel Ph. (ANTEA), ARMINES (1995) - Étude de définition relative au soutien des débits des rivières par la réalimentation des nappes. ARMINES et BRGM, rapport ANTEA n° A02888 pour l'IIBRBS.
- Thiery D. (1985) - La chaîne DELPHES. Dépouillement des données limnigraphiques, pluviométriques ou hydrométriques en série. Note technique BRGM SGN/Département Eau, n° 85/25, octobre 1985.
- Thiery D. (2003) - Modélisation de la Somme à Abbeville de 1995 à fin février 2003. Modèle GARDENIA et modèle spatialisé EROS. Note BRGM inédite, 14 mars 2003.
- Thiery D. (2003) - Logiciel GARDENIA. Modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères. Nouvelle version 6.0c du logiciel, BRGM
- Vernoux J.F. (1996) - Bilan de la nappe des Calcaires de Champigny (Seine-et-Marne). Rapport BRGM n° R38768, janvier 1996. Étude réalisée dans le cadre des actions de Service public du BRGM 95-D-424.
- Vernoux J.F., avec la collaboration de Le Nindre Y.M., Martin J.C. (2001) - Relations nappe-rivière et impact des prélèvements d'eau souterraine sur les débits des cours d'eau dans le bassin de la Juine et de l'Essonne. Rapport BRGM/RP-50637-FR, juillet 2001.
- Vernoux J.F., Noel Y. (2003) - Synthèse bibliographique de l'aquifère du Champigny. Relation nappe-rivière. Rapport BRGM RP-52366-FR.
- Vilmus T. (1992) - Bilan des ressources de la nappe de la craie. Bassin de la Montcient et de l'Aubette de Meulan (Val d'Oise). Rapport BRGM n° R35984 IDF 4S/92.

ANNEXE 1

Indice de développement et de persistance des réseaux (IDPR)

1. GÉOLOGIE ET RIVIÈRES

La recherche d'éventuelles corrélations entre la forme du réseau hydrographique et les formations géologiques a suscité un grand nombre de travaux. L'hypothèse principale qui les sous-tend suppose que les réseaux hydrographiques conservent, dans leurs formes, la signature des phénomènes endogènes (Deffontaines B.) ou exogènes.

Prud'homme Robert³ est l'un des précurseurs français en matière d'analyse des réseaux hydrographiques. Dans sa thèse, Il montre l'intérêt de ces types d'analyse pour les études géologiques, car : « les caractères du réseau hydrographique sont extrêmement dépendants au cours de leur évolution de l'état du bassin versant »³, et ajoute : « les trois paramètres dont les variations nous semblent les plus importantes dans l'étude des réseaux hydrographiques sont la topographie, les structures géologiques et la composition lithologique du sous-sol ».

Prud'homme Robert expérimente donc l'analyse cartographique des réseaux hydrographiques et donne un certain nombre de corrélations très pertinentes. Kim Woo-Gwan⁴ poursuit les travaux de Prud'homme et consacre à l'analyse des réseaux hydrographiques une grande partie de son travail.

Deffontaines⁵ établit des corrélations³ et insiste sur l'intérêt du réseau hydrographique pour une approche morphostructurale : « Le réseau hydrographique est principalement modifié par la lithologie et la fracturation ».

Riazanoff⁶ propose des méthodes automatiques d'extraction et d'analyse de réseaux hydrographiques, en faisant apparaître quelques corrélations qui ouvrent les portes à une analyse automatisée et informatique du réseau hydrographique.

Enfin, très récemment, Delcaillau⁷ étudie la morphométrie des principaux bassins versants de Taiwan à l'aide des réseaux hydrographiques, pour approcher géomorphologiquement la genèse de cette île en cours de formation.

Le tracé du réseau hydrographique résulte d'interactions complexes. Si l'eau par nature est incompressible et s'écoule par le chemin le plus court du point haut (sommet, crête...) au point bas (mer, lac, fleuve...), durant son parcours, les conditions de son cheminement influent sur son tracé. Parmi ces facteurs, les causes d'origines uniquement géologiques sont nombreuses et peuvent se décomposer de la manière suivante :

³ Prud'homme R. (1972) - Analyse morphostructurale appliquée en Aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Thèse, Université Bordeaux I, 364 p., 1972.

⁴ Kim W.G. (1978) - Analyse cartographique du bassin de Nak-Dong (Corée). Thèse, Université Bordeaux I, 95 p., 1978.

⁵ Deffontaines B. (1990) - Développement d'une méthodologie morphonéotectonique - Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT. Thèse, Université Paris VI, 225 p., 1990.

⁶ Razianoff S. (1989) - Extraction et analyse automatique des réseaux à partir de MNT. Thèse, Université Paris VII, 89 p., 1989.

⁷ Delcaillau B. (1997) - Les fronts de chaîne active. Genèse des reliefs et relations tectoniques, érosion-sédimentation. Thèse, Université de Caen, 300 p., 1997.

La lithologie

La lithologie est l'étude de la nature des roches issues d'une formation géologique. La nature des roches intervient dans les modifications du relief.

- la nature physique : l'épaisseur, la dureté, la compétence, la perméabilité, la porosité ;
- la nature chimique : la sensibilité à la dissolution, la qualité des eaux interstitielles, les phénomènes de cristallisation ou de diagenèse³.

En fonction de la lithologie, le comportement du réseau et son organisation vont être différents.

La structure

La géologie structurale (ou tectonique régionale) s'attache à l'étude des déformations des roches. Elle s'intéresse à l'agencement originel des roches, incluant les pendages. Les alternances géologiques, les discordances, les déformations en cours ou phénomènes néotectoniques affectent la lithosphère et modifient la topographie et façonnent considérablement le réseau hydrographique

D'autres facteurs interviennent et sont la résultante d'une combinaison de contraintes de nature diverse. Leur importance diffère selon l'échelle à laquelle on observe le réseau hydrographique.

La pente régionale

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

Le rajeunissement

Le rajeunissement est le début d'un nouveau cycle d'érosion. Il y a alors une reprise de l'érosion sur un relief pénéplané ou aplani, par abaissement du niveau aval des cours d'eau ou par surrection du niveau amont. Le déclenchement d'un tel phénomène a lieu lors d'une augmentation de la pente longitudinale du cours d'eau qui accroît sa dynamique et rompt son profil d'équilibre.

L'eustatisme

Il s'agit ici du phénomène responsable des variations générales du niveau moyen des mers. De telles variations agissent sur le potentiel érosif d'un cours d'eau et donc sur sa morphologie. L'eustatisme est l'une des causes du rajeunissement.

2. L'INDICE DE DÉVELOPPEMENT ET PERSISTANCE DES RÉSEAUX

L'idée qui sous-tend l'IDPR découle de ces travaux. Cette approche suppose un postulat initial que contredisent, les travaux précités : *l'organisation du réseau hydrographique est indépendante des formations géologiques qui le supportent*, seule la pente et la morphologie des reliefs guident la mise en place des cours d'eau.

À ce postulat, un postulat inverse est confronté ; il suppose, à juste titre, un rôle des structures géologiques et de la composition lithologique du sous-sol, dans l'établissement des réseaux hydrographiques naturels. En effet, la nature des surfaces des bassins a un rôle primordial sur le comportement hydrologique de ceux-ci. Les paramètres qui interviennent sont la pente, la lithologie, la pédologie et la couverture végétale. Ces paramètres influencent grandement la perméabilité et la rugosité de la surface, qui conditionnent à leur tour la vitesse du ruissellement et le rapport de l'écoulement sur l'infiltration, appelé aussi coefficient d'écoulement. Mais la géologie a une influence primordiale sur la morphométrie du bassin et son comportement hydrologique. La densité de drainage est un indicateur révélateur de la géologie. Un bassin formé de matériaux très perméables aura en général une densité de drainage faible. À l'inverse, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, comme des marnes ou des argiles, va souvent présenter une densité de drainage élevée.

L'IDPR devient ainsi un moyen de quantifier ce rôle en comparant un réseau théorique indépendant (*indice de développement ID*), au réseau naturel mis en place (*de persistance des réseaux PR*). L'indice de développement et de persistance des réseaux présente une métrologie de l'écart constaté entre les deux réseaux.

Le réseau hydrologique naturel, utilisé dans la démarche de calcul de l'IDPR provient des données de la BD CARTHAGE IGN©. Les arcs décrits dans la couche d'information HYA99 et les plans d'eau ou zones larges des cours d'eau de cette base de données cartographiques décrivent la géométrie des axes hydrographiques.

Les attributs exploités pour l'analyse de l'IDPR sont :

- l'état des axes :
 - 0 Inconnu,
 - 1 Ecoulement permanent,
 - 2 Ecoulement intermittent,
 - 3 Axe fictif (créé pour assurer la continuité des cours d'eau),
 - 4 Canal abandonné, à sec ;
- et leur *nature* :
 - 0 Inconnue,
 - 1 Cours d'eau à berges non maçonnées,
 - 2 Cours d'eau à berges maçonnées,
 - 3 Canal (larg. > 15 m),
 - 4 Aqueduc,
 - 5 Fossé,
 - 6 Autre,
 - 7 Estuaire principal.

La nature des axes et l'état des axes hydrographiques conditionnent plusieurs approches distinctes du milieu qui dépendent étroitement de la qualité des informations intégrées à BD CARTHAGE©.

3. ÉLÉMENTS DE CALCUL DE L'IDPR

Structure du réseau théorique et ordre des talwegs⁸

Le réseau théorique des écoulements est fondé sur l'analyse des talwegs. Il suppose une lame d'eau météoritique et un récepteur imperméable homogène. Il s'établit à partir de l'analyse numérique du modèle de terrain.

La demande de données spatiales s'est accrue ces dernières années car l'on sait désormais qu'il est essentiel de connaître la distribution spatiale de la réponse hydrologique pour bien comprendre les processus sous-jacents de la génération de l'écoulement. Aujourd'hui, le développement de techniques modernes d'acquisition et de mise à disposition d'informations digitales a rendu possible la représentation de la topographie du milieu par le biais de modèles numériques d'altitude (MNA) et de terrain (MNT). Cette information sert de plus en plus à la description des caractéristiques physiques des bassins versants.

À partir de la densité locale de courbes de niveau ou de traitement stéréoscopique d'images satellitaires, il est possible de produire une spatialisation du milieu (MNA) qui, *in fine*, aboutit à l'élaboration de modèles numériques de terrain (MNT). Ce MNT est une expression numérique de la topographie, sous forme matricielle ou vectorielle.

Modèle numérique de terrain (MNT)

C'est une expression numérique de la topographie. Elle existe sous forme matricielle ou vectorielle. La forme vectorielle peut être constituée des courbes de niveau numérisées ou d'un réseau de triangles irréguliers qui relient les points cotés. En modélisation hydrologique et environnementale, les MNT utilisés sont habituellement de forme matricielle. Les fichiers qui le constituent sont les altitudes (MNA ou DEM), les pentes, l'orientation et l'éclairage simulé.

Le MNT constitue souvent la base des travaux de modélisation hydrologique, car il permet de traiter chaque cellule comme une unité dans laquelle on peut calculer le bilan hydrique et l'écoulement. La généralisation de l'usage des MNT permet une description plus quantitative des propriétés des bassins. Elle remplace progressivement des descriptions plus qualitatives des formes des bassins et une partie des indices décrits ci-dessus.

Topologie

Par topologie, on entend l'étude des propriétés géométriques se conservant après déformations continues. Par extension, la topologie étudie les notions de voisinage et de limite. Appliquée à l'hydrologie, la topologie s'avère utile dans la description du réseau hydrographique notamment en proposant une classification de ceux-ci. À titre d'exemple, on trouve les types dendritiques, en treillis, en parallèle, rectangulaire, à méandre, anastomosé, centripète, etc. La classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (rivière principale et affluents). L'ordre des cours d'eau est donc une classification qui reflète la ramification du cours d'eau. La

⁸ Ligne du fond d'une vallée ou lieu géométrique du point le plus bas de chaque section transversale d'une vallée.

codification des cours d'eau est également utilisée pour la codification des stations de mesures, permettant ainsi un traitement automatisé des données. Trois méthodes sont couramment utilisées, toutes fondées sur la position hiérarchique, au sein d'un réseau, des segments de cours d'eau compris entre les confluences

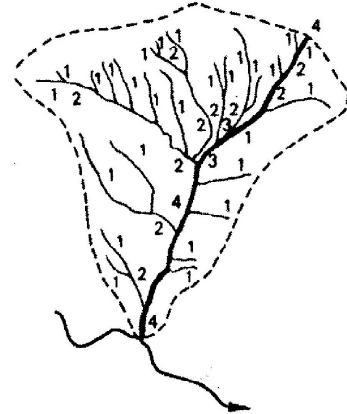
Horton

Tout cours d'eau primaire en tête est de rang 1.

Tout cours d'eau ayant un affluent de rang x est lui-même de rang $x + 1$.

On étend le rang obtenu à la confluence du cours d'eau principal vers l'amont.

Fig. 1 - Modèle de Horton.



Strahler

Même chose que Horton mais sans extension vers l'amont. La classification de Strahler (1957) est la plus utilisée.

Cette classification permet de décrire sans ambiguïté le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval. Elle se base sur les règles suivantes :

- tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre un ;
- le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux ;
- le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de un.

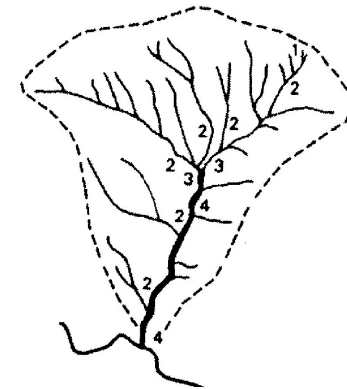


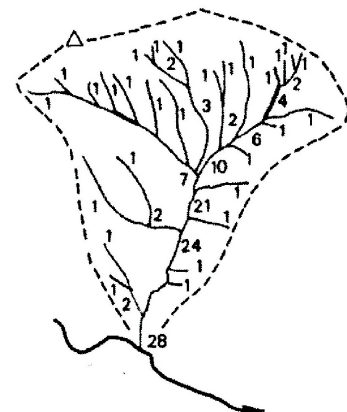
Fig. 2 - Modèle de Strahler.

Un bassin versant a l'ordre du plus élevé de ses cours d'eau, soit l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire.

Shreeve

Méthode rendant compte de la magnitude. Totalisation de proche en proche qui tient compte de tous les affluents d'un réseau. Peu utilisée, mais probablement la meilleure lorsqu'il s'agit de donner une image descriptive du réseau.

Fig. 3 - Modèle de Shreeve.



4. CALCUL DU RÉSEAU DES TALWEGS

Seule l'altitude est fournie de manière « brute » par le MNT. On ne peut en extraire que des réseaux de talwegs.

La plupart des logiciels de systèmes d'information géographique permettent de générer automatiquement des limites de bassins versants à partir d'un MNT. Les traitements

exploités dans le cadre de cette étude ont été développés pour l'application ArcView©. Les procédures utilisées proviennent de l'Université du Texas à Austin. Elles ont été développées pour Arcviews par le CRWR (Center for Research in Water Resources).

L'extraction automatique de réseaux (de talwegs ou de crêtes) exploitée dans cette étude peut être assimilée à une démarche structuraliste inspirée du modèle physique du ruissellement de l'eau sur un relief.

Elle se fonde sur trois étapes :

- la première utilise un algorithme basé sur la recherche de « points de talwegs ». Dans une fenêtre centrée sur le pixel à traiter, on examine le voisinage, afin de détecter un changement de pente concave ou un extremum positif de la dérivée seconde ;
- la seconde étape calcule le « graphe dérivé » du MNT qui attribue à chaque point la direction de la maille voisine suivant la plus grande pente. Cet ensemble de « cellules de drainage » décrit un bassin versant lorsque l'exutoire est situé sur le bord du MNT, ou un « bassin de dépression » lorsque tous les chemins décrits en suivant les cellules aboutissent en un minimum local ;
- enfin l'application trace dynamiquement des lignes, en partant de certains points choisis et en suivant la ligne de plus grande pente jusqu'à arriver soit en bord d'image, soit en un minimum local, soit enfin jusqu'à rencontrer une ligne déjà tracée.

La majeure partie des données issues des MNT est précise, cependant il peut exister dans les modèles des surfaces causant des dépressions pour lesquelles aucun exutoire n'est possible ou des zones planes pour lesquelles la détermination d'un talweg s'avère impossible.

Il est nécessaire de traiter artificiellement ces zones, afin de rétablir un écoulement potentiel et permettre la détermination des talwegs.

Prétraitement du MNT - zones de dépression

Les solutions sont généralement basées sur l'hypothèse suivante : si l'eau s'écoule en surface et s'il y a une dépression naturelle, l'eau remplit préalablement celle-ci avant de continuer sa route vers l'aval.

La première des techniques de traitement des dépressions considère les dépressions comme des artefacts altimétriques ne représentant aucune forme réelle (Jenson et Domingue 1998). De ce fait, certains auteurs procèdent au comblement des dépressions après avoir déterminé l'exutoire de la dépression : c'est la technique dite du « bouche-trous ». Dans ce cas, on détermine la cellule exutoire et on affecte à toutes les cellules de la dépression l'altitude de cet exutoire.

La seconde, décrite par Fairfield et Leymarie (1991), vise à déterminer l'exutoire de la dépression puis à inverser le chemin d'écoulement entre le fond de la dépression et de cet exutoire. Ceci aura pour effet de rendre la continuité du réseau hydrographique. Pour déterminer quelle cellule représente l'exutoire, il faut trouver, parmi toutes les cellules ne recevant pas d'eau d'une autre cellule et s'écoulant vers le fond de la dépression, laquelle possède l'altitude la plus basse.

Enfin, une dernière méthode répandue consiste à identifier une zone d'altitude forte entre deux dépressions et à creuser cette zone de façon à ce que l'eau de la dépression puisse s'écouler en aval.

À l'usage, ces techniques offrent toutes des résultats comparables. L'algorithme de traitement des dépressions n'influence donc pas de manière significative le réseau obtenu par extraction automatique. Cependant, c'est au niveau de la modification du MNT que se situent les différences essentielles de ces méthodes. En effet, si la seconde technique indiquée ci-dessus est sans effet sur les altitudes, les deux autres vont les modifier et fournir une information importante quant à la qualité des données initiales.

Par souci de simplification des outils mis en œuvre, la première méthode est celle retenue pour le processus de calcul de l'IDPR.

Pré traitement du MNT - zones planes

Le problème des zones plates, peut se régler d'une manière quasiment similaire au traitement des dépressions. Il suffit de rechercher, parmi tous les pixels adjacents de la zone plate, le pixel le plus proche du pixel traité, possédant une altitude inférieure à celui-ci. Ce pixel peut être considéré comme le pixel exutoire. Après avoir déterminé l'exutoire, il faut créer un chemin hydrographique allant du pixel traité au pixel exutoire de façon à rétablir la continuité du réseau. Cette opération doit se répéter pour tous les pixels de la zone plate. L'inconvénient de cette méthode est de créer des chemins hydrographiques parallèles et d'empêcher la convergence des eaux avant l'exutoire de la zone plate.

Il existe un moyen de remédier à cet artefact supposant que les chemins hydrographiques situés sur une zone plate, en plus de s'écouler en direction de l'exutoire, doivent s'éloigner le plus possible des pixels d'altitudes plus élevés (Garbrecht et Martz⁹). Cela permet de concentrer les écoulements à l'amont de la cellule exutoire et au centre de la zone plate. Cet algorithme¹⁰ n'a pas été intégré dans le cadre de la méthode IDPR. Sur les reliefs peu marqués, un tel algorithme de traitement des zones plates s'avérerait décisif.

Réseau de talweg

Le réseau de drainage obtenu représente la hiérarchisation de la réponse d'un milieu imperméable soumis au ruissellement d'une lame d'eau.

Calcul de l'IDPR

L'aptitude des formations du sous-sol à laisser s'infiltrer les eaux de surface vers le milieu souterrain et réciproquement est déduite de la comparaison entre les réseaux hydrographiques réels et calculés.

⁹ Automated Extraction of Drainage Network and Watershed Data From Digital Elevation Models Lawrence W. Martz and Jürgen Garbrecht Volume 29, No. 6, p. 901-908, December 1993.

¹⁰ Lacroix M., Martz L.W., Kite G.W. and Garbrecht J. (2002) - Using digital terrain analysis modelling techniques for the parameterization of a hydrologic model. *Environmental Modelling and Software*.

Interprétation de l'IDPR

L'IDPR permet de rendre compte de la capacité intrinsèque du sol à laisser infiltrer ou ruisseler les eaux de surfaces. Cette fonction d'infiltration dépend de la perméabilité qui permet de rendre compte de la capacité d'un sol à laisser passer un fluide (de haut en bas ou inversement). Très variable, ce paramètre dépend essentiellement de la lithologie de la formation considérée.

L'IDPR résulte de la comparaison à partir d'un point quelconque de l'espace entre :

- la distance au plus proche cours d'eau réel ;
- la distance au plus proche cours d'eau calculé.

Après le calcul des équidistances à la rivière ou au talweg de tous les points, le rapport des distances à la rivière du réseau calculé sur le réseau réel constitue l'IDPR qui varie selon une échelle comprise entre 0 et n. Par souci de simplification du critère, n est arbitrairement limité à 2.

IDPR est inférieur à 1 quand le réseau théorique n'est pas repris par une rivière réelle. Ce rapport indique alors une infiltration majoritaire des eaux. Inversement, quand le réseau réel est plus dense que le réseau calculé, on est en zone de ruissellement majoritaire, IDPR tend vers 2.

IDPR	Interprétation	
< 1	Infiltration majoritaire par rapport au ruissellement superficiel	Il y a non-conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés aux talwegs et les axes hydrologiques observés. 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. Développement d'un réseau de talweg de densité supérieure à l'expression du réseau de drainage naturel.
= 1	Infiltration et Ruissellement superficiel de même importance	Il y a conformité entre la disponibilité des axes de drainage liés au talweg et les axes hydrologiques en place.
> 1	Ruissellement superficiel 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. Le réseau de drainage naturel est de densité supérieure à celui du réseau des talwegs.
> 2	Majoritairement assimilable à des milieux humides	Un IDPR supérieur ou égal à 2 traduit une stagnation permanente ou transitoire des eaux, menant à deux interprétations différentes. Quand la ZNS est faible, par exemple au niveau des cours d'eau et des zones humides, l'eau ne s'infiltré pas car le terrain est saturé. Dans le cas d'une ZNS plus importante, le refus d'infiltration semble montrer une imperméabilité des terrains naturels. On pose l'hypothèse que des valeurs d'IDPR supérieures à 2 sont majoritairement assimilables à des milieux humides ¹¹ induisant la possibilité d'inondation par effet de barrière hydraulique.

¹¹ Les milieux humides, en tant qu'hydrosystèmes, font partie intégrante des systèmes aquatiques auxquels ils sont reliés : soit une nappe phréatique, soit un cours d'eau dont ils sont les prolongements latéraux, soit une zone lacustre dont ils constituent les bordures. À ce titre, ces milieux humides ne peuvent être, d'un point de vue hydrologique, isolés des autres hydrosystèmes avec lesquels ils sont connectés et aux variations de stocks auxquels ils réagissent.

Agrégation des données par unité fonctionnelle

Le résultat du calcul de l'IDPR peut être affecté à des unités spatiales de référence afin de permettre leur intégration dans les outils SIG usuels.

L'unité de référence, à l'échelle régionale, est constituée de l'intersection de trois référentiels que sont :

- le référentiel des entités hydrogéologiques version 1 ;
- la carte géologique à l'échelle du million ;
- le référentiel des zones hydrographiques de la BD CARTAGE IGN© (plus ou moins assimilable à des bassins versants).

ANNEXE 2

Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de l'Essonne à Boulancourt

1. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU BASSIN

L'Essonne est un affluent rive gauche de la Seine. Le bassin versant à la station de Boulancourt, en tête de bassin, est situé majoritairement dans l'aquifère multicouche des Calcaires de Beauce. La rivière Essonne draine l'aquifère, mais il existe un important débit souterrain de fuite vers l'aval. L'analyse des documents hydrogéologiques et hydrologiques disponibles conduisent à penser que ce débit souterrain est de l'ordre de 2,5 m³/s, alors que le débit mesuré à la station n'est que de 1 m³/s. En première approche, le bassin versant topographique semble peu différent du bassin versant d'alimentation souterrain et les prélèvements négligeables.

2. ANALYSE DES DONNÉES DISPONIBLES

2.1. Données hydrométriques

Notre choix de station hydrométrique s'est d'abord porté sur la Juine à Méréville, mais il s'est avéré que le bassin d'alimentation de la nappe devait être beaucoup plus grand que le bassin versant topographique. Ne disposant pas d'éléments suffisants pour le tracer sans ambiguïté, notre second choix s'est alors porté sur l'Essonne à la station Boulancourt. Elle contrôle un bassin versant topographique de 609 km² dans le cours amont de l'Essonne. On dispose des données journalières :

- de 24/08/1985 à 17/08/1990 provenant de l'étude BRGM/RP-50637-FR de 2001 ;
- de 01/07/1997 à 30/04/2003 achetées à la Banque HYDRO.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Moyenne annuelle
1985	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	1,633	1,76	1,886	2,218	
1986	2,321	1,741	2,499	2,986	2,289	0,361	0,657	0,793	1,302	1,483	1,515	1,772	1,64
1987	1,453	2,136	-2	-2	-2	1,615	1,226	1,349	1,212	1,587	-2	-2	
1988	4,497	5,699	3,913	3,346	3,254	1,867	2,065	1,329	1,502	-2	-2	2,424	
1989	1,71	1,734	2,195	-2	1,499	0,884	0,884	0,464	0,669	0,927	1,276	-2	
1990	1,184	1,225	1,157	0,898	-2	0,346	0,181	0,0695	0,0811	0,247	0,463	0,6	
1991	0,917	0,694	0,866	0,565	0,334	0,141	0,167	0,0716	0,0559	0,186	0,351	0,391	0,39
1992	0,464	0,483	0,461	0,388	0,0965	0,0331	0,0085	0,0007	0,0021	0,0052	0,0431	0,18	0,18
1993	0,403	0,52	0,472	0,395	0,51	0,211	0,0681	0,0263	0,0487	0,029	0,058	0,435	0,26
1994	0,958	1,27	0,806	1,1	0,506	0,431	0,104	0,0458	0,205	0,435	0,719	0,802	0,61
1995	1,89	1,79	2,48	1,66	1,54	1,04	0,505	0,225	0,477	0,696	0,825	0,888	1,16
1996	1,25	1,18	0,957	0,593	0,284	0,132	0,0347	-2	0,0815	0,193	0,458	0,621	
1997	0,486	1,19	0,985	0,442	0,398	0,359	0,562	0,313	0,349	0,541	0,81	1,079	0,62
1998	1,329	0,83	1,107	2,119	0,92	0,717	0,445	0,316	0,507	0,878	0,974	1,157	0,94
1999	1,608	1,905	2,288	2,266	1,793	1,428	0,882	0,562	1,203	1,535	1,722	2,968	1,68
2000	3,037	3,006	2,852	3,635	2,694	1,975	1,732	1,458	1,63	2,097	2,65	3,095	2,49
2001	3,344	3,720	5,789	4,460	4,104	2,403	3,109	2,430	2,660	3,408	2,834	3,419	3,48
2002	3,871	5,023	4,518	2,985	2,434	2,492	1,877	1,779	2,010	2,114	3,282	3,365	2,97
2003	4,236	4,2	3,604	2,871	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	
Valeurs statistiques 1991-2002 sauf 1996													
Nb valeurs	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Moyenne	1,66	1,86	2,06	1,82	1,39	1,02	0,86	0,66	0,83	1,08	1,3	1,62	1,34
Maximum	3,871	5,023	5,789	4,46	4,104	2,492	3,109	2,43	2,66	3,408	3,282	3,419	3,48
Minimum	0,403	0,483	0,461	0,388	0,0965	0,0331	0,0085	0,0007	0,0021	0,0052	0,0431	0,18	0,18
Ecart type	1,23	1,47	1,76	1,41	1,26	0,92	0,98	0,84	0,91	1,08	1,15	1,3	1,15
Coef. variation	0,74	0,79	0,85	0,77	0,91	0,9	1,14	1,27	1,1	1	0,88	0,8	0,86

-2 Données manquantes

Tabl. 1 - Débits mensuels et annuels de l'Essonne à Boulancourt (m³/s).

Les valeurs mensuelles calculées à partir de ces données sont présentées dans le tableau 1.

2.2. Données pluviométriques

Nous avons utilisé les données pluviométriques journalières du poste de Brétigny :

- disponibles de 01/01/1970 au 31/07/1998 dans l'étude BRGM de 2001 ;
- achetées à Météo France sur la période allant du 01/01/1998 au 31/03/2003.

Notons que les données journalières de l'étude de 2001 présentent apparemment de nombreuses lacunes. Il s'agit vraisemblablement de cumuls sur un ou plusieurs jours : ces lacunes ont été remplacées par zéro dans la nouvelle extraction de la Banque pluviométrique. Il y a cohérence entre les deux séries de données sur la période commune d'extraction du 1^{er} janvier au 31 juillet 1998.

Le tableau 2 présente les précipitations mensuelles et quelques données statistiques sur la période de 1970-2002. Les précipitations annuelles varient entre 849 mm (2002) et 394 mm (1976) avec une valeur moyenne de 627 mm ; le coefficient de variation de cette série est de 17 %.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1970	74,5	95,0	56,1	73,1	36,2	69,2	48,4	54,5	28,3	21,1	53,1	19,9	629,4
1971	48,4	25,0	27,2	36,6	88,0	67,7	59,3	48,3	12,7	13,2	58,3	3,3	488,0
1972	91,0	55,5	27,1	42,0	41,0	36,6	77,3	84,8	32,3	23,0	106,9	25,7	643,2
1973	25,0	43,5	6,1	33,5	88,4	35,8	46,2	40,5	74,4	50,2	56,6	42,7	542,9
1974	63,0	41,1	76,9	28,9	57,7	55,9	53,6	44,1	105,0	83,7	58,3	30,9	699,1
1975	63,1	14,5	62,9	24,7	70,3	35,6	79,2	47,0	111,0	33,0	77,3	13,1	631,7
1976	17,2	29,7	26,3	21,9	12,2	1,3	63,1	12,2	56,1	37,9	55,3	60,3	393,5
1977	44,8	83,7	47,4	49,9	95,5	76,3	63,3	40,9	12,1	52,0	57,8	53,0	676,7
1978	86,0	79,2	105,5	59,8	44,1	54,4	56,7	19,6	45,2	7,4	10,0	107,8	675,7
1979	35,7	71,3	113,0	72,3	43,4	17,8	16,7	55,1	9,0	86,3	54,8	80,5	655,9
1980	38,3	48,5	89,5	5,5	39,3	104,0	101,1	16,0	37,8	59,8	50,4	67,8	658,0
1981	51,5	44,9	81,8	28,4	92,2	57,2	51,4	59,5	39,0	134,7	36,6	92,6	769,8
1982	48,1	25,2	46,5	9,5	65,0	83,6	53,8	28,9	53,3	101,4	67,0	86,3	668,6
1983	44,1	59,9	40,4	114,5	76,6	39,6	44,0	48,1	66,3	15,8	26,1	27,4	602,8
1984	95,4	29,9	38,4	20,5	126,7	38,4	89,5	42,3	122,8	80,4	65,1	33,8	783,2
1985	28,6	10,8	61,5	62,4	78,2	57,0	47,2	34,8	27,2	7,0	47,4	18,8	480,9
1986	62,8	24,9	62,7	84,8	28,2	26,0	17,6	88,9	53,4	59,6	42,8	95,0	646,7
1987	22,2	33,8	42,3	27,6	55,4	89,0	64,6	72,2	16,0	94,9	65,4	50,8	634,2
1988	109,9	61,8	76,4	23,2	90,0	19,0	129,6	24,0	39,0	56,8	28,8	40,0	698,5
1989	20,9	42,0	65,6	80,4	6,0	57,7	21,8	18,6	36,4	19,8	38,0	78,0	485,2
1990	27,0	68,8	11,2	56,2	7,6	57,8	24,0	20,2	59,4	57,6	27,0	50,0	466,8
1991	42,6	24,6	60,8	56,2	22,0	90,2	76,8	28,8	55,2	24,2	49,6	25,0	556,0
1992	3,0	19,6	36,4	25,4	61,6	27,8	23,6	43,6	39,6	49,4	78,2	53,8	462,0
1993	58,6	17,6	9,8	97,6	63,8	39,8	44,2	10,8	99,0	94,4	24,2	81,2	641,0
1994	56,6	66,0	45,6	49,6	70,4	55,0	56,4	36,4	87,8	37,6	59,4	51,8	672,6
1995	99,0	65,4	69,2	68,2	80,6	21,8	34,4	27,6	61,0	15,6	11,4	31,0	585,2
1996	44,4	46,6	11,0	5,4	44,4	5,6	39,2	62,0	45,6	30,8	85,0	35,8	455,8
1997	4,8	80,0	8,4	10,6	76,2	117,2	24,0	122,0	6,8	43,0	76,2	85,4	654,6
1998	70,6	7,4	20,4	128,2	25,0	38,8	35,4	20,2	90,6	130,8	39,8	50,0	657,2
1999	53,4	47,6	53,2	90,4	55,2	50,2	32,6	45,0	111,2	33,2	40,4	150,4	762,8
2000	20,6	61,0	31,6	99,8	94,4	28,8	131,4	56,0	42,2	120,6	98,2	64,6	849,2
2001	66,2	42,8	101,4	62,6	17,8	25,6	157,8	64,2	101,6	55,2	51,2	49,8	796,2
2002	28,4	80,2	67,0	10,2	62,4	46,8	30,4	62,0	10,4	63,2	93,0	65,2	619,2
2003	65,8	17,4	11,8										
Statistiques sur la période 1970 - 2002													
Moyenne	49,9	46,9	50,9	50,3	58,1	49,3	57,4	44,8	54,2	54,4	54,2	55,2	625,5
Maximum	109,9	95,0	113,0	128,2	126,7	117,2	157,8	122,0	122,8	134,7	106,9	150,4	849,2
Minimum	3,0	7,4	6,1	5,4	6,0	1,3	16,7	10,8	6,8	7,0	10,0	3,3	393,5

Tabl. 2 - Précipitations mensuelles et annuelles à Brétigny (en mm).

L'homogénéité des pluies à Brétigny a été examinée par rapport à celle de Melun, sur la période commune d'observations disponibles 1982-2002. Nous disposons également des pluies décennales à Melun pour la période 1982-2002. Le tableau 3 récapitule les valeurs mensuelles et annuelles. Cette série a permis de s'assurer en utilisant la méthode des doubles cumuls de l'homogénéité des pluies à Brétigny sur la période commune d'observation (fig. 1).

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1982	60,9	22,1	53,2	9,1	60,3	94,6	77,9	18,2	60,8	99,4	65,5	110,1	732,1
1983	50,5	64,0	38,9	122,5	76,0	32,6	82,7	31,3	76,0	22,4	30,4	31,3	658,6
1984	112,5	40,3	37,8	24,3	111,3	58,1	35,6	41,0	126,6	79,2	62,8	44,4	773,9
1985	31,8	10,4	76,3	55,4	84,0	65,6	45,4	31,8	36,4	9,1	48,0	34,6	528,8
1986	78,5	20,7	70,9	93,0	54,6	66,3	26,3	62,8	53,5	73,5	43,8	82,3	726,2
1987	30,0	41,4	62,8	27,3	56,4	94,5	104,0	117,1	26,6	109,7	59,3	43,5	772,6
1988	120,7	74,3	74,3	22,1	183,3	13,7	99,0	40,4	46,2	79,1	34,0	49,6	836,7
1989	27,7	49,4	60,3	79,2	8,1	56,1	59,1	22,6	33,4	26,8	37,8	71,9	532,4
1990	25,6	81,3	12,3	47,2	16,8	73,4	25,6	18,2	46,6	66,6	40,8	51,6	506,0
1991	47,2	18,0	71,7	44,2	19,6	100,6	49,8	52,0	68,4	41,4	61,5	34,4	608,8
1992	5,4	26,8	55,6	33,4	40,6	49,0	28,0	43,0	54,4	61,0	90,0	47,6	534,8
1993	68,2	20,4	9,8	101,0	68,4	53,2	86,8	11,6	106,6	89,8	27,2	99,2	742,2
1994	68,4	67,2	54,0	77,4	85,3	47,4	55,0	50,6	102,4	59,6	73,6	51,8	792,7
1995	104,1	92,2	88,6	74,2	62,0	26,8	52,0	41,6	67,4	37,2	22,0	34,0	702,1
1996	56,6	42,2	12,6	10,2	59,2	14,6	51,6	91,0	33,6	35,6	92,8	45,8	545,8
1997	7,2	93,2	13,6	16,2	106,6	122,2	33,2	75,4	10,8	65,4	87,4	83,8	715,0
1998	70,6	9,6	19,8	122,4	20,8	31,4	31,6	28,2	93,6	138,6	36,4	46,8	649,8
1999	72,0	58,2	60,2	104,4	40,8	85,2	42,0	53,0	108,6	43,6	48,0	163,4	879,4
2000	27,8	65,4	32,8	94,4	94,8	15,2	160,2	39,8	51,6	108,2	101,8	71,6	863,6
2001	69,2	34,8	107,8	79,8	32,4	45,8	131,0	55,0	113,6	90,0	60,6	51,6	871,6
2002	29,8	96,6	59,4	11,6	54,8	58,6	31,2	90,6	14,8	65,4	100,0	67,6	680,4
Statistiques sur la période 1982 - 2002													
Moyenne	55,5	49,0	51,1	59,5	63,6	57,4	62,3	48,3	63,4	66,7	58,3	62,7	697,8
Maximum	120,7	96,6	107,8	122,5	183,3	122,2	160,2	117,1	126,6	138,6	101,8	163,4	879,4
Minimum	5,4	9,6	9,8	9,1	8,1	13,7	25,6	11,6	10,8	9,1	22,0	31,3	506,0

Tabl. 3 - Précipitations mensuelles et annuelles à la station de Melun (mm).

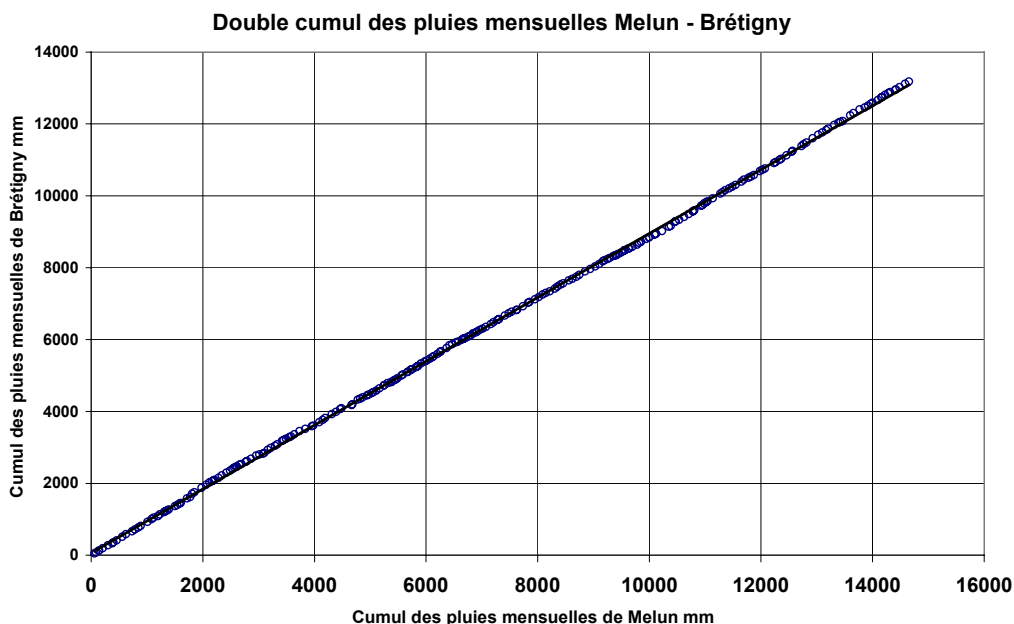


Fig. 1 - Double cumul entre les pluies à Melun et à Brétigny de 1982 à 2002.

Le double cumul entre les pluies annuelles de Brétigny et de la combinaison des pluies de trois stations du bassin de la Voulzie (cf. ann. 3) montre que ces séries sont homogènes sur la période d'observation 1970-2002 (fig. 2).

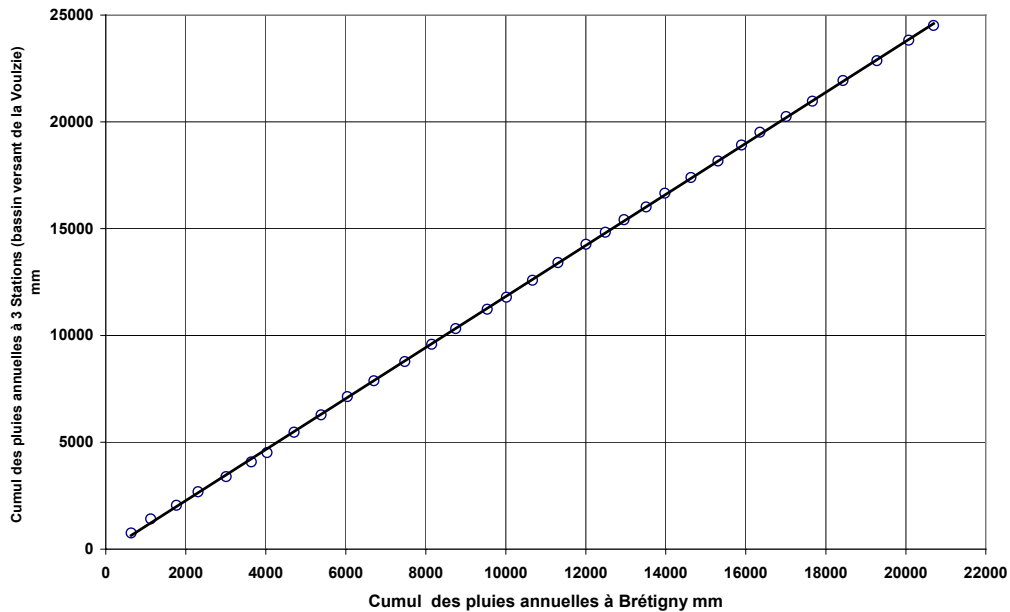


Fig. 2 - Double cumul entre les pluies à Brétigny et aux trois stations du bassin de la Voulzie de 1970 à 2002.

2.3. Données d'évapotranspiration potentielle

Nous avons utilisé les données d'évapotranspiration potentielle calculées par Météo France avec la formule de Penman. La série de donnée retenue est composée :

- sur la période allant du 1/01/1970 au 31/07/1998 des valeurs journalières calculées par corrélation entre les ETP à Brétigny-sur-Orge et Melun (cf. rapport BRGM/RP-50637-FR de 2001) ;
- sur la période allant de janvier 1990 à décembre 1997 de données décadales ;
- sur la période allant du 1/01/1998 au 31/07/1998 de données journalières ;
- sur la période allant d'août 1998 à mars des données décadales.

Dans un premier temps, nous avons comparé les ETP journalières provenant de l'ancienne étude et celles fournies par la Météo France, sur la période commune de janvier à juillet 1998. La figure 3 montre que ces données ne sont pas tout à fait identiques sans que l'on puisse expliquer l'origine de ces différences.

Les valeurs mensuelles d'ETP calculées à partir de ces données sont récapitulées dans le tableau 4. Comme nous l'avons déjà remarqué, il existe des inégalités sur la période de janvier à juillet 1998, mais aussi sur toute la période de 1990 à 1998. Les données de 1970 à 1974, ainsi que celles de 1979 et 1980, sont absentes. Les années 1986, 1987, 1988 et 1989 comportent des lacunes.

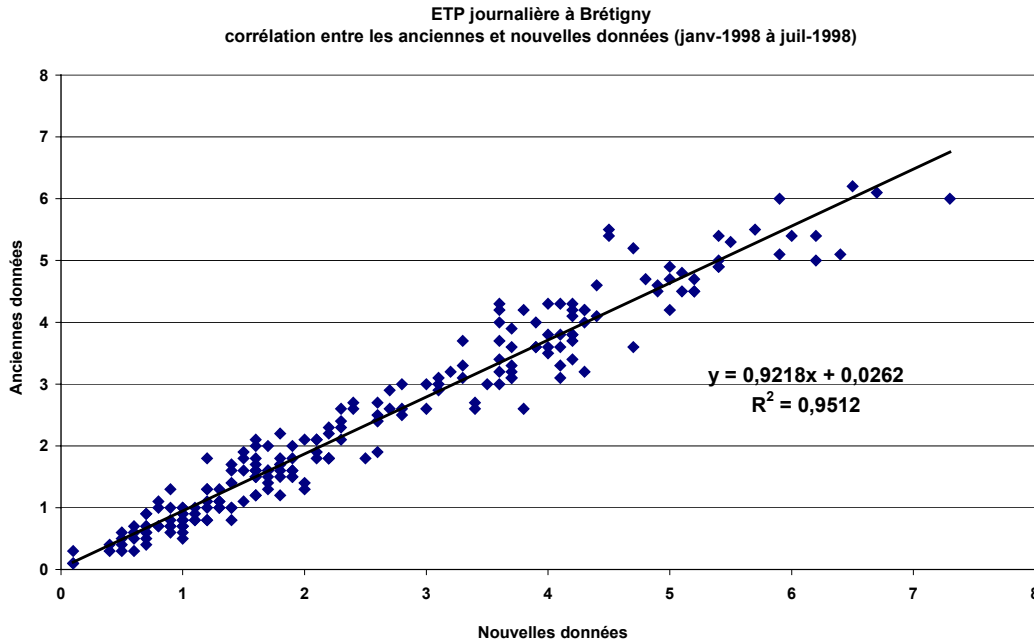


Fig. 3 - Corrélation entre les ETP journalières à Brétigny utilisé dans l'étude de 2001 et celles fournies par MétéoFrance en 2003 (période 01/01-31/07/1998).

Pour pouvoir utiliser les données d'ETP dans une première modélisation, nous avons opté pour un calcul des moyennes mensuelles interannuelles. Nous avons choisi les données récentes achetées à MétéoFrance de 1991 à 2002, en supposant que celles-ci soient correctes. Ces valeurs ont permis de compléter toute la période 1970 – 1990 (tabl. 4).

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1991	17,3	16,2	53,7	79,7	102,8	92,2	127,4	132,3	76,7	28,0	10,9	6,0	743,2
1992	9,3	12,6	42,1	70,5	130,8	121,8	137,7	124,5	62,4	28,9	9,0	4,5	754,1
1993	4,3	12,0	46,5	68,1	99,3	131,1	130,7	130,0	67,8	41,1	14,8	18,0	763,7
1994	15,1	15,8	52,7	77,4	114,9	138,2	157,3	123,6	61,9	37,0	13,7	10,4	818,0
1995	17,7	25,4	51,1	62,9	108,9	129,0	157,6	141,2	66,6	38,8	14,3	7,5	821,0
1996	9,7	22,2	49,0	87,9	97,1	148,3	152,4	119,1	79,4	32,7	15,9	8,1	821,8
1997	7,6	24,6	47,2	97,8	120,9	114,5	139,1	131,8	78,4	42,5	16,2	11,4	832,0
1998	31,3	24,8	58,7	57,5	120,5	126,6	129,7	130,1	73,9	38,5	11,6	8,3	811,5
1999	13,6	17,9	46,0	71,2	112,2	123,9	155,3	123,4	78,7	35,7	10,8	9,8	798,5
2000	7,6	19,4	50,5	70,6	107,1	131,9	117,2	121,0	67,4	37,2	19,2	15,3	764,4
2001	14,1	20,3	42,5	65,3	121,7	136,4	138,1	124,6	56,5	37,6	8,6	11,9	777,6
2002	10,3	30,4	48,8	91,9	98,8	128,0	132,5	104,9	79,4	38,9	10,1	9,8	783,8
2003	6,5	19,9	65,1										
Statistiques sur la période 1991 - 2002													
Moyenne	13,2	20,1	49,1	75,1	111,3	126,8	139,6	125,5	70,8	36,4	12,9	10,1	790,8
Maximum	31,3	30,4	58,7	97,8	130,8	148,3	157,6	141,2	79,4	42,5	19,2	18,0	832,0
Minimum	4,3	12,0	42,1	57,5	97,1	92,2	117,2	104,9	56,5	28,0	8,6	4,5	743,2

Tabl. 4 - Évapotranspirations mensuelles et annuelles Penman (mm) à la station de Brétigny-sur-Orge.

2.4. Données piézométriques et hydrogéologiques

Dans le bassin de la Juine et de l'Essonne, nous avons identifié deux piézomètres qui captent les Calcaires de Beauce. Les données sur ces piézomètres sont disponibles sur le site de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie. Les enregistrements des données sont effectués à des pas de temps irréguliers. Pour obtenir des données au pas de

temps mensuels (cote piézométrique à la fin du mois), nous avons traité ces données avec les programmes de la chaîne DELPHES (LECBORD, DISCRET et TRANSDON).

Piézomètre Mainvilliers n° 02936X2005 – PFAEP (fig. 4 et tabl. 5)

Le log lithologique de ce piézomètre est le suivant :

- de 0 m à 4 m, Calcaire de l'Orléanais ;
- de 4 m à 9 m, Marnes du Gâtinais ;
- de 9 m à 50 m, Calcaire de Beauce.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1975				89,2	89,2	89,2	88,98			88,6	88,72	89,04
1976	89,1	89,1	89,1	89,18	89,2	89,14	89,1	89,07	89	89		
1977		89,01	89,1	89,1	89,1						89	89
1978	89,1	89,1	89,11	89,23	89,36				90,14	90,33	90,5	90,81
1979	90,97	91,09			91,3				91,74	91,83	91,93	92,03
1980	92,13	92,2	92,2	92,2	92,2	92,2	92,29	92,35	92,38	92,5	92,54	
1981										92,72	92,82	92,9
1982	92,91	93,01	93,1	93,13	93,23	93,35	93,48	93,5	93,53	93,57	93,5	93,46
1983	93,35	93,3	93,3	93,3	93,3	93,33	93,4	93,45	93,58	93,73	93,78	93,73
1984	93,83	93,92	93,97	93,95	94,01	93,68	93,56			93,27	93,14	93
1985	92,97	92,9	92,9	92,9	92,9	92,86	92,8	92,8	92,8	92,88	92,96	92,93
1986	93	93	92,96	92,93	92,94	92,72	92,6	92,56	92,43	92,27	92,17	92,08
1987	92	92	91,86	91,52	91,57	91,66	91,6				91,5	91,5
1988	91,5	91,5			91,65	91,75	91,84	91,9	91,95	92,1	92,22	
1989		92,4	92,49	92,5	92,41	92,33	92,17					
1990												
1991												
1992												
1993												
1994							87,4	87,3	87,3	87,3	87,2	87,3
1995	87,3	87,3	87,4	87,5	87,5	87,6	87,7	87,7	87,7	87,8	87,9	88,0
1996	88,1	88,2	88,4	88,4	88,4	88,3	88,2	88,0	87,9	87,8	87,8	87,8
1997	87,8	87,8	87,8	87,7	87,6	87,6	87,6	87,5	87,5	87,5	87,6	87,6
1998	87,7	87,8	87,9	88,0	88,2	88,3	88,3	88,4	88,3	88,4	88,5	88,5
1999	88,7	88,8	88,8	89,0	89,0	89,1	89,1	89,1	89,2	89,3	89,5	89,6
2000	89,8	90,0	90,1	90,2	90,4	90,5	90,7	90,8	90,9	91,0	91,1	91,2
2001	91,3	91,4	91,5	91,6	91,8	92,0	92,3	92,7	92,9	93,1	93,3	93,4
2002	93,4	93,5	93,6	93,6	93,7	93,8	93,9	93,8	93,8	93,7	93,7	93,6
2003	93,6	93,5										

Tabl. 5 - Cote piézométrique (m) à la fin du mois à Mainvilliers.

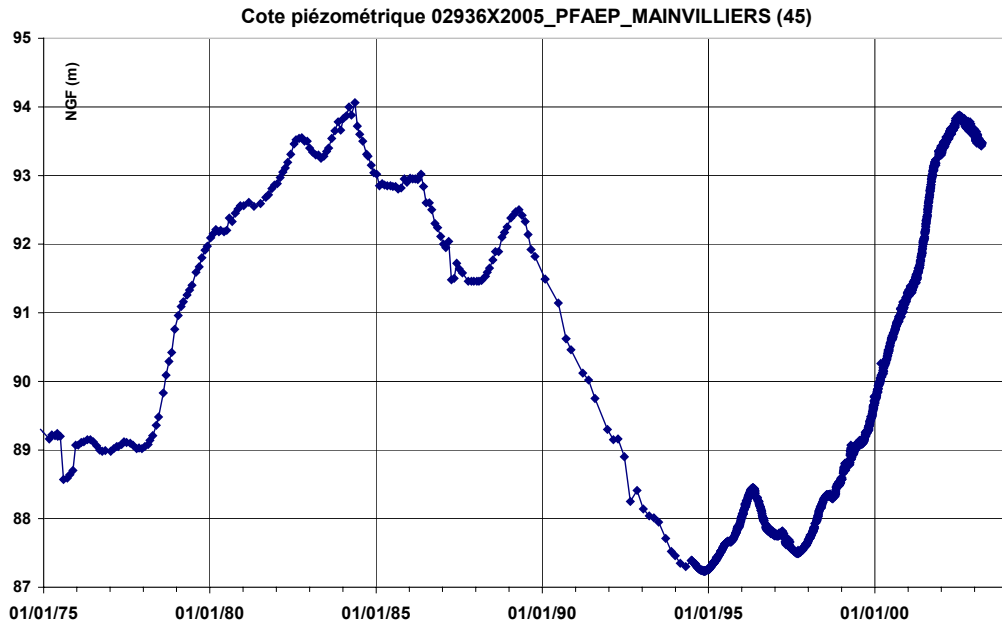


Fig. 4 - Chronique piézométrique à Mainvilliers (01/08/1967 - 25/03/2003).

Piézomètre d'Allainville n° 02566X0019_S1 (fig. 5)

Cette chronique piézométrique montre une évolution temporelle analogue à celle du piézomètre de Mainvilliers.

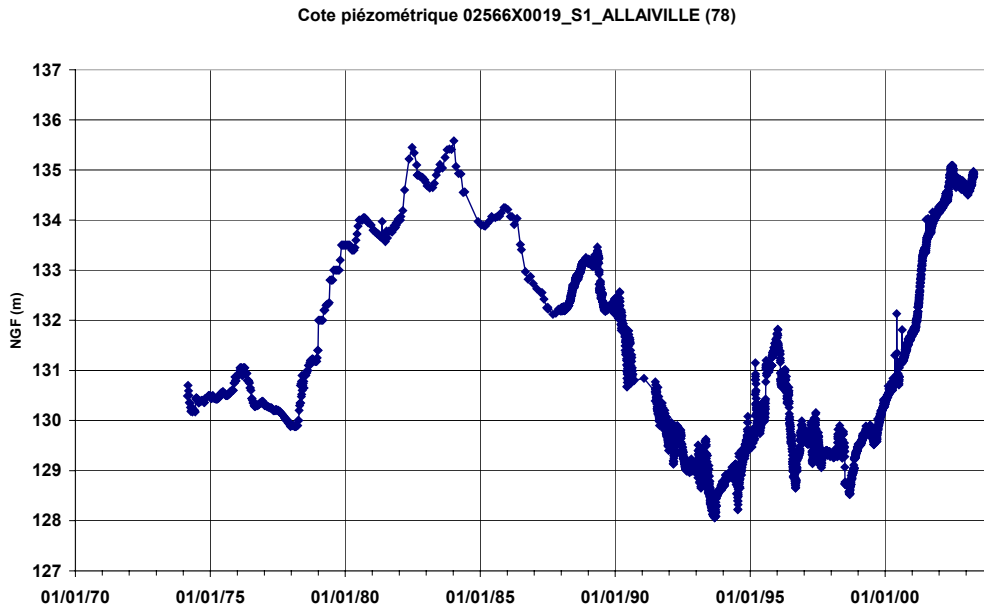


Fig. 5 - Chronique piézométrique d'Allainville (1974-2003).

L'analyse des données hydrogéologiques et hydrologiques disponibles montre que la rivière ne représente que le trop plein de l'aquifère. Lorsque le niveau piézométrique est très bas la rivière peut s'assécher comme en 1992 et 1996. Il existe un important

débit souterrain de fuite vers l'aval et probablement aussi un débit de drainance alimentant les aquifères sous-jacents. En première approximation ce débit de fuite a été pris constant et égal à 2,5 m³/s.

ANNEXE 3

Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Voulzie à Jutigny

1. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU BASSIN

La Voulzie est un affluent rive droite de la Seine. Son bassin versant est situé majoritairement dans les formations tertiaires de Calcaires de Champigny. Il s'agit d'un aquifère multicouche, localement karstique, de l'Éocène supérieur. La rivière Voulzie est principalement alimentée par les grosses sources de la région de Provins. Une partie du débit de ces sources est captée par la SAGEP pour l'alimentation en eau de Paris. Ce prélèvement est compensé à volume égal par une amenée d'eau prélevée dans la Seine. *A priori*, le bassin versant topographique au droit de la station hydrométrique correspond approximativement au bassin versant hydrogéologique et il n'y a pas de débit de fuite et/ou d'apports souterrains avec d'autres entités aquifères.

2. ANALYSE DES DONNÉES DISPONIBLES

2.1. Données hydrométriques

2.1.1. Représentativité des données hydrométriques

La station hydrométrique de Jutigny sur la Voulzie contrôle un bassin versant topographique de 280 km². Elle est gérée par la DIREN Ile-de-France. En amont de cette station la SAGEP prélève, sur les sources de la Voulzie, environ 100 000 m³/j pour l'alimentation en eau de Paris (fig. 1). Une amenée artificielle d'eau prélevée dans la Seine est rejetée dans la Voulzie en amont de la station hydrométrique : elle compense les prélèvements pour l'AEP de Paris. Si on fait l'hypothèse que les débits amenés (Q_c) sont équivalents à ceux prélevés (Q_p) et sans décalage temporel, les débits mesurés à cette station peuvent, en première approximation, être considérés comme naturels.

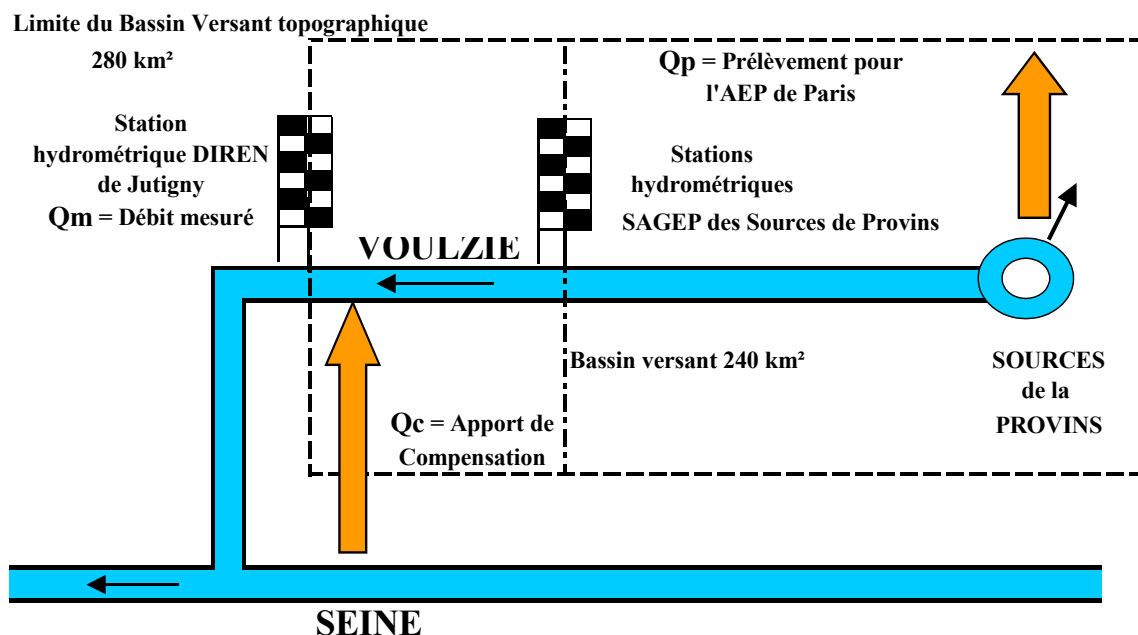


Fig. 1 - Schéma du réseau hydraulique de la Voulzie à la station de Jutigny.

Les débits de trois groupes de sources sont contrôlés par la SAGEP. Leur bassin versant total est de l'ordre de 240 km². La comparaison entre les débits mensuels des sources de Provins et les débits de la Voulzie sur la période allant de mars 1974 à décembre 1994 montre que :

- globalement les débits de la Voulzie à Jutigny sont supérieurs à ceux des sources de Provins ;
- pour quelques périodes le débit des sources est supérieur à celui de la Voulzie. Cette différence peut s'expliquer :
 - lorsqu'elle est inférieure à environ 15 % par la précision des mesures (14 valeurs) ;
 - lorsqu'elle est supérieure à environ 15 % (8 valeurs) soit par un déficit de l'alimentation artificielle de la Voulzie, notamment en étiage, soit par une erreur sur les mesures : c'est le cas des valeurs de mai à août 1974, février à avril 1979 et octobre 1989.

NB : les valeurs de février à avril 1979 sont manifestement erronées (écart relatif de -159 à -169 %).

2.1.2. Les données hydrométriques

Les débits jaugés à la station proviennent :

- au pas mensuel (période 3/1974 à 12/1994) de valeurs fournies par la DIREN Ile-de-France, à la confluence avec la Seine et figurant dans l'étude BRGM R38768 de janvier 1996 ;
- au pas journalier (période 1/1/1986 au 30/03/03) de valeurs achetées à la Banque HYDRO.

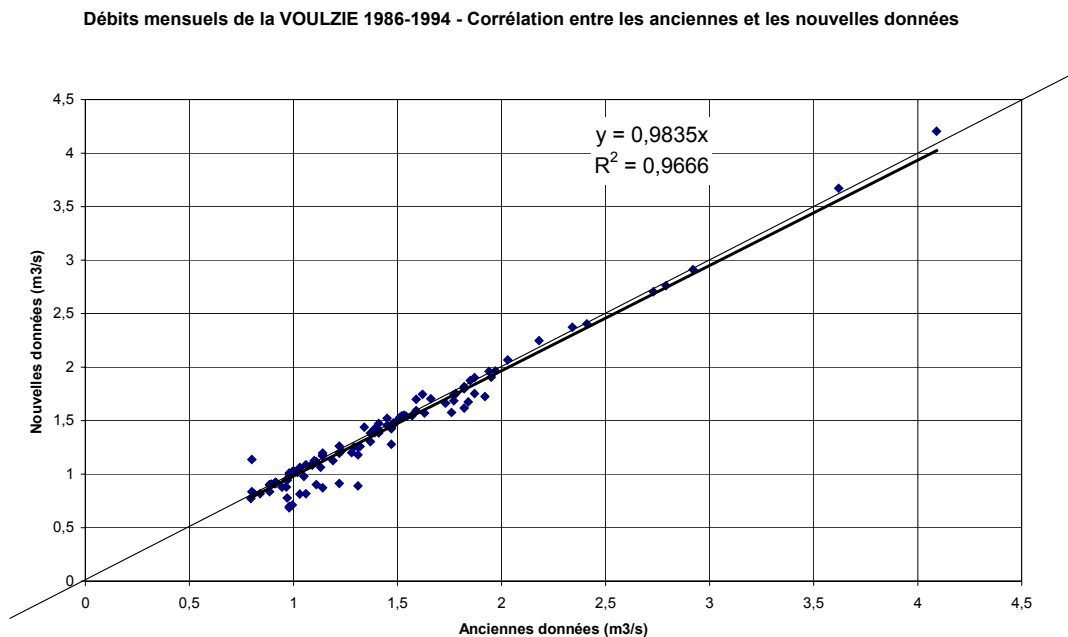


Fig. 2 - Corrélation entre les débits mensuels de la Voulzie à Jutigny utilisés dans l'étude de 1996 et ceux fournis par la Banque HYDRO en 2003 (période 1986-1994).

La comparaison des valeurs mensuelles, sur la période commune de janvier 1986 à décembre 1994 (fig. 2), montre des écarts importants pour certains mois pouvant atteindre jusqu'à 47 % (janvier 1992). Les écarts les plus importants (supérieur à 10 %) concernent les mois de septembre et octobre 1987, décembre 1988 et janvier 1989, janvier à décembre 1992 et août 1994.

On a pris comme hypothèse que les données récentes (extraction de la Banque HYDRO) sont les plus fiables. La série de débits mensuels retenue est donc composée :

- des données anciennement utilisées de mars 1974 à décembre 1985 avec une lacune de données de février à avril 1979 inclus ;
- des données extraites de la Banque HYDRO de janvier 1986 à décembre 2002.

On dispose par ailleurs des débits journaliers et décadaires sur la période allant de janvier 1986 à décembre 2002.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Module annuel
1974			1,56	1,45	0,905	0,845	0,9	0,85	0,875	1,16	1,24	1,23	
1975	1,24	1,19	1,57	1,69	1,64	1,4	1,48	1,55	1,21	1,06	1,23	1,4	1,388
1976	1,15	1,14	1,13	1,04	0,935	0,84	0,895	0,835	0,87	0,86	0,85	1,05	0,966
1977	1,06	1,67	1,23	1,42	1,5	1,6	1,42	1,34	1,11	1,12	1,35	1,31	1,344
1978	2,17	3,14	3,86	3,75	2,93	2,76	2,58	2,31	1,83	1,52	1,54	1,54	2,494
1979	1,77				2,14	2,05	2,01	1,53	1,27	1,34	1,68	2,03	
1980	1,91	2,5	2,34	2,1	2,4	2,01	2,1	1,8	1,53	1,64	1,59	1,89	1,984
1981	2,38	2,52	2,81	2,14	2,41	2,38	2,11	2,05	1,74	1,82	1,89	2,83	2,257
1982	3,69	2,89	2,91	2,55	2,43	2,13	1,78	1,64	1,51	1,84	1,77	2,76	2,325
1983	2,2	2,76	2,63	5,05	3,68	2,52	2,05	2,09	1,94	1,68	1,51	1,48	2,466
1984	1,91	2,26	1,87	2,1	1,82	1,8	1,62	1,57	1,5	1,86	2,25	2,14	1,892
1985	2,2	2,02	2,22	2,53	2,16	1,88	1,79	1,43	1,3	1,25	1,46	1,4	1,803
1986	1,385	1,259	1,438	1,594	1,482	1,545	1,414	1,254	1,127	1,095	1,198	1,383	1,348
1987	1,427	1,529	1,705	1,747	1,699	1,425	1,439	1,303	1,181	1,576	1,753	1,902	1,557
1988	2,912	4,204	3,672	2,763	2,705	2,404	2,374	1,966	1,663	1,753	1,675	1,725	2,485
1989	1,618	1,685	1,906	1,799	1,458	1,457	1,545	1,48	1,126	0,979	1,065	1,197	1,443
1990	1,202	1,425	1,217	1,17	1,032	0,977	0,919	0,898	0,907	0,925	1,015	1,059	1,062
1991	1,252	1,117	1,262	1,178	1,062	1,089	1,01	1,023	0,997	0,945	0,942	0,836	1,059
1992	0,89	0,903	0,913	0,873	0,814	0,817	0,698	0,711	0,686	0,777	0,88	1,137	0,842
1993	1,083	0,879	0,898	0,905	0,911	0,837	0,913	0,773	0,817	0,902	0,82	1,389	0,927
1994	1,875	1,96	2,067	2,249	1,818	1,742	1,571	1,279	1,547	1,474	1,522	1,55	1,721
1995	2,672	2,667	3,041	2,894	2,583	2,202	1,855	1,764	1,743	1,582	1,45	1,3	2,146
1996	1,484	1,683	1,545	1,397	1,346	1,135	1,085	1,114	1,093	1,002	1,261	1,275	1,285
1997	1,062	1,94	1,395	1,323	1,27	1,216	1,243	1,197	1,044	1,063	1,148	1,558	1,288
1998	2,257	1,704	1,728	2,186	1,769	1,573	1,485	1,266	1,242	1,483	1,766	1,688	1,679
1999	2,084	2,235	2,607	2,739	2,061	2,07	1,912	1,658	1,713	1,639	1,774	3,542	2,17
2000	2,621	2,982	2,82	2,911	2,518	2,249	2,117	1,881	1,776	2,071	2,733	2,517	2,433
2001	3,355	3,089	4,565	4,592	3,623	2,58	2,728	2,424	2,526	3,189	2,878	3,302	3,238
2002	3,142	4,451	3,843	3,137	2,65	2,351	1,983	1,81	1,711	1,71	2,062	2,172	2,585
2003													
Statistiques 1975 2002													
Moy.75-02	1,934	2,141	2,192	2,216	1,952	1,74	1,634	1,497	1,387	1,438	1,533	1,753	1,785
Maximum	3,69	4,451	4,565	5,05	3,68	2,76	2,728	2,424	2,526	3,189	2,878	3,542	3,238
Minimum	0,89	0,879	0,898	0,873	0,814	0,817	0,698	0,711	0,686	0,777	0,82	0,836	0,842

De 1974 à 1985 données de l'étude R38768

De 1986 à 2003 données de la Banque HYDRO

Tabl. 1 - Débits mensuels et caractéristiques statistiques (en m³/s) de la Voulzie à la station de Jutigny.

Le tableau 1 récapitule les données mensuelles de débits de la Voulzie à la station de Jutigny entre 1974 et 2003. Le débit moyen interannuel sur 27 ans (1975 à 2002, sauf

1979 incomplet) varie entre 0,84 et 3,24 m³/s autour d'une valeur moyenne de 1,79 m³/s. Le coefficient de variabilité de 35 % est faible ce qui atteste d'une bonne régulation des débits par l'aquifère des Calcaires de Champigny.

2.2. Données pluviométriques

Dans l'étude BRGM R38768 de janvier 1996, la lame d'eau précipitée sensée être représentative du bassin versant était calculée à partir de la moyenne arithmétique des précipitations mesurées aux postes de Saint-Loup, Sainte-Brice et Rouilly.

Pour le poste de Saint-Loup, on dispose des pluies mensuelles de janvier 1970 à avril 2003. Après 1994 il semble que les postes de Sainte-Brice et Rouilly se sont arrêtés de fonctionner. Les données de ces deux postes pourraient être remplacées par celle du poste de Voulton pour lequel on dispose des données décennales de la 3^e décennie de juin 1993 jusqu'à avril 2003. Un autre poste, plus lointain, celui de Melun peut aussi être utilisé : on dispose des données décennales de janvier 1982 à décembre 2002.

Le tableau 2 donne les numéros et coordonnées des postes pluviométriques.

Nom des postes	numéro	Coordonnées géographiques		Altitude m
		Latitude	Longitude	
Saint-Loup-de-Naud	77418001	48° 32' 12" N	3° 12' 30" E	105
Sainte-Brice	77403001	48° 33' 18" N	3° 21' 36" E	100
Rouilly	77391001	48° 34' 48" E	3° 16' 48" E	99
Voulton	77530001	48° 36' 483 N	3° 21' 003 E	174
Melun	77306001	48° 37'00" N	2° 41' 00" E	91

Tabl. 2 - Coordonnées des postes pluviométriques PM_DIVSTA.xls.

Nous avons vérifié l'homogénéité des données pluviométriques des postes de Saint-Loup, Voulton et Melun sur les périodes d'observation communes dont nous disposons, par la méthode des doubles cumuls appliquée aux données mensuelles. Ces graphiques montrent que les données de Saint-Loup et Melun sont homogènes (fig. 3). La pente de la droite des doubles cumuls entre les pluies à Melun et à Saint-Loup est de 0,913. Par contre il existe une hétérogénéité entre Saint-Loup et Voulton (fig. 3) et entre Melun et Voulton (fig. 3). L'hétérogénéité est donc à attribuer au poste de Voulton. La cassure semble se produire fin 1999. Le rapport des pentes des deux droites des doubles cumuls, analogue dans les deux figures, est de l'ordre de 10 %. Si on suppose que c'est la partie ancienne de la série de Voulton qui est homogène avec Melun et Saint-Loup, il faut multiplier par 0,91 la série récente depuis janvier 2000.

En première approximation, on retiendra que la série des pluies mensuelles de Voulton doit être multipliée par 0,91 pour être rendue homogène avec celle de Saint-Loup et Melun.

Afin de remplacer les données des postes de Sainte-Brice et Rouilly par celles de Voulton pour calculer la lame d'eau sur le bassin, on a établi une corrélation entre la somme des pluies mensuelles des postes de Sainte-Brice et Rouilly d'une part et celle de Voulton d'autre part sur la période commune d'observation de février 1993 à décembre 1994.

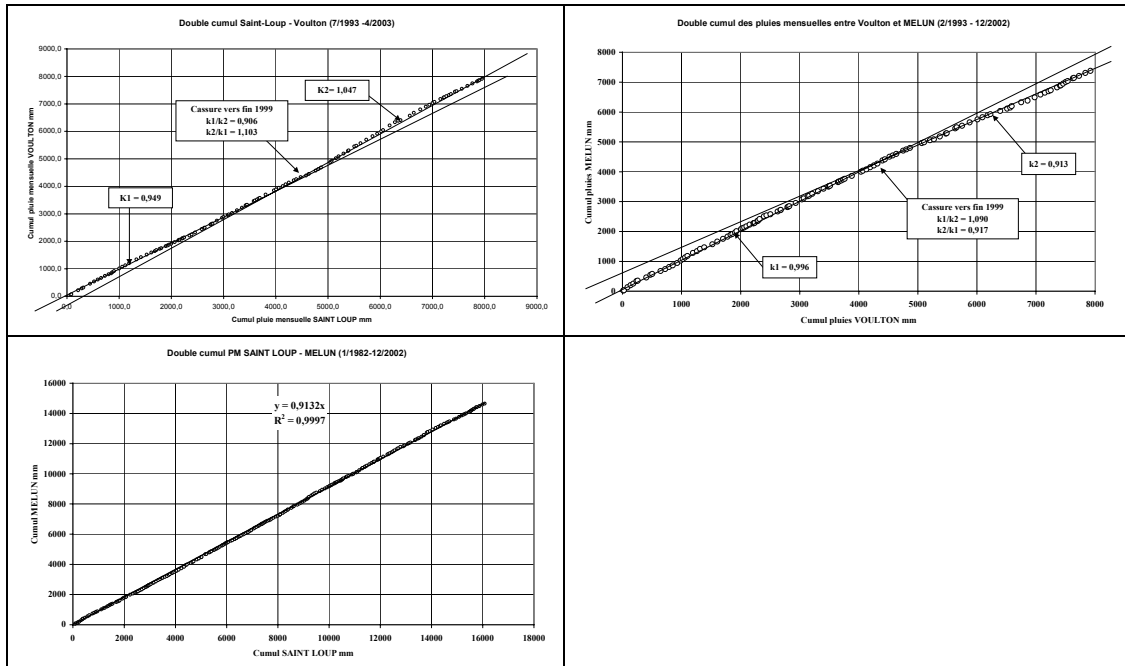


Fig. 3 - Droite des doubles cumuls des données pluviométriques mensuelles entre les postes de Saint-Loup, Voulton et Melun.

La figure 4 montre qu'il existe une corrélation acceptable (coefficient de corrélation de 0,97). Nous utiliserons cette relation pour calculer la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin.

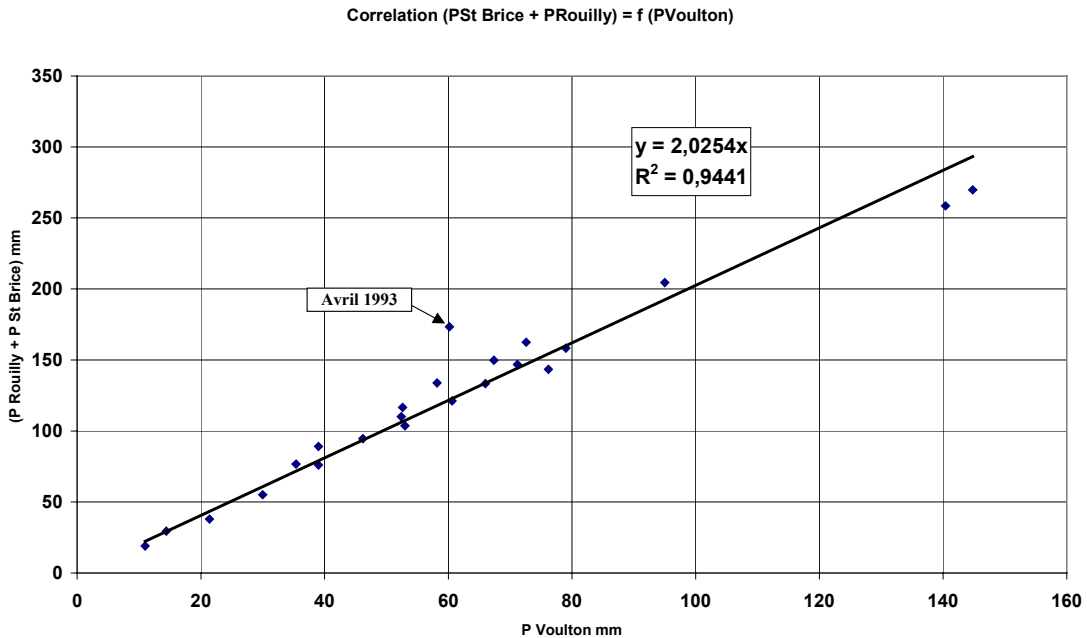


Fig. 4 - Corrélation entre la somme des pluies mensuelles des postes de Rouilly et Sainte-Brice et celles du poste de Voulton (février 1993 - décembre 1994).

La série de pluies mensuelles complétée et homogénéisée sur la période 1961 à avril 2003 sera donc constituée comme suit :

- de janvier 1961 à décembre 1994 par la moyenne arithmétique des pluies mensuelles des 3 postes de Saint-Loup, Sainte-Brice et Rouilly ;
- de janvier 1994 à décembre 1999 par la pluie calculée par la relation :

$$PLUIE\ mensuelle = \frac{(PLUIE_{SAINT-LOUP} + 2,025 \times PLUIE_{VOULTON})}{3}$$

- de janvier 2000 à avril 2003 par la relation suivante qui corrige par le facteur correctif 0,91 l'hétérogénéité de la pluie de Voulton :

$$PLUIE\ mensuelle = \frac{(PLUIE_{SAINT-LOUP} + 0,91 \times PLUIE_{VOULTON})}{3}$$

La figure 5 montre que la série ainsi constituée est homogène avec celle de Melun sur la période allant de janvier 1992 à avril 2003.

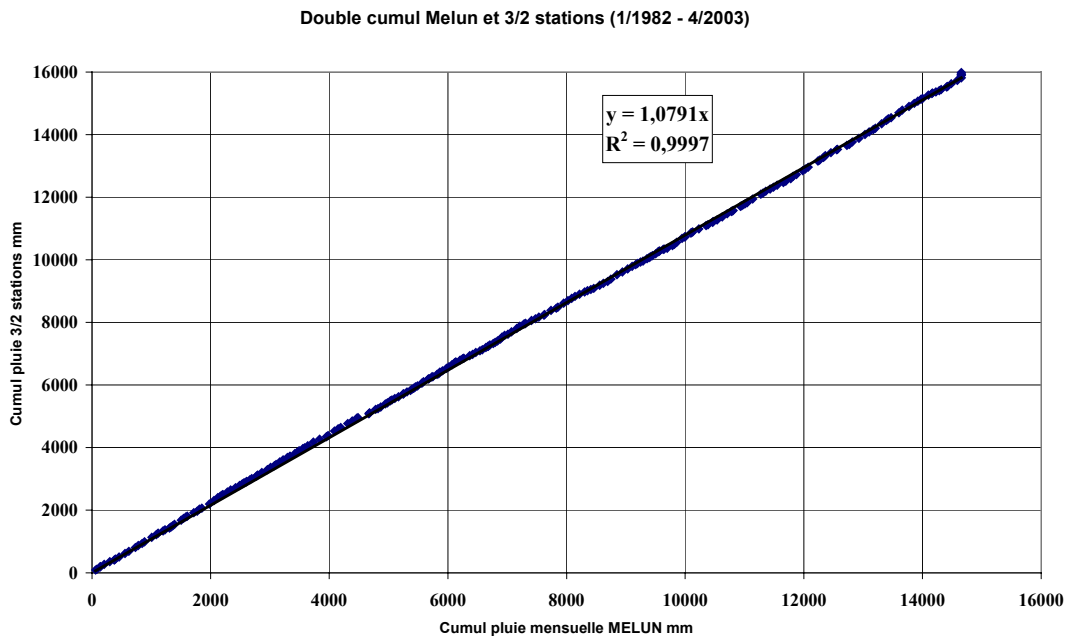


Fig. 5 - Double cumul entre la série pluviométrique reconstituée représentative de la lame d'eau et la pluie à Melun (janvier 1982 - avril 2003).

Le tableau 3 donne la série composite homogène représentative des pluies mensuelles sur le bassin et les valeurs statistiques interannuelles. La hauteur annuelle de précipitation sur la période 1961-2002 varie entre 963 mm (1999) et 436 mm (1976) autour d'une valeur moyenne sur 42 ans de 730 mm. Le coefficient de variation est de 18 %.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1961	73,4	42,2	4,2	57,0	47,1	38,2	64,3	13,1	58,6	107,0	67,2	68,9	641,2
1962	82,4	34,7	79,2	41,2	45,7	10,8	30,4	19,2	50,3	33,0	60,6	61,7	549,2
1963	14,9	29,3	75,0	45,3	59,4	108,1	62,8	161,5	27,0	23,4	113,7	7,2	727,6
1964	34,6	37,5	71,5	59,4	33,6	33,9	13,8	13,5	72,5	44,4	35,2	45,1	495,0
1965	96,4	4,0	88,6	55,2	62,3	53,9	51,9	49,0	138,0	22,6	105,1	99,2	826,2
1966	66,4	75,3	35,8	86,2	24,9	39,7	99,1	44,2	31,2	150,4	66,1	111,7	831,0
1967	29,6	44,7	32,4	20,6	56,3	43,0	23,6	50,0	96,4	86,3	75,2	73,8	631,9
1968	81,6	60,7	46,8	46,3	94,4	62,6	99,7	67,0	86,0	36,9	30,6	58,3	770,9
1969	52,0	29,8	64,3	58,7	125,9	86,1	26,9	50,7	17,5	2,8	110,0	63,7	688,4
1970	62,4	119,3	57,1	73,1	35,3	137,7	54,0	59,3	23,5	19,9	71,2	38,5	751,3
1971	74,9	30,9	30,3	26,4	109,4	135,9	59,4	88,5	12,5	10,4	71,5	9,1	659,2
1972	63,5	46,3	30,8	52,2	54,5	54,8	59,6	73,7	28,3	43,5	108,7	20,2	636,1
1973	30,5	51,4	11,1	47,6	105,5	38,2	57,6	18,9	82,6	53,5	70,7	67,3	634,9
1974	65,6	46,2	79,5	12,5	47,1	54,9	26,9	30,4	90,8	129,9	60,8	60,3	704,9
1975	70,7	14,7	84,8	51,2	71,8	53,2	51,3	59,3	110,5	29,1	75,1	22,9	694,6
1976	24,0	30,4	29,3	15,0	12,2	1,1	30,4	7,6	66,2	82,1	72,0	65,5	435,8
1977	53,5	113,3	72,9	49,8	101,2	155,6	68,9	99,3	12,1	82,4	93,0	53,7	955,7
1978	111,9	88,0	159,6	70,2	41,6	70,5	54,3	21,2	32,0	10,4	15,8	132,8	808,3
1979	45,8	87,1	135,3	65,0	69,1	53,7	16,7	65,3	42,2	69,5	78,1	127,4	855,2
1980	53,5	63,4	84,8	16,7	42,9	86,5	109,6	32,3	14,9	71,7	66,9	95,7	738,9
1981	75,8	50,2	101,7	19,3	97,4	76,6	49,6	78,7	51,8	121,6	43,3	136,4	902,4
1982	89,1	23,8	76,0	7,6	70,4	86,6	53,4	29,7	70,9	108,1	70,6	122,5	808,7
1983	66,2	60,5	52,2	147,5	84,3	48,7	69,0	37,6	57,8	29,5	40,2	42,5	736,0
1984	133,2	58,5	48,6	24,5	109,4	49,1	67,0	31,3	134,1	109,2	90,5	47,9	903,3
1985	40,8	12,7	79,4	66,7	73,4	70,7	51,4	35,4	28,0	11,3	51,3	45,0	566,1
1986	78,3	27,1	82,9	91,8	70,0	59,3	35,5	79,0	72,6	75,5	38,7	85,6	796,3
1987	27,4	60,7	66,6	30,2	65,3	111,5	95,6	79,5	34,1	145,6	70,6	39,9	827,0
1988	128,2	81,6	86,4	23,6	121,5	33,8	107,4	26,7	50,1	97,5	37,9	62,5	857,2
1989	27,1	47,6	54,9	86,7	10,2	55,6	51,1	35,3	34,2	45,7	28,2	87,1	563,7
1990	48,1	84,3	11,1	56,0	9,2	68,8	26,4	52,2	37,6	82,8	43,9	66,9	587,3
1991	71,4	19,0	61,8	47,4	6,8	86,2	39,2	62,9	55,4	32,0	71,6	34,3	588,0
1992	7,5	36,5	48,4	36,4	45,2	61,1	59,0	61,4	32,2	74,6	109,5	73,5	645,3
1993	66,9	16,0	9,0	92,3	54,3	52,0	62,1	17,2	134,2	71,9	32,4	129,6	737,9
1994	78,2	74,9	62,3	69,4	68,3	41,8	38,2	35,4	100,6	65,8	55,8	78,0	768,7
1995	139,5	83,3	102,4	80,8	57,5	32,2	50,6	25,7	80,0	29,6	28,9	39,5	750,0
1996	58,1	67,2	11,5	11,3	47,9	11,0	25,3	84,1	42,2	66,7	126,0	47,8	599,1
1997	5,8	115,8	13,3	19,3	99,8	105,0	29,7	75,7	20,4	56,0	97,0	96,0	733,8
1998	78,7	6,4	21,1	133,9	18,4	36,8	33,7	25,7	118,3	157,8	35,6	56,8	723,2
1999	70,1	60,2	61,7	88,5	42,4	80,9	73,4	57,2	123,2	51,8	58,8	194,6	962,8
2000	34,3	86,5	57,5	94,3	91,1	12,5	125,2	28,1	82,3	115,8	121,4	81,0	930,0
2001	79,7	41,3	144,2	105,5	52,8	30,0	158,4	91,3	114,8	9,6	68,6	58,5	954,7
2002	34,3	104,7	52,0	13,1	35,8	43,9	32,8	79,5	21,3	85,7	103,1	84,7	690,9
2003	76,5	25,3	18,0	45,1									
Statistiques sur la période 1961 - 2002													
Moy. 61- 02	62,5	54,0	61,4	54,7	61,2	61,3	57,0	51,3	61,6	65,6	68,4	71,3	730,2
Maximum	139,5	119,3	159,6	147,5	125,9	155,6	158,4	161,5	138,0	157,8	126,0	194,6	962,8
Minimum	5,8	4,0	4,2	7,6	6,8	1,1	13,8	7,6	12,1	2,8	15,8	7,2	435,8

Tabl. 3 - Série homogène des pluies mensuelles sur le bassin (janvier 1961 - avril 2003).

2.3. Données d'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est calculé par des formules empiriques (Turc, Penman, etc.) à partir des données climatologiques mesurées dans les stations climatologiques. Dans l'étude BRGM R38768 de janvier 1996, l'évapotranspiration potentielle mensuelle retenue est celle calculée par la formule de Penman :

- de 1961 à 1978 les valeurs ont été calculées par corrélation entre les ETP de Melun-Villaroche et celles de Paris-Montsouris ;
- de 1978 à 1993 il s'agit des valeurs d'ETP Penman mensuelles du poste de Melun-Villaroche ;
- de 1994 à mars 2003 il s'agit des valeurs d'ETP Penman mensuelles du poste de Melun-Villaroche calculées à partir des valeurs décennales.

Nous sommes assurés que les valeurs mensuelles déduites des valeurs décennales sont équivalentes à celles calculées au pas de temps mensuel.

Le tableau 4 donne la série composite des ETP mensuelles et les valeurs statistiques interannuelles. L'ETP annuelle sur la période 1961-2002 varie entre 885 mm (1976) et 643 mm (1981) autour d'une valeur moyenne sur 43 ans de 748 mm. Le coefficient de variation est de 6 %.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1961	13,3	21,2	51,7	73,1	108,8	119,8	123,5	114,7	77,3	29,0	14,3	11,1	757,8
1962	16,6	26,0	42,5	73,9	92,0	133,2	117,5	108,3	68,8	35,6	11,2	14,5	740,1
1963	13,7	15,2	44,1	67,2	94,7	107,9	139,9	86,2	57,7	26,6	20,2	7,8	681,2
1964	7,7	21,1	36,9	76,8	116,6	131,6	142,8	114,4	76,6	30,5	15,6	12,6	783,2
1965	12,9	24,8	51,6	70,1	104,2	128,2	106,1	101,6	54,5	34,6	19,2	18,4	726,2
1966	14,0	25,4	49,5	70,9	105,8	135,1	110,7	106,2	71,6	30,7	13,9	14,5	748,3
1967	13,5	26,3	55,7	81,4	104,4	121,9	149,6	103,5	63,1	35,3	14,4	10,9	780,0
1968	11,9	18,7	53,3	85,0	90,5	114,7	125,2	91,6	62,2	28,5	10,1	7,7	699,4
1969	13,9	18,7	41,9	80,9	102,3	119,0	128,1	102,8	66,6	34,4	15,7	9,1	733,4
1970	9,8	22,4	37,3	61,2	106,8	123,2	125,0	100,6	73,6	33,5	20,5	13,2	727,1
1971	14,3	21,2	45,7	83,8	99,6	99,4	148,7	105,8	81,3	36,1	14,3	8,9	759,1
1972	9,6	19,4	61,9	71,4	91,0	104,9	121,1	98,3	62,1	39,0	16,0	14,3	709,0
1973	12,5	18,1	58,5	68,2	104,0	134,5	115,8	122,2	80,1	33,0	15,9	12,6	775,4
1974	18,2	23,3	38,8	83,5	103,8	119,7	126,7	112,6	65,8	30,1	18,4	19,5	760,4
1975	17,1	22,4	36,6	75,4	95,0	128,9	141,6	123,8	65,6	28,8	15,3	14,3	764,8
1976	17,7	20,4	48,5	93,3	121,7	164,2	152,6	141,3	61,9	36,5	16,6	9,9	884,6
1977	14,1	22,2	51,1	77,2	103,4	96,7	110,8	98,5	70,5	32,4	18,6	13,8	709,3
1978	13,8	17,5	47,0	67,4	90,4	98,4	104,1	99,3	73,4	36,6	12,3	13,6	673,8
1979	11,7	14,8	34,6	64,0	93,7	101,7	118,9	99,8	61,7	28,6	10,9	12,9	653,3
1980	7,7	20,5	33,4	69,5	97,4	106,6	96,8	105,5	68,7	32,1	13,9	8,8	660,9
1981	11,6	17,3	47,2	67,9	82,7	97,2	102,6	100,2	65,3	30,6	9,4	10,9	642,9
1982	10,5	16,3	49,7	81,0	98,6	114,7	131,5	96,3	74,9	26,6	12,7	7,6	720,4
1983	11,3	19,1	40,7	60,4	83,9	123,0	152,7	119,0	74,5	36,4	13,9	10,1	745,0
1984	15,5	22,1	47,9	88,9	71,1	115,7	129,4	98,7	54,5	28,0	15,7	7,6	695,1
1985	7,3	23,1	40,2	85,9	96,8	112,7	138,5	104,5	80,7	41,6	14,3	11,3	756,9
1986	17,0	21,0	48,5	67,4	104,9	136,6	137,0	111,5	66,0	43,8	17,9	11,3	782,9
1987	12,2	15,3	46,3	89,4	101,3	93,1	120,9	115,3	70,7	40,9	15,8	8,0	729,2
1988	19,5	32,7	45,7	83,0	95,9	117,1	122,9	123,5	65,4	43,1	13,3	11,0	773,1
1989	5,9	18,2	52,7	59,2	138,5	122,1	138,5	125,6	80,5	53,8	16,8	13,9	825,7
1990	12,5	30,6	47,5	71,7	125,8	96,6	158,4	144,4	79,7	44,1	10,2	8,0	829,5
1991	13,4	16,4	48,4	85,8	103,9	91,8	128,3	130,4	78,6	41,3	19,0	10,2	767,5
1992	12,1	21,4	51,9	78,3	126,7	106,2	126,9	118,0	66,3	36,0	17,9	6,0	767,7
1993	15,5	16,0	51,3	74,0	99,9	123,1	117,8	123,6	66,4	36,8	12,8	13,2	750,4
1994	11,3	14,8	50,9	72,0	112,1	133,5	151,8	116,5	57,5	35,6	12,4	8,2	776,6
1995	15,1	23,9	50,4	58,9	107,1	118,4	148,4	130,4	61,4	35,2	9,2	2,5	760,9
1996	6,4	16,4	44,4	86,4	90,0	134,2	142,9	115,2	72,2	32,6	14,3	6,7	761,7
1997	6,7	26,3	46,9	90,4	115,4	111,9	131,6	126,9	74,8	37,9	13,0	7,7	789,5
1998	18,9	16,1	53,0	64,6	119,6	129,5	123,3	124,3	69,4	33,7	10,9	7,7	771,0
1999	12,5	16,8	45,7	71,0	114,4	120,3	146,3	122,8	78,7	37,2	9,9	9,1	784,7
2000	7,1	19,7	46,8	68,6	107,0	129,0	111,8	119,5	66,1	34,5	16,4	11,8	738,3
2001	10,7	17,1	40,7	63,9	113,5	131,5	134,0	122,1	56,0	40,1	9,7	11,4	750,7
2002	13,6	32,2	52,1	94,7	104,9	130,6	128,2	102,4	71,1	37,0	11,4	8,5	786,7
2003	4,2	18,2	62,9										
Statistiques sur la période 1961 - 2002													
Moy. 61- 02	12,6	20,8	46,9	75,2	103,3	118,5	129,3	112,6	68,9	35,2	14,4	10,7	748,4
Maximum	19,5	32,7	61,9	94,7	138,5	164,2	158,4	144,4	81,3	53,8	20,5	19,5	884,6
Minimum	5,9	14,8	33,4	58,9	71,1	91,8	96,8	86,2	54,5	26,6	9,2	2,5	642,9

Tabl. 4 - Série des évapotranspirations potentielles Penman de la station de Melun-Villaroche (janvier 1961 - avril 2003).

2.4. Données piézométriques et hydrogéologiques

La chronique piézométrique choisie est celle du piézomètre des Saint-Martin-Chennetron. Les données ont été traitées de façon à avoir la cote piézométrique à la fin de chaque mois. Elles sont récapitulées dans le tableau 5 ci-dessous. En première approche cette chronique peut être considérée comme non influencée par les prélèvements.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1969		131,33	131,6	132,1	132,76	133,15	133,2	132,89	132,45	131,8	131,16	130,79
1970	130,76	134,89	137,06	138,18	138,15	137,9	137,35	136,71	136,04	135,26	134,48	133,73
1971	133,11	131,77	131,82	131,14	131,34	131,8	131,49	131,18	130,73	130,2	129,67	129,2
1972	128,7	128,76	128,65	128,48	128,1	127,71	127,21	126,62	125,94	125,29	124,67	123,98
1973	123,31	122,93	122,63	122,43	122,3	122,38	122,21	122,04	121,79	121,44	121,01	120,75
1974	120,54	121,24	122,9	124,24	125,05	125,31	125,19	124,95	124,41	123,71	123,02	
1975		125,45	126,92	128,16	129,05	129,25	129,44	129,17	128,63	127,86	127,52	126,81
1976	126,03	125,34	124,71	123,85	123,27	122,76			120,68	120,12	119,55	119,23
1977	118,59	120,55	121,66	123,12	124,76	126,15	126,41	126,59	126,36	126,06	125,97	126,21
1978	128,83	132,68	137,19	138,71	138,77	138,34	137,84	137,11	136,37	135,54	134,78	134,05
1979	133,26	134,83	136,65	137,66	137,49	137,3	136,77	136,15	135,5	134,74	133,94	
1980		135,6	136,55	136,85	136,4	136,05	135,77	135,92	134,7	133,96	133,14	133,61
1981	134,98	135,29	137,37	137,53	137,23	136,78	136,19	135,52	134,68	134,1	133,49	135,8
1982	138,27	138,82	138,86	138,45	137,96	137,66	137,04	136,22	135,49	134,73	134,08	136,42
1983	137,32	138,25	138,65	141,01	141,21	140,71	139,95	139,09	138,2	137,3	136,28	135,51
1984	135,13	135,62	135,5	135,35	135,02	134,77	134,25	133,67	133,01	132,64	133,39	133,75
1985	134,32	134,7	134,92	135,22	135,17	134,82	134,29	133,65	132,84	132,13	131,37	130,6
1986	129,8	128,95	128,29	128,77	128,93	128,89	128,45	128,01	127,46	126,8	126,15	
1987		125,63	126,82	127,76	128,38	128,49	128,39	128,27	127,36	127,57	127,89	128,92
1988	132,87	136,79	138,43	138,74	138,99	138,3				135,16	134,37	133,77
1989	133,2	132,91	132,77	132,88	132,65	132,33	131,85	131,18	130,51	129,75	128,91	128,12
1990	127,38	127,13	126,7	126,29	125,79	125,29	124,77	123,99	123,33	122,68	122,04	121,54
1991	121,76	122,31	122,15	122,32	122,21	122,08	121,74	121,32	120,9	120,43	120,05	119,56
1992	119,19	118,55	118,01	117,61	117,44	117,12	116,83	116,62	116,61	116,49	116,64	116,82
1993	117,81	118,95	119,48	119,71	119,84	119,74	119,46	118,83	118,51	117,92	117,49	119,24
1994	123,38	127,02	129,54	131,24	131,82	131,9	131,54	131,08	130,51	129,75	128,93	128,31
1995	131,71	134,99	137,17	136,99	136,96	136,92	136,73	136,07	135,48	134,93	134,38	133,61
1996							128,62	127,83	126,67	125,95	125,26	124,64
1997	124,05	125,76	126,43	126,75	126,76	126,42	125,97	125,4	124,74	123,98	123,4	125,06
1998	128,74	129,96	130,38	130,9	130,99	130,9	130,51	130,03	129,51	129,12	128,79	128,79
1999	129,84	131,51	133,49	134,67	135,99	135,13	134,31	133,67	133,08	132,55	131,88	134,79
2000	135,86	137,3	138,67	138,69	138,98	138,48	137,98	137,23	136,58	136,05	136,71	137,92
2001	139,27	140,29	141,7	142,04	141,59	140,68	139,95	139,4	139,37			
2002		141,58	141,55	140,98	140,24	139,49	138,67	137,8	136,99	136,14	135,5	135,57
2003	136,36	137,2										

Tabl. 5 - Côte piézométrique à la fin du mois (en m) du piézomètre de Saint-Martin Chennetron.

Les données hydrogéologiques disponibles montrent qu'il n'existe pas de débit de fuite significatif pour ce bassin.

ANNEXE 4

Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Vanne à Pont-sur-Vanne.

1. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU BASSIN

La Vanne est un affluent rive droite de l'Yonne, elle-même affluent rive droite de la Seine. Le bassin versant à la station de Pont-sur-Vanne contrôle un bassin versant de 866 km² situé majoritairement dans l'aquifère de la Craie de Crétacé supérieur. Le pays d'Othe forme un massif recouvert de plaquages de dépôts tertiaires. L'aquifère de la Craie alimente de nombreuses sources à fort débit. Certaines de ces sources sont captées pour l'alimentation en eau potable de Paris. Ces captages sont gérés par la SAGEP. En première approche, le bassin versant topographique semble peu différent du bassin versant d'alimentation souterrain et le débit de fuite vers l'aval négligeable.

2. ANALYSE DES DONNÉES DISPONIBLES

2.1. Les données hydrométriques

2.1.1. La station hydrométrique de Pont-sur-Vanne

La station hydrométrique de la Vanne à Pont-sur-Vanne (n° H2622010) est gérée par la DIREN Ile-de-France. Ses coordonnées Lambert II étendu sont : X = 682,173 km, Y = 2354,519 km et son altitude 88 m. Elle contrôle un bassin versant topographique de 866 km². Elle a été mise en service le 31 décembre 1961. D'après la Banque HYDRO, la chronique des débits disponibles élaborés sur cette station comporte de nombreuses lacunes et leur validité est souvent douteuse :

- de 1963 à 1965 : débits validés douteux et incomplets ;
- de 1966 à 1986 : débits validés douteux et complets ;
- en 1987 : débits invalidés et incomplets ;
- en 1988 : débits absents ;
- de 1989 à 1993 : débits invalidés et incomplets ;
- en 1994 et 1995 : débits invalidés et complets ;
- en 1996 : débits invalidés et incomplets ;
- en 1997 : débits invalidés et incomplets ;
- en 1998 : débits provisoires et complets ;
- en 1999 : débits provisoires et incomplets ;
- en 2000 : débits provisoires et complets ;
- en 2001 et 2002 : débits validés bons et complets ;
- en 2003 : débits provisoires et incomplets.

Le tableau 1 récapitule les débits mesurés à cette station.

Le débit moyen annuel calculé sur les 27 années complètes disponibles (1976-1986, 1997-1998 et 2000-2002) est de 5,89 m³/s ce qui correspond à un débit spécifique annuel moyen de 6,8 l/s/km².

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Moyenne annuelle
1963	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	3,66	
1964	3,58	3,58	4,5	5,5	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	3,72	
1965	4,18	4,09	4,74	5,83	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	8,28	
1966	10,1	10,9	10	8,18	6,71	3,96	2,59	1,95	2,2	3,03	3,83	5,89	5,75
1967	6,41	5,84	5,73	5,45	5,62	3,87	2,48	2,73	3,15	4,31	4,9	5,43	4,66
1968	9,11	9,28	8,46	7,69	6,33	5,44	5,06	5,38	4,73	4,88	4,58	4,71	6,3
1969	5,18	5,81	5,9	5,45	6,06	5,41	3,93	3,29	3,36	3,38	4,21	4,72	4,72
1970	4,65	8,09	11,1	9,76	8,09	6,69	5,96	5,19	4,22	3,76	3,75	4,2	6,28
1971	4,51	5,07	5,29	5,1	4,76	4,31	3,24	3,9	3,22	3,28	3,84	4,46	4,24
1972	4,92	5,41	5,36	5,16	4,92	4,26	3,97	4,13	3,71	3,75	4,8	4,51	4,57
1973	4,5	4,89	4,47	4,36	4,15	3,87	3,38	2,81	2,67	2,71	3,01	3,95	3,72
1974	4,07	4,41	5,18	4,99	4,4	3,45	3,06	2,56	2,93	4,5	4,65	4,89	4,09
1975	5,18	5,82	5,77	6,37	6,58	5,24	4,51	3,82	3,26	3,3	3,52	3,86	4,76
1976	3,83	4,77	4,7	5,06	4,56	2,93	2,14	1,93	2,62	3,61	4,19	4,9	3,77
1977	4,79	7,3	7,7	5,94	5,74	4,82	4,15	4,75	4,39	4,29	4,73	4,64	5,26
1978	5,07	6,55	8,14	11,8	8,55	7,39	5,59	3,67	3,32	3,21	3,36	3,97	5,87
1979	4,73	7,1	7,88	9,04	8,38	7,19	5,14	4,41	4,87	4,91	4,9	5,79	6,18
1980	7,1	9,59	8,99	8,83	7,81	6,39	5,85	4,36	3,9	4,23	4,73	5,71	6,45
1981	8,27	8,98	8,72	7,87	7,5	6,81	6,88	6,6	6,34	7,41	7,56	10,6	7,79
1982	16,1	13,5	10	9,45	7,76	5,95	4,97	4,84	4,85	5,73	5,81	7,99	8,05
1983	8,51	10,1	8,76	12,4	11,8	10,2	7,87	5,25	4,68	4,54	4,18	4,33	7,7
1984	5,9	6,11	7,15	6,5	6,47	6,06	4,51	3,58	4,49	5,89	6,71	7,41	5,9
1985	7,7	7,85	7,43	7,84	7,78	7,43	5,86	5,29	5,6	5,3	5,2	5,2	6,53
1986	4,98	4,65	5,51	7,36	7,51	6,4	4,63	4	4,39	4,44	4,68	5,28	5,32
1987	15,4	-2	-2	-2	14,8	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	
1988	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	
1989	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	2,57	2,53	2,72	2,88	2,93	
1990	3,51	3,74	4	3,91	3,59	2,93	2,37	-2	-2	-2	-2	-2	
1991	-2	-2	4,52	-2	-2	2,7	2,47	-2	1,83	1,95	2,26	2,26	
1992	-2	2,52	2,61	3,43	3,37	2,74	-2	-2	-2	2,12	-2	-2	
1993	-2	4,85	-2	-2	-2	-2	-2	-2	2,26	3,08	3,26	5,34	
1994	8,22	9,59	8,74	7,72	6,73	6,22	6,69	6,94	4,51	3,9	4,47	5	6,55
1995	7,98	12	-2	10,6	9,39	7,64	5,07	4,03	4,27	3,97	4,17	4,34	
1996	-2	-2	7,26	-2	-2	-2	3,01	3,06	2,51	2,67	3,93	6,42	
1997	5,76	6,79	8,63	6,58	5,38	4,19	3,95	3,89	3,89	3,78	4,45	5,87	5,26
1998	8,42	7,7	6,18	6,9	6,96	5,39	3,86	2,94	3,53	4,89	6,31	5,7	5,72
1999	6,48	8,54	10,8	8,68	-2	-2	-2	4,6	4,16	5,16	5,25	9,38	
2000	11,5	10,6	10,8	8,99	7,33	6,33	5,3	4,51	4,65	5,54	6,85	8,67	7,58
2001	10,5	10,1	11	11,9	12,4	8,78	7,47	6,82	6,92	7,38	7,68	8,91	9,15
2002	9,6	9,66	9,63	8,81	6,85	5,42	4,83	4,79	4,51	4,9	6,45	6,4	6,8
2003	8,59	8,88	7,75	6,78	6,06	4,82	-2	-2	-2	-2	-2	-2	
Valeurs statistiques 1976-1986, 1994, 1997, 1998 et 2000-2002													
Nb valeurs	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
Moyenne	7,02	7,65	7,67	7,61	6,93	5,72	4,74	4,23	4,11	4,48	4,94	5,67	5,89
Maximum	16,1	13,5	11,1	12,4	12,4	10,2	7,87	6,94	6,92	7,41	7,68	10,6	9,15
Minimum	3,83	4,41	4,47	4,36	4,15	2,93	2,14	1,93	2,2	2,71	3,01	3,86	3,72
Ecart type	2,86	2,35	2,04	2,21	1,94	1,66	1,49	1,34	1,1	1,19	1,25	1,68	1,38
Coef. variation	0,41	0,31	0,27	0,29	0,28	0,29	0,31	0,32	0,27	0,27	0,25	0,3	0,23

(-2 = Code donnée manquante)

Tabl. 1 - Débits mensuels et annuels mesurés sur la Vanne à la station de Pont-sur-Vanne.

La Banque HYDRO indique que les débits compris entre 1987 et octobre 1996 sont douteux et que seuls les débits moyens mensuels peuvent être, à la rigueur, utilisés. Elle précise qu'une correction des données est en cours.

2.1.2. Les prélèvements de la SAGEP pour l'AEP de Paris

Les débits mesurés à cette station sont fortement influencés par les prélèvements effectués en amont et notamment ceux effectués par la SAGEP sur un certain nombre de grosses sources pour l'alimentation en eau de Paris. Les eaux de la Vanne furent captées entre 1854 et 1970 dans les calcaires du Sénonien. Les captages de la Vanne envoient à Paris environ 150 000 m³/j d'eau souterraine. Elle transite par l'intermédiaire d'un aqueduc de 173 km de longueur qui a pour point de départ la grande source d'Armentière.

Depuis 1986, la Société Anonyme de la Gestion des Eaux de Paris (SAGEP) gère ces captages. La SAGEP nous a communiqué les volumes suivants prélevés sur les sources de la Vanne :

- les volumes annuels prélevés de 1987 à 2002 (tabl. 2) ;
- les volumes mensuels prélevés de 2000 à 2002 (tabl. 3).

Année	Valeur annuelle		Débit moyen journalier m ³ /j
	Vomume m ³	Débit moyen m ³ /s	
1987	37953000	1,203	103981
1988	37210700	1,177	101669
1989	32800500	1,040	89864
1990	30023400	0,952	82256
1991	31601900	1,002	86581
1992	21727400	0,687	59364
1993	31272800	0,992	85679
1994	34032400	1,079	93239
1995	38738800	1,228	106134
1996	29953700	0,947	81841
1997	26170500	0,830	71700
1998	25597700	0,812	70131
1999	32632500	1,035	89404
2000	39047400	1,235	106687
2001	30868500	0,979	84571
2002	30470800	0,966	83482
Moy. 87-02	31881375	1,010	87286

Tabl. 2 - Volumes et débits annuels prélevés sur les sources de la Vanne par la SAGEP.

Les informations communiquées montrent que, sur la période concernée 1987-2002, le volume annuel prélevé varie notablement entre :

- une valeur maximale de 39 047 400 m³ en 2000 (1,235 m³/s soit 10 6687 m³/j) ;
- une valeur minimale de 21 727 400 m³ en 1992 (0,687 m³/s soit 59 364 m³/j) ;
- autour d'une valeur moyenne interannuelle de 31 881 375 m³ (1,010 m³/s soit 87 286 m³/j).

De plus, les valeurs des prélèvements mensuels de la période 2000-2002 montrent des variations saisonnières et interannuelles importantes. Comme l'ont souligné nos interlocuteurs de la SAGEP, des interruptions de prélèvement sont notamment effectuées lorsque la turbidité des eaux est trop importante. Ainsi, les installations de captage ont été stoppées 43 jours en 2001 et 17 jours en 2002, avec 69 jours de marche réduite.

2.1.3. Reconstitution des débits naturels de la Vanne à la station de Pont-sur-Vanne

Compte tenu de la période de disponibilité des données de pluie (1976-2003) et de la nécessité de traiter une période de débit aussi longue que possible pour mettre en évidence l'effet mémoire de l'aquifère crayeux, nous avons choisi de reconstituer les débits naturels sur la période 1976-2003.

Pour reconstituer les débits naturels de la Vanne à Pont-sur-Vanne nous avons ajouté aux débits mensuels mesurés les débits prélevés sur les sources en faisant les hypothèses suivantes :

- de 1963 à 1986 $Q_{naturel} = Q_{mesuré} + 1,0 \text{ m}^3/\text{s}$ (moyenne interannuelle 1987-2002) ;
- de 1987 à 1999 $Q_{naturel} = Q_{mesuré} + Q_{moyen \text{ annuel mesuré}}$
- de 2000 à 2002 $Q_{naturel} = Q_{mesuré} + Q_{mensuel \text{ mesuré}}$
- de 1 à 6/2003 $Q_{naturel} = Q_{mesuré} + 1,0 \text{ m}^3/\text{s}$ (moyenne interannuelle 1987-2002).

Le tableau 3 récapitule les débits prélevés sur les sources de la Vanne avec les hypothèses précédentes.

Année	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	Moyenne annuelle
1976-1986	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
1987	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203	1,203
1988	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177	1,177
1989	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040	1,040
1990	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952	0,952
1991	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002	1,002
1992	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687	0,687
1993	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992	0,992
1994	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079	1,079
1995	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228	1,228
1996	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947	0,947
1997	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830
1998	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812	0,812
1999	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035	1,035
2000	1,100	1,323	1,400	1,467	1,469	1,434	1,388	1,330	1,324	1,195	0,657	0,733	1,235 *
2001	0,563	0,735	0,966	0,382	0,000	0,498	1,388	1,572	1,576	1,329	1,607	1,111	0,979 *
2002	0,563	0,735	0,966	0,382	0,000	0,498	1,388	1,572	1,576	1,329	1,607	1,111	0,979 *
2003	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000							

1987 à 1999 Hypothèse : débit de prélèvement mensuel supposé constant dans l'année
 2000 à 2002 Débits moyens mensuels prélevés mesurés
 1976-1986 et 2003 Valeur moyenne interannuelle de $1 \text{ m}^3/\text{s}$

Tabl. 3 - Débits mensuels (en m^3/s) prélevés sur les sources de la Vanne entre 1976 et 2003.

Le tableau 4 récapitule les débits naturels ainsi reconstitués.

Année	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	Moyenne annuelle
1976	4,830	5,770	5,700	6,060	5,560	3,930	3,140	2,930	3,620	4,610	5,190	5,900	4,770
1977	5,790	8,300	8,700	6,940	6,740	5,820	5,150	5,750	5,390	5,290	5,730	5,640	6,260
1978	6,070	7,550	9,140	12,800	9,550	8,390	6,590	4,670	4,320	4,210	4,360	4,970	6,870
1979	5,730	8,100	8,880	10,040	9,380	8,190	6,140	5,410	5,870	5,910	5,900	6,790	7,180
1980	8,100	10,590	9,990	9,830	8,810	7,390	6,850	5,360	4,900	5,230	5,730	6,710	7,450
1981	9,270	9,980	9,720	8,870	8,500	7,810	7,880	7,600	7,340	8,410	8,560	11,600	8,790
1982	17,100	14,500	11,000	10,450	8,760	6,950	5,970	5,840	5,850	6,730	6,810	8,990	9,050
1983	9,510	11,100	9,760	13,400	12,800	11,200	8,870	6,250	5,680	5,540	5,180	5,330	8,700
1984	6,900	7,110	8,150	7,500	7,470	7,060	5,510	4,580	5,490	6,890	7,710	8,410	6,900
1985	8,700	8,850	8,430	8,840	8,780	8,430	6,860	6,290	6,600	6,300	6,200	6,200	7,530
1986	5,980	5,650	6,510	8,360	8,510	7,400	5,630	5,000	5,390	5,440	5,680	6,280	6,320
1987	16,603				16,003								
1988													
1989								3,610	3,570	3,760	3,920	3,970	
1990	4,462	4,692	4,952	4,862	4,542	3,882	3,322						
1991			5,522			3,702	3,472		2,832	2,952	3,262	3,262	
1992		3,207	3,297	4,117	4,057	3,427				2,807			
1993		5,842							3,252	4,072	4,252	6,332	
1994	9,299	10,669	9,819	8,799	7,809	7,299	7,769	8,019	5,589	4,979	5,549	6,079	7,620
1995	9,208	13,228		11,828	10,618	8,868	6,298	5,258	5,498	5,198	5,398	5,568	
1996			8,207				3,957	4,007	3,457	3,617	4,877	7,367	
1997	6,590	7,620	9,460	7,410	6,210	5,020	4,780	4,720	4,720	4,610	5,280	6,700	6,090
1998	9,232	8,512	6,992	7,712	7,772	6,202	4,672	3,752	4,342	5,702	7,122	6,512	6,530
1999	7,515	9,575	11,835	9,715				5,635	5,195	6,195	6,285	10,415	
2000	12,600	11,923	12,200	10,457	8,799	7,764	6,688	5,840	5,974	6,735	7,507	9,403	8,820
2001	11,063	10,835	11,966	12,282	12,400	9,278	8,858	8,392	8,496	8,709	9,287	10,021	10,130
2002	11,063	10,835	11,966	12,282	12,400	9,278	8,858	8,392	8,496	8,709	9,287	10,021	10,130
2003	9,590	9,880	8,750	7,780	7,060	5,820							

Tabl. 4 - Débits naturels mensuels et annuels reconstitués (en m³/s) de la Vanne à la station de Pont-sur-Vanne.

Remarque : La valeur souvent douteuse des débits mesurés à la station de Pont-sur-Vanne et les hypothèses prises sur les débits mensuels prélevés font qu'il ne faut pas s'attendre à un très bon calage : mais ce que l'on cherche c'est à quantifier la répartition entre les écoulements lents et rapides dans les débits de la rivière.

2.2. Les données pluviométriques

Nous avons utilisé, en première approche, les données de pluie journalière du poste de Troyes - Barberey-Saint-Sulpice (n° 10030001) situé à l'est du bassin versant étudié (Lambert II étendu : X = 725 km, Y = 2371,2 km, altitude 112 m).

Le tableau 5 récapitule les valeurs mensuelles et annuelles de la pluviométrie. Sur la période 1976-2002 les totaux pluviométriques annuels varient entre 920 en 1981 et 466 en 1976 autour d'une valeur moyenne interannuelle de 660 mm.

Notons que, d'après la carte des isohyètes annuelles 1951-1980 établie par Météo France en 1988, il semble que la pluviométrie moyenne sur le bassin versant de la Vanne soit supérieure de l'ordre de 20 % à celle du poste de Troyes-Barbèrey. Mégnien (1979), dans son bilan des eaux souterraines de la Vanne retient la valeur d'une hauteur de précipitation moyenne 1952-1964 de 700 mm.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1976	18,5	28,8	15,5	29,7	15,6	12,1	55,4	6,6	91,8	74,6	64,8	52,9	466,3
1977	57,2	124,5	50,8	34,3	82,1	88,3	84,9	124,3	9,6	37,2	82,3	44,6	820,1
1978	66,7	60,5	141,8	43,3	52,9	60,4	62,0	10,4	26,8	10,4	8,4	100,2	643,8
1979	33,1	83,2	92,3	67,0	72,5	23,1	9,9	77,6	35,3	76,5	44,5	108,0	723,0
1980	42,7	64,6	58,2	17,9	72,8	70,4	63,0	51,5	15,1	66,0	45,5	75,5	643,2
1981	79,0	36,1	80,4	17,0	80,1	138,1	44,8	68,0	63,0	137,3	53,0	123,3	920,1
1982	76,5	15,2	83,5	4,1	37,6	85,9	24,5	45,1	50,0	83,7	48,7	115,8	670,6
1983	52,9	42,5	43,8	136,6	96,1	79,6	24,7	12,1	47,0	21,3	33,7	27,7	618,0
1984	123,2	48,8	32,8	19,6	72,3	34,9	40,5	62,9	134,2	103,8	61,8	32,4	767,2
1985	28,3	8,6	58,5	65,2	142,1	63,1	11,5	31,1	11,6	5,6	42,9	40,4	508,9
1986	64,4	25,1	52,7	92,0	69,7	37,0	24,2	69,6	62,6	71,4	37,8	70,1	676,6
1987	22,7	37,8	50,3	19,8	45,7	109,2	88,5	38,6	18,2	96,3	54,1	41,6	622,8
1988	93,6	68,7	71,2	6,2	80,4	56,9	60,6	20,9	48,9	67,8	27,8	52,8	655,8
1989	22,6	42,5	39,8	80,6	23,2	46,6	49,8	46,8	29,8	31,1	27,5	72,9	513,2
1990	36,9	56,3	9,5	35,8	22,8	80,8	29,6	65,4	41,5	85,8	62,2	73,8	600,4
1991	60,0	16,1	37,0	33,3	21,2	65,2	43,0	17,0	53,4	36,0	89,2	36,2	507,6
1992	17,4	37,9	52,5	54,2	59,2	61,8	48,6	82,8	29,6	94,0	89,9	44,2	672,1
1993	64,8	13,0	8,2	58,8	44,4	33,6	67,2	16,2	151,4	49,4	12,4	90,6	610,0
1994	58,0	73,2	57,5	63,2	68,8	73,8	65,4	54,4	64,6	57,0	35,0	71,6	742,5
1995	94,2	52,6	92,6	62,6	72,4	21,0	35,0	33,8	80,2	87,8	22,2	34,8	689,2
1996	39,0	54,4	10,0	28,6	57,8	11,2	27,0	88,2	22,6	57,4	138,0	38,0	572,2
1997	16,2	78,8	11,8	21,6	55,6	79,2	39,0	90,6	29,4	55,2	69,6	62,0	609,0
1998	38,2	9,2	31,6	120,2	27,4	43,8	25,6	15,8	60,0	118,2	30,4	40,6	561,0
1999	49,6	43,6	45,8	64,4	63,4	57,6	45,0	55,4	107,0	27,8	30,6	141,2	731,4
2000	28,0	63,6	46,0	85,8	70,0	43,0	115,0	38,2	60,2	91,4	89,6	56,4	787,2
2001	51,2	30,6	103,2	102,8	69,4	44,2	141,4	45,2	91,0	66,0	57,8	41,6	844,4
2002	22,6	84,6	38,0	15,4	71,6	32,8	56,6	55,4	25,8	81,0	89,2	63,0	636,0
2003	59,4	27,8	33,0	57,2									
Valeurs statistiques 1976-2002													
Nb valeurs	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
Moyenne	50,3	48,2	52,4	51,1	61,0	57,5	51,2	49,0	54,1	66,3	53,7	64,9	659,7
Maximum	123,2	124,5	141,8	136,6	142,1	138,1	141,4	124,3	151,4	137,3	138,0	141,2	920,1
Minimum	16,2	8,6	8,2	4,1	15,6	11,2	9,9	6,6	9,6	5,6	8,4	27,7	466,3
Ecart type	26,93	27,21	31,73	35,05	26,86	29,42	30	28,9	36,17	32,16	29,13	30,57	108,8
Coef. variation	0,54	0,56	0,61	0,69	0,44	0,51	0,59	0,59	0,67	0,49	0,54	0,47	0,16

Tabl. 5 - Précipitations mensuelles et annuelles à la station de Troyes-Barberey-Saint-Sulpice (en mm).

2.3. Les données d'évapotranspiration potentielle

Nous avons retenu, en première approximation, les valeurs mensuelles d'évapotranspiration potentielle calculées par la formule de Turc. Ces valeurs ont été calculées à partir des données d'insolation et de température moyenne de la station de Troyes-Barberey sur la période 1985 à mars 2003.

Pour la période 1976 à 1984, nous avons retenu les valeurs mensuelles moyennes de la période 1985-2002. Le tableau 6 récapitule ces valeurs d'ETP.

Sur la période 1985-2002 les totaux annuels d'ETP varient entre 738 en 1989 et 612 en 1987 autour d'une valeur moyenne interannuelle de 669 mm.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1985	0,0	9,5	22,0	64,3	71,8	99,5	132,4	96,6	84,5	46,1	9,0	10,9	646,6
1986	8,9	0,0	25,7	41,2	90,9	114,0	116,7	92,6	66,8	42,9	19,3	11,3	630,3
1987	0,0	8,1	22,7	71,1	79,8	87,6	110,7	99,6	71,2	36,6	15,1	9,0	611,5
1988	14,7	15,3	27,1	71,8	82,0	105,0	110,6	111,8	59,1	40,2	14,2	10,5	662,3
1989	10,5	17,4	49,2	47,1	127,6	111,8	120,5	111,9	71,1	42,6	18,3	9,5	737,5
1990	9,3	27,8	46,0	51,4	105,9	80,6	121,7	108,5	72,6	44,7	16,7	6,3	691,5
1991	8,7	0,0	41,8	61,8	80,7	72,3	107,6	116,2	74,5	32,2	15,2	6,2	617,2
1992	4,5	16,2	32,2	58,8	112,2	100,5	109,9	104,0	67,6	29,1	18,9	9,3	663,2
1993	13,7	4,7	37,6	60,9	87,9	106,9	97,5	107,1	59,1	26,7	9,3	10,3	621,7
1994	11,3	12,9	40,8	49,2	87,0	115,1	131,8	102,7	54,7	43,9	21,0	12,6	683,0
1995	11,0	21,9	35,1	49,7	96,4	101,8	131,3	107,7	59,2	46,3	18,5	6,7	685,6
1996	12,2	8,2	32,7	70,3	72,7	118,5	117,9	90,2	69,1	34,3	14,3	4,1	644,5
1997	0,0	22,8	43,6	73,2	101,3	91,9	114,9	111,8	89,4	45,4	19,5	11,1	724,9
1998	12,2	19,4	41,2	50,0	105,0	108,9	94,4	112,8	64,0	30,3	11,3	10,4	659,9
1999	13,7	13,6	37,3	60,1	91,7	108,1	127,1	105,9	79,9	41,7	14,1	10,1	703,3
2000	10,3	21,1	36,6	60,7	97,4	124,9	93,8	112,0	71,1	39,1	20,0	15,0	702,0
2001	11,9	17,4	36,0	49,2	101,8	111,1	114,9	106,4	50,2	47,6	15,3	6,7	668,5
2002	12,0	23,1	45,6	74,4	81,5	116,1	106,6	85,7	72,8	40,6	19,5	11,4	689,3
2003	4,6	13,7	58,5										
Valeurs statistiques 1985-2002													
Nb valeurs	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Moyenne	9,2	14,4	36,3	59,2	93,0	104,1	114,5	104,6	68,7	39,5	16,1	9,5	669,0
Maximum	14,7	27,8	49,2	74,4	127,6	124,9	132,4	116,2	89,4	47,6	21,0	15,0	737,5
Minimum	0,0	0,0	22,0	41,2	71,8	72,3	93,8	85,7	50,2	26,7	9,0	4,1	611,5
Ecart type	4,79	8	8,03	10,28	14,47	13,68	12	8,58	10,08	6,46	3,63	2,66	36,35
Coef. variation	0,52	0,56	0,22	0,17	0,16	0,13	0,1	0,08	0,15	0,16	0,23	0,28	0,05

Tabl. 6 - Évapotranspiration potentielle (en mm) calculée par la formule de Turc à la station de Troyes-Barbèrey.

2.4. Les données piézométriques et hydrogéologiques

Il existe trois chroniques piézométriques disponibles pour cette zone sur le site de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie :

- Chamoy (03328X0024 – S1) ;
- Saint-Martin-sur-Oreuse (02966X0010 – S1) ;
- Piézomètre Villeloup (02674X0004 – S1).

Après analyse, notre choix s'est porté sur la chronique du piézomètre de Saint-Martin-sur-Oreuse (fig. 1) sur la période 1989-1996. Les données de cotes à la fin du mois sont récapitulées dans le tableau 7.

Cette chronique piézométrique ne nous paraît pas être très représentative de cet aquifère.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1989								87,69	87,71	87,81	87,84	87,98
1990	88,12	88,16			87,76	87,78	87,62	87,72	87,73	88,06	88,03	88,15
1991	88,3	88,1	88,1	88,0	87,8	87,9	87,7	87,6	87,7	87,8	87,9	87,9
1992	87,8	87,9	88,0	87,9	87,6	87,6	87,5	87,6	87,6	87,9	88,1	88,1
1993						87,8	87,7	87,6	87,9	88,0	87,9	88,4
1994	88,5	88,6	88,5	88,4	88,0	87,8	87,8	87,8	87,9	88,0	88,1	88,3
1995	88,9	88,7	88,8	88,7	88,3	88,1	87,8	87,7	87,6	87,9	87,9	88,0
1996	88,2	88,3	88,1	88,0	87,8	87,7	87,9	87,8	87,7	87,8	88,2	88,3
1997	88,0	88,7	88,3	88,0	87,9	88,1	87,8	88,4	88,7	88,7	88,4	88,6
1998	88,7	88,6	88,6	89,0	88,9	88,7	88,2	88,6	88,1	88,5	88,7	88,7
1999	88,5	88,6	88,5	88,4	88,3	88,4	88,3	88,8	87,9	87,9	88,1	88,9
2000	88,7	88,5	88,5	88,5	88,2	88,0	88,0	88,0	88,0	88,3	88,7	88,2
2001	88,1	88,1	88,4		88,4	88,6	88,6	88,8	88,6	88,4	88,3	88,2
2002	88,1	87,9	87,9	88,0	88,0	87,9	88,0	88,1	87,9	88,0	88,1	88,4
2003	88,6	88,5	88,3									

Tabl. 7 - Chronique piézométrique de Saint-Martin-sur-Oreuse.

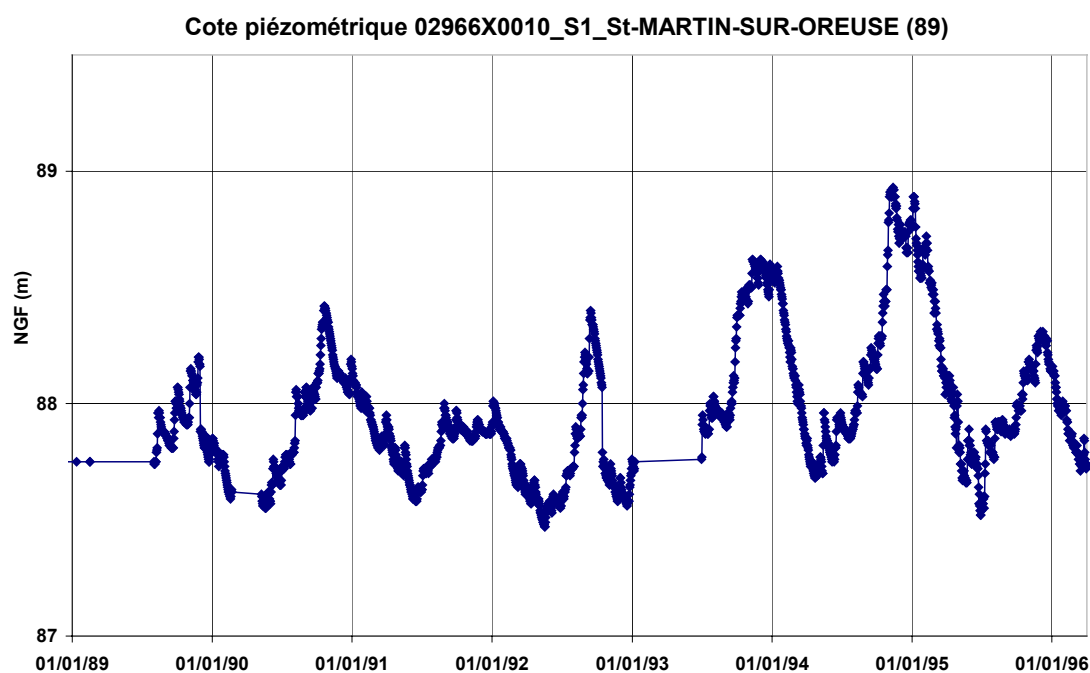


Fig. 1 - Chronique piézométrique de Saint-Martin-sur-Oreuse.

ANNEXE 5

Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Soude à Saudron

1. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU BASSIN

La Soude est un affluent rive gauche de la Marne. Le bassin versant à la station de Saudron contrôle un bassin versant de 105 km² situé majoritairement dans l'aquifère de la Craie de Crétacé supérieur sur le plateau de la Champagne crayeuse. La rivière Soude draine l'aquifère mais il existe un important débit souterrain de fuite vers l'aval. L'analyse des documents hydrogéologiques et hydrologiques disponibles conduisent à penser que ce débit souterrain est de l'ordre de 0,15 m³/s alors que le débit mesuré à la station n'est que de 0,67 m³/s. En première approche, le bassin versant topographique semble peu différent du bassin versant d'alimentation souterrain et les prélèvements négligeables.

2. ANALYSE DES DONNÉES DISPONIBLES

2.1. Les données hydrométriques

La station hydrométrique de Saudron contrôle le débit de la Soude, dans un bassin versant de 105 km². Les mesures enregistrées par cette station proviennent de la Banque HYDRO, au pas mensuel, sur la période allant de janvier 1968 à décembre 1999.

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Module annuel
1968											0,40	0,40	
1969	0,54	0,65	0,87	0,94	0,82	0,68	0,53	0,34	0,30	0,20	0,20	0,40	0,64
1970	0,78	1,96	3,12	2,19	1,57	1,10	0,76	0,46	0,27	0,18	0,15	0,22	1,10
1971	0,29	0,50	0,55	0,52	0,38	0,27	0,16	0,12	0,11	0,10	0,11	0,17	0,41
1972	0,26	0,38	0,54	0,59	0,51	0,30	0,17	0,21	0,25	0,23	0,34	0,60	0,49
1973	0,66	0,75	0,89	0,77	0,61	0,42	0,20	0,11	0,08	0,09	0,13	0,24	0,53
1974	0,59	0,92	1,01	1,02	0,68	0,36	0,16	0,06	0,04	0,06	0,21	0,47	0,58
1975	0,82	1,11	0,99	0,89	0,79	0,50	0,27	0,12	0,08	0,08	0,12	0,22	0,60
1976	0,29	0,35	0,38	0,34	0,21	0,07	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,30
1977	0,11	0,80	1,39	1,13	0,98	0,64	0,32	0,21	0,22	0,20	0,21	0,33	0,63
1978	0,54	1,19	1,73	2,21	1,53	1,06	0,70	0,37	0,19	0,11	0,10	0,14	0,86
1979	0,40	0,95	1,30	1,63	1,30	1,04	0,64	0,32	0,20	0,16	0,28	0,54	0,79
1980	0,98	1,56	1,39	1,20	0,87	0,53	0,51	0,66	0,50	0,39	0,46	0,61	0,90
1981	1,05	1,37	1,33	1,43	1,05	0,78	0,57	0,43	0,30	0,38	0,67	0,91	0,94
1982	1,90	1,86	1,45	1,34	0,98	0,57	0,27	0,11	0,00	0,10	0,15	0,64	0,86
1983	1,25	1,44	1,40	2,05	1,87	1,33	0,76	0,43	0,22	0,14	0,11	0,13	0,94
1984	0,23	0,90	1,01	0,97	0,84	0,59	0,34	0,15	0,10	0,17	0,33	0,63	0,62
1985	0,70	0,84	0,87	0,91	1,05	1,03	0,64	0,36	0,23	0,11	0,10	0,10	0,66
1986	0,21	0,41	0,47	0,73	0,94	0,68	0,33	0,15	0,12	0,17	0,30	0,54	0,51
1987	1,19	1,06	1,34	1,40	1,12	0,73	0,55	0,42	0,38	0,48	0,69	0,93	0,93
1988	1,41	2,92	2,26	1,98	1,42	0,93	0,59	0,30	0,21	0,19	0,25	0,59	1,13
1989	0,78	0,79	0,84	0,93	0,83	0,52	0,26	0,10	0,04	0,04	0,05	0,07	0,54
1990	0,11	0,30	0,56	0,54	0,44	0,22	0,10	0,04	0,02	0,09	0,13	0,18	0,36
1991	0,94	1,02	0,85	0,71	0,54	0,31	0,13	0,06	0,03	0,03	0,07	0,10	0,52
1992	0,10	0,13	0,22	0,35	0,28	0,17	0,11	0,06	0,04	0,04	0,07	0,46	0,32
1993	0,73	0,93	0,81	0,65	0,44	0,24	0,09	0,03	0,03	0,08	0,13	0,37	0,51
1994	1,41	1,53	1,54	1,35	1,09	0,76	0,40	0,18	0,13	0,14	0,18	0,27	0,82
1995	0,63	1,70	1,88	1,75	1,38	0,98	0,55	0,25	0,19	0,35	0,48	0,52	0,94
1996	0,60	0,73	0,84	0,75	0,52	0,22	0,06	0,02	0,03	0,04	0,08	0,29	0,47
1997	0,50	0,64	1,07	0,87	0,60	0,38	0,35	0,23	0,17	0,15	0,20	0,53	0,59
1998	1,22	1,30	1,02	0,95	0,99	0,58	0,27	0,10	0,07	0,11	0,19	0,44	0,69
1999	0,65	0,95	1,23	1,26	1,14	0,71	0,35	0,15	0,10	0,11	0,17		0,64
Statistiques sur la période 1969 - 1999													
Moyenne	0,71	1,03	1,13	1,11	0,90	0,60	0,36	0,21	0,15	0,15	0,22	0,39	0,67
Maximum	1,90	2,92	3,12	2,21	1,87	1,33	0,76	0,66	0,50	0,48	0,69	0,93	1,13
Minimum	0,10	0,13	0,22	0,34	0,21	0,07	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,30

Tabl. 1 - Débits mensuels et annuels de la Soude à Saudron.

2.2. Données pluviométriques

Nous avons retenu les données de précipitations de la station pluviométrique de Reims-Courcy, sur la période allant de janvier 1953 à avril 2003 au pas mensuel (Météo France).

Pluies mensuelles à Reims-Courcy provenant de la MétéoFrance (janv-1953 - avril-2003)													
Année	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Total
1953	9,9	28,1	1,2	44,1	31,4	40,6	40,1	26,3	25,3	16,7	24,4	19,6	307,7
1954	13,6	29,9	48,3	12,0	47,9	52,2	30,4	78,2	128,1	42,3	26,6	31,1	540,6
1955	59,2	38,7	12,1	8,2	64,6	40,6	44,7	23,1	26,2	24,5	26,0	83,9	451,8
1956	50,1	17,7	27,8	41,2	65,3	43,1	53,7	60,9	46,5	73,8	36,2	40,0	556,3
1957	30,6	100,2	33,1	21,9	33,2	57,9	63,2	56,0	88,0	24,1	24,9	48,0	581,1
1958	57,4	124,1	26,6	26,0	135,7	58,4	60,3	92,1	69,3	53,7	45,0	57,3	805,9
1959	35,2	1,9	39,6	64,1	9,8	73,2	22,9	26,7	0,0	42,8	29,6	48,6	394,4
1960	33,3	39,8	70,3	13,6	27,7	34,5	101,3	93,4	57,5	72,9	48,5	47,1	639,9
1961	61,3	60,0	3,8	37,8	41,3	47,5	59,9	4,8	54,4	73,0	59,2	41,4	544,4
1962	61,1	48,2	58,6	39,7	38,5	3,3	30,8	26,6	30,3	31,9	40,8	49,8	459,6
1963	21,3	17,6	37,8	29,7	77,3	86,3	19,9	109,5	17,9	39,5	63,6	14,5	534,9
1964	28,6	18,2	61,9	38,3	19,0	28,9	23,6	27,3	49,5	55,1	65,6	32,5	448,5
1965	77,8	8,1	59,1	62,0	59,0	69,5	55,7	80,4	89,0	16,6	89,1	113,6	779,9
1966	40,2	62,3	24,8	78,2	47,7	66,8	78,9	45,1	13,8	90,8	59,5	101,8	709,9
1967	28,3	29,3	34,6	19,5	57,1	41,5	23,9	43,9	103,7	68,9	57,7	60,4	568,8
1968	77,8	51,1	34,3	45,7	46,0	60,1	90,2	77,1	61,5	26,5	22,2	27,6	620,1
1969	25,4	23,1	42,9	53,0	85,3	84,7	35,0	96,3	11,7	1,2	99,2	41,6	599,4
1970	47,2	124,0	60,4	64,3	47,3	49,7	47,1	30,8	33,7	23,2	39,0	27,3	594,0
1971	32,6	24,9	18,6	17,2	53,5	90,8	37,5	79,6	18,9	20,0	72,1	6,6	472,3
1972	42,2	31,3	29,8	39,2	65,9	60,6	92,2	79,4	32,7	23,2	91,1	13,3	600,9
1973	16,4	45,7	11,5	34,3	57,1	27,8	61,7	27,1	84,3	59,4	73,5	40,9	539,7
1974	38,1	39,1	68,1	10,9	41,1	53,6	42,7	34,4	98,7	124,6	51,7	43,2	646,2
1975	40,0	17,3	60,2	38,9	75,6	57,8	38,3	78,9	74,4	23,9	60,2	13,0	578,5
1976	20,4	23,8	22,8	16,0	10,4	7,3	54,1	4,8	32,6	82,1	36,7	43,1	354,1
1977	43,1	61,2	66,4	53,7	80,2	71,1	65,7	11,8	8,5	39,8	75,6	46,1	623,2
1978	46,1	55,8	92,6	39,4	92,4	59,5	56,0	44,9	68,3	3,3	11,0	85,7	655,0
1979	27,8	53,1	95,4	73,8	51,3	43,8	33,7	54,4	39,1	58,9	56,7	111,2	699,2
1980	32,8	53,2	61,1	22,5	77,6	75,2	74,0	46,0	17,2	60,9	44,9	58,4	623,8
1981	57,6	41,4	75,3	25,2	72,5	114,3	53,0	84,8	55,7	116,6	35,2	83,3	814,9
1982	67,5	13,5	79,6	13,8	80,6	72,3	55,7	16,9	70,2	69,2	48,8	87,7	675,8
1983	54,5	52,4	52,5	88,5	85,4	91,8	23,5	51,5	41,0	17,1	38,9	27,7	624,8
1984	79,4	47,4	34,9	41,2	90,6	25,6	31,0	34,2	78,1	71,9	52,6	27,4	614,3
1985	33,6	18,1	46,1	49,9	92,9	84,4	52,5	45,1	37,7	8,0	56,4	19,4	544,1
1986	48,9	6,2	72,9	71,4	39,5	41,7	14,5	69,3	53,5	61,1	28,9	60,6	568,5
1987	27,4	58,1	57,3	19,4	46,8	92,3	140,2	52,0	67,2	102,3	53,2	22,3	738,5
1988	76,1	49,6	90,3	11,4	108,8	19,7	122,4	37,9	58,0	80,5	45,8	65,4	765,9
1989	16,5	39,8	55,4	109,1	18,4	56,2	37,0	37,3	48,6	31,9	22,0	71,7	543,9
1990	36,9	93,5	15,7	57,9	35,7	78,8	15,6	49,8	35,9	64,4	41,9	55,5	581,6
1991	48,5	9,4	46,9	31,6	9,0	62,5	34,1	52,6	24,8	24,2	66,4	55,0	465,0
1992	5,0	23,9	65,4	32,6	66,1	134,0	36,9	66,4	31,0	40,7	94,2	48,4	644,6
1993	62,5	17,2	7,1	77,2	42,4	24,0	50,0	4,8	111,0	71,0	18,8	142,6	628,6
1994	67,6	33,6	60,5	68,0	53,8	19,7	69,3	49,3	79,9	32,2	23,4	56,2	613,5
1995	126,6	52,3	77,2	45,2	69,0	47,0	63,5	51,1	76,1	39,4	13,0	49,0	709,4
1996	27,3	45,4	16,8	5,4	78,2	10,0	32,5	102,2	28,6	42,0	104,3	38,7	531,4
1997	5,5	57,7	18,6	19,3	74,4	117,6	68,1	54,0	19,7	49,1	98,6	59,2	641,8
1998	55,2	6,4	26,4	125,2	26,6	51,2	44,2	15,0	79,0	100,6	25,2	48,5	603,5
1999	55,5	47,3	29,6	52,2	14,6	38,0	41,2	70,4	75,2	47,8	43,6	162,2	677,6
2000	30,6	66,8	60,4	72,8	54,2	16,4	149,6	44,8	49,2	80,2	75,6	52,6	753,2
2001	76,0	43,8	158,2	104,8	14,2	47,0	106,6	57,2	76,4	39,0	65,4	45,4	834,0
2002	22,4	95,2	46,4	25,2	47,8	52,8	48,4	69,8	19,2	56,6	69,6	63,8	617,2
2003	53,4	8,2	17,2	36,0									
Statistiques													
Moy 53-02	43,6	42,9	47,9	43,9	55,2	55,7	54,5	51,5	51,9	50,4	51,0	53,8	602,4
Maximum	126,6	124,1	158,2	125,2	135,7	134,0	149,6	109,5	128,1	124,6	104,3	162,2	834,0
Minimum	5,0	1,9	1,2	5,4	9,0	3,3	14,5	4,8	0,0	1,2	11,0	6,6	307,7

Tabl. 2 - Précipitations mensuelles et annuelles à la station de Reims-Courcy.

2.3. Données d'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle a été calculée par la formule de Turc au pas de temps mensuel à partir des données climatologiques de température mensuelle et d'insolation mesurées à la station Météo France de Reims-Courcy. Les calculs ont été effectués sur la période allant de janvier 1953 à avril 2003 (tabl. 3).

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1953	0,0	13,0	43,9	68,7	96,5	86,6	92,2	98,1	78,5	33,7	15,1	11,6	637,9
1954	0,0	7,2	34,8	65,0	78,0	94,1	85,3	76,7	59,5	36,3	17,8	10,8	565,5
1955	6,9	10,7	23,8	71,2	82,8	102,1	105,5	96,2	68,9	31,9	18,5	9,2	627,7
1956	8,4	0,0	35,6	55,3	95,6	78,7	90,5	78,5	69,2	30,1	12,5	10,0	564,4
1957	7,2	26,1	45,9	65,0	79,5	111,6	82,8	78,5	51,8	33,6	13,8	6,6	602,4
1958	7,7	16,9	23,7	57,7	82,0	102,7	101,5	72,3	73,4	35,2	12,7	9,8	595,6
1959	6,5	17,3	40,8	67,6	98,2	129,2	129,4	100,7	94,0	44,6	14,8	10,7	753,8
1960	7,7	17,8	38,4	66,7	98,3	114,2	83,3	77,6	60,2	31,7	17,7	5,9	619,5
1961	6,7	29,0	46,8	67,5	85,3	110,0	97,5	86,1	77,6	36,7	13,4	7,5	664,1
1962	10,5	12,8	18,8	59,9	70,5	114,8	92,0	90,3	65,1	39,3	9,9	0,0	583,9
1963	0,0	0,0	33,9	59,7	78,3	96,0	113,9	71,6	61,0	30,5	21,9	0,0	566,8
1964	0,0	17,1	22,0	58,8	99,2	123,1	119,9	90,9	78,6	28,1	15,4	5,2	658,3
1965	7,6	6,9	33,6	54,7	80,6	106,9	78,6	82,8	58,5	45,7	13,2	10,0	579,1
1966	0,7	25,1	31,3	66,4	93,2	117,3	89,5	86,9	77,9	34,2	12,0	9,2	643,7
1967	7,2	23,9	38,0	63,7	89,3	111,9	128,4	91,7	66,7	37,0	14,9	5,1	677,8
1968	5,7	14,1	34,9	74,0	71,4	100,7	96,4	82,2	56,8	34,7	13,9	1,9	586,7
1969	9,9	7,0	30,2	63,8	87,1	108,0	106,2	86,6	70,9	37,7	16,4	0,0	623,8
1970	6,0	13,5	20,7	47,4	87,7	119,4	100,9	88,6	74,1	31,8	19,4	4,1	613,6
1971	5,4	13,6	21,9	74,7	89,7	90,6	126,5	92,9	72,2	41,2	11,4	8,0	648,1
1972	5,5	17,6	42,6	49,0	70,2	97,5	92,9	86,1	61,6	38,3	15,8	9,0	586,1
1973	5,3	14,3	37,0	51,1	84,9	120,9	96,3	106,9	78,4	35,0	17,1	6,5	653,7
1974	14,7	20,8	31,3	73,5	85,2	109,8	98,5	91,7	58,6	23,5	17,2	13,6	638,4
1975	13,7	24,3	24,2	57,0	79,7	113,9	118,2	102,0	59,6	29,3	14,4	4,8	641,1
1976	9,6	14,8	31,3	72,8	99,2	149,4	122,4	114,7	63,2	37,4	15,2	4,0	734,0
1977	8,3	21,7	39,8	60,1	84,8	88,0	90,0	82,8	70,6	37,1	18,6	11,0	612,8
1978	6,8	10,3	35,5	54,4	72,9	96,5	91,9	87,1	66,1	35,6	15,4	9,1	581,6
1979	0,0	8,5	27,7	54,3	77,2	100,3	93,8	81,2	70,8	35,0	16,8	11,4	577,0
1980	1,6	20,5	23,6	60,5	78,9	91,1	81,9	89,8	72,2	33,4	15,5	6,5	575,5
1981	7,4	13,7	36,5	58,3	76,5	93,6	88,2	90,3	70,0	30,1	17,3	5,4	587,3
1982	4,1	19,7	35,2	63,9	86,7	114,1	107,9	82,9	76,0	29,2	17,9	7,9	645,5
1983	11,1	11,1	31,5	50,8	58,4	113,6	130,5	97,4	64,1	37,3	15,7	8,0	629,5
1984	9,1	12,1	26,0	65,8	54,2	109,4	106,8	82,9	49,2	30,1	23,1	7,6	576,3
1985	0,0	8,0	21,5	62,9	76,8	99,1	116,4	88,7	80,7	41,4	8,7	10,3	614,5
1986	7,3	0,0	27,6	47,2	87,9	118,1	105,2	86,4	62,9	39,4	20,6	10,6	613,2
1987	0,0	9,5	25,3	75,2	74,9	89,4	102,9	95,1	67,5	35,4	15,7	8,5	599,4
1988	13,9	18,8	26,2	75,8	86,7	104,2	102,2	102,2	55,4	35,6	14,9	11,5	647,4
1989	8,3	20,7	44,9	51,3	120,0	112,9	116,9	103,7	69,7	41,1	16,9	9,0	715,4
1990	9,5	31,0	42,1	65,8	110,7	96,8	124,4	106,7	67,7	42,4	16,7	5,9	719,7
1991	8,6	4,9	39,3	66,2	77,7	91,0	111,4	115,1	72,5	31,5	15,2	6,3	639,7
1992	6,4	16,3	31,5	59,8	104,7	107,5	111,2	95,0	65,6	29,0	19,3	8,1	654,4
1993	12,9	9,0	37,7	71,7	89,6	115,6	98,3	99,3	56,9	26,6	8,1	9,8	635,5
1994	11,3	15,8	37,8	54,0	84,4	119,9	119,9	91,9	53,7	37,2	21,2	12,4	659,5
1995	10,1	24,3	32,5	49,9	87,8	103,0	122,6	103,5	59,2	40,1	17,8	4,6	655,4
1996	5,6	8,2	28,7	71,1	67,3	116,7	105,2	87,7	61,9	33,4	14,6	3,2	603,6
1997	0,0	23,4	40,5	68,2	91,3	94,3	104,0	106,5	82,8	38,5	16,5	10,4	676,4
1998	10,7	22,6	36,3	52,0	93,2	103,9	83,5	94,6	59,0	25,2	11,6	9,2	601,8
1999	13,1	17,4	35,7	60,7	89,8	105,3	114,1	92,5	70,9	37,2	15,0	9,4	661,1
2000	8,9	19,3	33,2	59,0	45,0	116,2	85,0	98,1	66,2	33,3	18,8	12,6	595,6
2001	9,6	20,5	31,2	52,6	94,8	108,7	105,6	99,8	49,5	41,3	15,6	6,8	636,0
2002	9,6	26,8	41,0	72,2	80,0	109,3	94,0	78,7	69,4	34,3	18,7	9,7	643,7
2003	4,9	17,1	21,9										
Statistiques sur la période 1953 - 2002													
Moyenne	6,9	15,6	33,1	61,9	84,3	106,6	103,2	91,4	66,9	35,0	15,8	7,8	628,5
Maximum	14,7	31,0	46,8	75,8	120,0	149,4	130,5	115,1	94,0	45,7	23,1	13,6	753,8
Minimum	0,0	0,0	18,8	47,2	45,0	78,7	78,6	71,6	49,2	23,5	8,1	0,0	564,4

Tabl. 3 - Évapotranspiration potentielle Turc à la station de Reims-Courcy.

2.4. Données piézométriques et hydrogéologiques

La chronique piézométrique la plus proche et située dans un même contexte hydrogéologique est celle du piézomètre de Grandes-Loges (fig. 1 et tabl. 4).

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1969		93,9	94,5	94,5	93,7	92,5	91,7	89,4	88,0	86,2	86,0	89,5
1970	93,3	96,7	99,5	98,1	96,1	93,6	90,5	88,5	87,0	85,9	85,6	87,4
1971	87,3	89,7	91,3	90,6	89,3	89,1	86,8	84,1	82,6	81,7	82,3	86,0
1972	88,4	90,4	91,7	91,5	89,9	87,5	86,4	88,7	91,2	91,4	91,2	93,6
1973	93,1	93,2	93,7	92,6	93,2	91,9	88,2	85,6	84,0	84,8	87,3	89,7
1974	92,3	93,6	93,9	93,9	91,6	88,1	86,0	84,5	83,2	85,5	90,3	93,1
1975	94,1	94,7	94,4	94,0	92,7	90,3	88,4	86,1	84,7	84,4	85,0	88,0
1976	89,5	90,2	90,8	89,8	86,9	84,0	81,5	79,7	78,6	78,3	80,4	84,3
1977	87,3	90,4	93,7	93,6	92,8	90,5	86,9	85,0	84,0	83,1	84,2	86,9
1978	89,7	93,1	95,7	97,4	96,4	95,2	94,0	92,6	89,7	87,7	86,1	86,1
1979	90,7	94,7	96,5	97,8	96,4	94,7	92,1	88,5	86,6	85,5	87,2	90,2
1980	93,8	95,9	96,1	95,6	94,0	91,0	90,4	90,1	88,1	86,8	88,4	91,6
1981	95,1	97,0	97,1	96,8	95,0	93,6	92,5	91,1	89,5	92,6	95,6	95,7
1982	98,9	99,2	97,1	95,5	93,5	90,3	86,7	84,4	82,7	84,1	86,8	91,3
1983	95,0	96,2	96,4	97,3	97,4	95,2	91,8	88,0	85,8	84,5	83,4	84,2
1984	87,2	92,8	94,5	94,2	92,5	89,7	86,7	84,1	83,0	85,4	89,0	91,9
1985	93,6	94,8	94,7	94,7	94,0	92,9	89,7	86,4	84,8	83,4	82,5	83,7
1986	86,4	89,3	89,8	91,9	93,3	91,2	87,0	84,1	83,4	84,2	86,8	89,7
1987	93,9	94,2	95,3	95,8	94,3	92,4	92,6	92,2	91,8	92,6	94,7	95,3
1988	96,2	99,1	98,5	98,2	95,4	92,6	90,2	88,1	86,8	86,7	87,6	91,7
1989	94,3	94,3	94,6	95,0	94,5	91,4	87,5	84,8	83,2	82,5	82,7	83,5
1990	86,5	89,8	92,4	92,2	90,0	86,7	84,3	81,9	80,9	81,4	84,6	87,8
1991	92,2	93,5	93,2	93,0	90,7	87,6	85,2	83,1	81,7	81,9	83,7	86,6
1992	89,2	90,0	90,9	91,4	89,7	88,4	88,2	86,2	85,2	84,5	86,8	92,2
1993	93,9	94,6	94,0	92,4	89,5	86,4	84,1	82,2	82,0	85,4	87,1	89,6
1994	95,1	96,2	96,5	96,0	94,5	91,9	87,9	85,6	84,7	85,0	86,1	87,8
1995	91,6	97,1	97,7	97,3	96,0	93,5	90,3	87,2	86,1	86,6	86,2	86,3
1996	88,2	90,1	91,9	91,4	88,3	85,5	82,7	81,2	81,3	82,0	84,0	88,1
1997	89,8	91,2	93,9	93,3	91,1	88,9	88,3	86,4	85,9	85,1	86,9	92,2
1998	95,5	96,0	94,9	94,6	95,0	92,4	88,6	85,7	84,3	84,9	89,8	91,9
1999	94,1	95,2	96,1	96,0	94,6	91,7	88,1	85,7	85,4	86,9	88,4	91,5
2000	95,8	96,0	97,2	96,5	94,7	92,2	89,5	89,0	89,1	89,8	92,6	95,6
2001					97,2	93,8	91,7	91,9	91,9	93,9	94,8	96,3
2002	97,4	97,5	98,8	96,6	93,7	91,0	87,5	85,0	84,0	83,6	85,2	87,5
2003	94,9	95,6	95,2									

Tabl. 4 - Chronique piézométrique à Grandes-Loges.

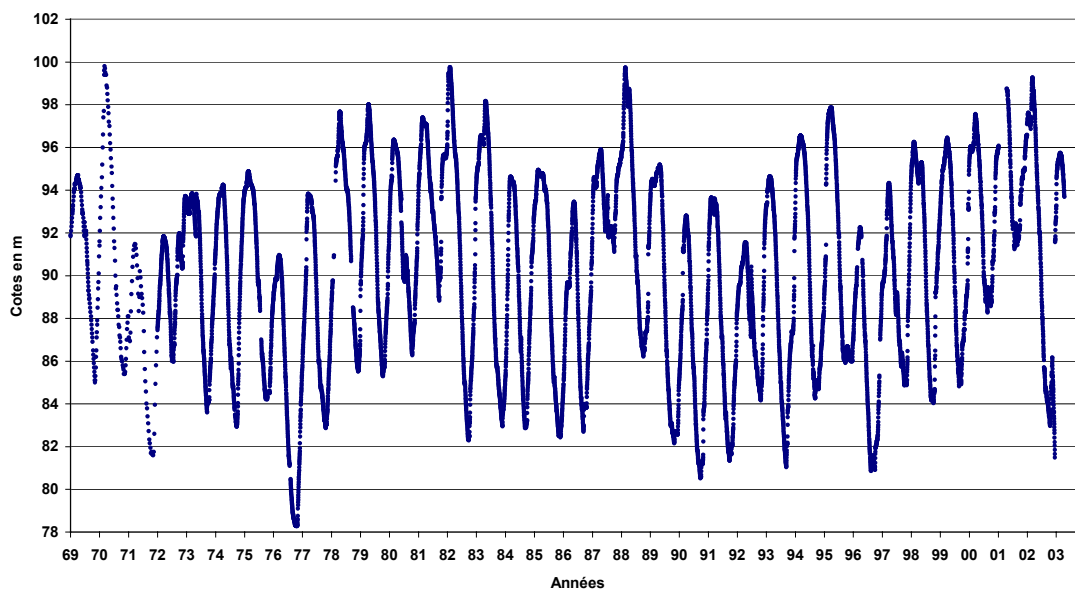


Fig. 1 - Chronique piézométrique à Grandes-Loges.

ANNEXE 6

Données pour la modélisation hydrologique globale GARDENIA de la Saulx à Couvonges-Mognéville

1. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU BASSIN

La Saulx est un affluent rive gauche de l'Ornain, lui-même affluent rive droite de la Marne. Le bassin versant à la station de Couvonges-Mognéville est de 477 km² majoritairement situé dans l'aquifère karstique des Calcaires du Barrois (Jurassique supérieur). Cet aquifère est fortement karstifié, même sous couverture crétacée comme dans la partie aval du bassin de la Saulx. Il s'agit d'un paléo-karst. Cette région présente une hydrologie karstique caractéristique avec des pertes, de grosses sources et des circulations très rapides. La rivière Saulx draine l'aquifère. Il existe des échanges souterrains avec les systèmes hydrologiques voisins : apports du bassin de l'Ornain et fuites vers l'ouest alimentant les sources de Cousances-les-Forges (bassin de la Marne) et vers le nord-est alimentant les sources de la région de Bar-le-Duc (bassin de l'Ornain). L'analyse des documents hydrogéologiques et hydrologiques disponibles conduit à penser que le bilan global des échanges avec l'extérieur est un débit moyen de fuite d'environ 0,15 m³/s. Le débit moyen interannuel mesuré à la station est de 7,7 m³/s. En première approche, le bassin versant topographique semble peu différent du bassin versant d'alimentation souterrain et les prélèvements négligeables.

2. ANALYSE DES DONNÉES DISPONIBLES

2.1. Données hydrométriques

La station hydrométrique de Couvonges a fonctionné de 1968 à 1981 puis a été remplacée par celle de Mognéville située à proximité depuis 1986. Le tableau 1 récapitule les débits mensuels et annuels de cette station.

2.2. Données pluviométriques

Nous avons utilisé les données pluviométriques journalières du poste de Biencourt-sur-Orge, complété pour les périodes manquantes par celles du poste de Saily. Ces pluviomètres sont représentatifs de la pluie moyenne sur le bassin versant. Le tableau 2 récapitule cette série.

2.3. Données d'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle a été calculée par la formule de Turc au pas de temps mensuel à partir des données climatologiques de température mensuelle et d'insolation mesurées à la station Météo France de Saint-Dizier. Les calculs ont été effectués sur la période allant de 1949 à 2003 (tabl. 3).

Pour tenir compte de la transposition de l'ETP entre Saint-Dizier et le bassin de la Saulx l'ETP retenue pour la Saulx est affectée d'un facteur correctif de -3,7 %, valeur calculée d'après une corrélation entre des mesures et celles de Saint-Dizier.

Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau sur le bassin amont de la Seine

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Valeur annuelle
1968	34,32	11,05	8,75	5,26	7,56	3,16	2,37	6,20	11,38	7,83	4,45	5,72	9,03
1969	9,87	14,58	13,37	13,60	11,10	10,61	6,34	2,41	1,68	1,47	4,34	9,63	8,21
1970	8,48	35,81	20,61	18,77	14,13	6,20	5,49	2,81	2,50	4,67	7,06	9,01	11,12
1971	6,79	8,36	4,72	4,18	3,84	5,53	3,09	1,93	1,58	1,47	2,82	2,71	3,89
1972	2,26	7,27	3,02	6,57	4,23	3,95	5,13	12,40	3,84	2,25	9,48	5,26	5,46
1973	3,59	12,69	5,34	3,16	3,53	2,44	1,89	1,68	1,64	1,59	3,62	13,97	4,55
1974	6,56	10,05	10,12	4,69	2,61	1,88	1,62	1,04	1,16	14,39	13,59	25,31	7,76
1975	16,26	12,42	5,79	10,73	4,03	2,33	1,85	1,40	1,56	1,49	3,80	7,70	5,74
1976	7,94	11,32	4,18	2,51	1,68	0,94	0,73	0,59	0,69	1,00	1,65	9,24	3,52
1977	9,41	27,03	6,17	6,26	6,72	3,71	2,26	3,61	2,61	2,23	13,68	10,75	7,73
1978	14,90	21,38	23,65	13,08	8,77	5,14	4,29	1,96	1,47	1,41	1,38	5,26	8,49
1979	12,58	30,35	23,15	13,43	8,21	7,27	3,06	2,62	2,18	1,93	10,06	17,80	10,93
1980	13,90	19,93	7,68	7,35	3,23	3,34	17,43	4,87	2,24	2,44	5,39	14,79	8,53
1981	23,88	11,10	13,70	8,09	4,13	5,61	3,63	2,52	3,03	14,44	8,12	27,00	10,48
1982	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1983	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1984	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1985	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1986	19,40	7,02	10,75	18,71	7,13	3,71	2,13	1,30	2,55	5,59	9,71	13,52	8,47
1987	15,50	9,26	13,41	7,06	4,30	-	9,22	11,01	3,02	6,10	5,42	9,12	-
1988	21,04	24,29	21,62	12,84	8,12	10,36	6,47	2,78	2,71	5,44	2,81	21,35	11,63
1989	8,17	5,99	13,11	14,61	5,58	2,96	2,18	1,47	1,14	0,88	2,57	9,06	5,64
1990	8,19	22,87	10,78	3,72	2,69	2,66	5,72	1,68	1,89	2,86	8,33	10,12	6,69
1991	26,66	4,72	7,53	3,64	2,18	1,75	2,09	1,57	1,22	2,05	8,37	11,60	6,15
1992	4,81	9,87	11,51	8,96	4,05	3,51	2,39	1,58	1,57	3,68	17,26	12,09	6,74
1993	16,91	6,88	2,39	2,32	2,58	2,09	1,49	1,38	3,73	10,37	3,58	26,75	6,75
1994	31,14	18,91	15,33	15,68	5,01	5,34	2,44	2,80	5,85	2,88	4,23	10,34	9,95
1995	33,60	26,55	26,09	17,02	9,96	3,58	2,27	1,96	2,76	3,01	3,45	4,97	11,19
1996	3,72	6,47	3,83	2,10	1,84	1,77	1,24	1,45	1,10	1,43	17,92	15,67	4,86
1997	5,79	13,46	11,95	2,93	3,36	4,24	5,40	2,33	1,84	1,81	4,94	14,08	5,98
1998	15,62	4,24	3,38	9,60	8,04	2,34	1,63	1,33	1,27	7,71	19,44	13,45	7,35
1999	12,56	20,73	20,76	7,93	4,36	2,42	1,93	1,43	1,99	5,17	4,82	29,96	9,47
2000	14,97	20,95	11,57	5,52	3,98	3,98	5,38	5,71	3,69	8,08	14,89	13,51	9,31
2001	17,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Statistiques sur la période 1968-1981, 1986 et 1988 - 000													
Moyenne	14,05	15,22	11,46	8,69	5,45	4,03	3,64	2,67	2,53	4,27	7,56	13,24	7,70
Médiane	12,57	12,56	10,77	7,64	4,18	3,55	2,38	1,95	1,94	2,65	5,17	11,85	7,75
Maximum	34,32	35,81	26,09	18,77	14,13	10,61	17,43	12,40	11,38	14,44	19,44	29,96	11,63
Minimum	2,26	4,24	2,39	2,10	1,68	0,94	0,73	0,59	0,69	0,88	1,38	2,71	3,52
Ecart type	9,10	8,52	6,97	5,27	3,09	2,36	3,19	2,33	2,05	3,80	5,24	7,15	2,31
Coef. Variation	0,648	0,560	0,608	0,606	0,567	0,586	0,876	0,873	0,810	0,890	0,693	0,540	0,300
Nb de valeurs	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28

Tabl. 1 - Débits mensuels et annuels de la Saulx aux stations de Couvonges-Mognéville.

Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau sur le bassin amont de la Seine

Année	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Total
1949	52,2	40,0	34,0	43,4	73,7	20,0	24,6	118,6	66,9	79,1	134,5	114,5	801,5
1950	92,8	193,4	22,1	152,2	109,4	81,5	27,7	126,0	100,1	21,2	152,4	117,1	1195,9
1951	106,9	69,4	111,6	47,6	90,8	130,8	63,4	72,6	72,9	30,8	182,9	59,7	1039,4
1952	177,2	71,4	134,4	35,8	81,8	42,7	16,1	68,0	124,7	166,2	184,4	131,1	1233,8
1953	22,3	60,5	2,7	51,4	29,3	167,3	75,7	20,0	58,7	38,2	24,7	39,9	590,7
1954	72,5	58,2	50,7	30,6	74,7	69,3	93,5	188,3	127,6	67,5	53,7	137,0	1023,6
1955	181,3	136,2	37,7	16,1	88,6	94,7	65,3	40,0	59,8	64,7	40,8	150,1	975,3
1956	109,3	28,1	38,7	45,4	61,5	93,7	51,1	120,3	91,7	77,9	68,1	42,0	827,8
1957	56,9	146,7	69,7	24,3	39,7	101,3	112,5	94,7	86,0	50,2	34,3	73,8	890,1
1958	128,5	208,5	56,4	63,1	153,4	53,4	67,1	120,7	52,0	83,5	74,9	143,7	1205,2
1959	205,7	4,6	72,5	72,0	36,8	110,7	16,4	40,6	0,8	55,1	52,7	120,1	788,0
1960	92,0	63,2	25,4	9,9	27,4	39,1	112,2	188,3	94,3	114,3	102,1	72,6	940,8
1961	105,0	75,8	8,9	31,3	45,0	60,9	90,0	33,9	32,2	79,0	60,0	80,0	702,0
1962	53,2	65,0	84,3	82,7	111,2	3,2	99,7	56,3	67,2	23,4	47,6	98,8	792,6
1963	41,2	35,2	60,0	40,9	55,0	169,4	47,4	186,0	50,6	63,2	121,8	13,1	883,8
1964	42,3	43,1	78,1	51,5	31,8	18,7	14,5	63,9	108,9	76,0	117,7	66,2	712,7
1965	142,9	16,2	145,4	106,4	84,2	73,5	74,7	55,5	185,7	12,0	129,4	198,0	1223,9
1966	92,7	102,6	76,4	83,7	83,0	114,9	112,3	102,4	58,4	67,0	87,1	223,8	1204,3
1967	77,4	72,2	57,0	46,6	98,0	61,2	14,0	73,4	130,7	116,7	81,6	136,5	965,3
1968	161,6	64,2	56,8	57,2	76,6	58,2	128,1	230,0	123,8	33,7	59,8	82,9	1132,9
1969	56,9	85,7	79,2	103,3	106,2	130,9	37,8	80,1	14,8	0,3	140,1	91,5	926,8
1970	100,5	233,9	111,3	131,8	76,7	150,5	92,6	41,1	47,2	97,5	93,6	56,2	1232,9
1971	61,9	31,2	55,5	21,0	138,6	136,1	43,6	87,3	13,3	18,2	114,4	13,8	734,9
1972	53,6	60,0	61,2	84,4	106,4	131,3	96,1	155,2	27,3	27,3	158,7	28,2	989,7
1973	53,5	91,4	16,1	58,9	65,0	16,2	113,1	22,8	87,0	57,3	124,2	138,5	844,0
1974	59,8	75,9	101,3	17,4	48,9	68,9	67,2	37,9	130,9	217,7	126,5	139,1	1091,5
1975	127,4	11,2	84,3	74,9	48,3	53,8	30,7	89,2	101,7	35,5	103,0	57,4	817,4
1976	73,9	56,5	25,6	28,5	23,7	14,8	44,2	33,1	125,6	67,9	101,8	82,5	678,1
1977	114,3	182,1	50,0	71,8	59,8	79,8	101,1	101,7	32,3	53,2	180,9	92,1	1119,1
1978	113,5	96,3	183,9	48,6	98,0	71,5	102,7	22,1	58,5	26,9	20,4	173,4	1015,8
1979	55,6	150,5	192,2	103,8	123,1	102,5	35,0	141,5	42,8	67,6	114,9	166,5	1296,0
1980	101,6	104,1	108,0	46,4	80,6	132,7	155,3	42,5	46,0	90,4	95,0	124,3	1126,9
1981	155,7	67,8	132,8	28,2	90,6	139,7	122,9	51,1	110,4	177,0	84,7	190,9	1351,8
1982	126,0	20,8	134,0	20,8	48,1	173,4	32,4	114,9	96,7	164,4	107,0	216,0	1254,5
1983	132,4	86,5	85,6	205,9	219,5	30,3	22,5	41,1	93,9	62,0	96,4	59,6	1135,7
1984	235,3	111,8	59,2	52,2	84,7	54,1	55,0	45,7	156,5	112,7	116,5	49,2	1132,9
1985	63,1	31,4	89,1	105,3	114,1	99,7	72,6	67,2	39,7	16,6	108,6	73,0	880,4
1986	202,6	29,6	120,2	123,7	90,5	41,9	33,7	84,8	112,1	142,7	79,8	149,3	1210,9
1987	59,8	100,5	114,2	29,5	117,3	159,6	144,1	89,0	40,2	133,6	76,4	56,7	1120,9
1988	157,4	137,1	176,4	21,7	122,0	71,1	91,6	59,7	81,1	105,2	60,0	154,8	1238,1
1989	49,0	78,6	79,6	134,1	30,3	71,6	59,0	77,0	60,5	79,3	42,8	135,8	897,6
1990	80,7	191,5	17,1	59,1	33,1	157,7	59,3	98,1	62,3	113,8	99,7	140,8	1113,2
1991	140,2	28,4	58,0	47,7	11,6	78,2	126,5	8,6	95,9	65,4	117,1	117,5	895,1
1992	20,6	84,3	142,4	68,5	54,9	29,3	86,3	115,7	51,2	140,9	178,2	56,3	1028,6
1993	144,9	15,6	11,5	54,8	75,6	59,3	94,5	41,5	168,1	137,6	34,4	293,5	1131,3
1994	147,4	88,8	99,6	94,7	87,5	73,1	64,6	115,6	144,8	71,0	47,0	158,5	1192,6
1995	227,6	122,0	201,5	104,5	77,1	29,9	75,0	55,7	110,3	75,8	49,4	67,4	1196,2
1996	18,0	102,8	18,4	11,8	114,5	51,0	47,7	134,7	21,2	69,9	251,5	65,1	906,6
1997	25,6	171,8	31,8	38,2	97,3	169,6	72,3	44,2	31,1	66,5	128,4	133,6	1010,4
1998	107,1	23,0	44,3	173,0	55,4	46,2	55,5	45,1	93,8	259,5	58,5	66,9	1028,3
1999	86,2	126,5	144,2	81,9	56,1	87,6	79,2	88,9	202,1	62,1	53,0	276,9	1344,7
2000	58,6	135,0	64,0	54,6	114,0	37,8	195,9	58,8	91,8	131,1	144,4	90,6	1176,6
2001	119,9	66,5	198,3	159,2	44,7	48,3	133,9	69,9	170,2	74,7	123,3	102,0	1310,9
2002	77,1	197,9	81,1	32,9	73,6	17,1	71,2	95,6	37,7	101,7	182,9	117,7	1086,5
2003	126,3	40,1	43,0	94,2									
Statistiques sur la période 1949 - 2002													
Moyenne	100,4	88,0	81,4	66,4	78,5	81,1	74,5	82,5	83,2	82,3	100,4	111,8	1030,5
Maximum	235,3	233,9	201,5	205,9	219,5	173,4	195,9	230,0	202,1	259,5	251,5	293,5	1351,8
Minimum	18,0	4,6	2,7	9,9	11,6	3,2	14,0	8,6	0,8	0,3	20,4	13,1	590,7

Tabl. 2 - Pluies mensuelles et annuelles aux stations de Sailly et Biencourt.

Influence des eaux souterraines sur le débit des cours d'eau sur le bassin amont de la Seine

Année	Janv	Févr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
1949	7,7	13,7	34,3	59,8	90,3	105,9	112,4	97,2	67,0	37,4	15,7	8,1	649,5
1950	4,1	20,3	39,3	49,0	96,9	120,9	124,5	99,7	46,8	33,2	15,2	0,0	649,9
1951	11,1	13,7	30,6	59,5	71,6	88,3	117,0	80,7	68,0	32,5	18,8	8,0	599,8
1952	11,9	6,8	28,0	66,2	92,9	122,5	131,1	99,7	55,0	34,6	10,9	0,8	660,4
1953	0,0	10,0	47,5	69,9	107,0	96,5	99,8	108,0	77,5	37,9	15,0	12,8	681,9
1954	0,0	4,3	39,1	63,1	82,4	99,1	97,9	80,5	59,7	39,2	17,1	10,9	593,3
1955	9,0	9,4	25,5	72,4	90,0	100,6	102,7	103,3	68,5	32,3	18,9	10,4	643,0
1956	8,7	0,0	38,4	55,8	100,3	80,4	99,5	86,2	72,1	32,7	11,8	10,2	596,1
1957	7,0	22,2	47,8	68,4	94,9	116,5	103,0	92,1	58,9	38,5	15,1	7,2	671,6
1958	9,0	15,1	22,9	53,4	84,8	99,1	102,1	79,2	72,0	36,3	12,0	10,6	596,5
1959	6,2	16,6	40,1	66,3	107,5	120,1	144,2	109,2	93,1	47,3	15,8	13,0	779,4
1960	6,0	16,9	42,7	64,4	106,6	115,2	88,1	87,2	66,2	35,5	19,6	5,8	654,2
1961	6,8	26,1	49,8	70,4	83,8	108,5	106,4	99,2	80,6	38,4	14,1	8,7	692,8
1962	10,4	9,8	17,9	60,4	72,7	126,4	102,0	106,5	71,1	43,4	9,8	0,0	630,4
1963	0,0	0,0	35,5	60,8	88,1	96,9	130,9	80,6	64,6	33,9	22,0	0,0	613,3
1964	0,7	17,7	25,5	61,8	98,7	123,9	134,9	94,8	78,3	30,2	15,0	5,2	686,7
1965	8,7	2,3	37,7	48,1	83,4	105,8	88,1	85,2	56,0	54,9	13,0	10,4	593,6
1966	1,7	24,9	31,1	62,5	96,4	115,7	96,1	91,7	74,5	35,4	10,6	9,2	649,8
1967	7,2	22,3	41,9	64,9	97,6	109,1	144,5	101,6	64,8	39,5	15,6	4,5	713,5
1968	5,5	14,2	34,7	68,9	74,8	99,3	101,5	82,0	55,4	38,0	16,4	2,6	593,3
1969	10,8	3,9	28,2	52,9	88,0	97,0	111,5	88,5	69,4	45,7	15,9	0,0	611,8
1970	7,3	10,0	18,9	39,0	84,2	108,1	99,9	95,4	73,9	31,3	20,3	5,5	593,8
1971	6,9	12,3	19,1	79,6	95,3	83,4	142,3	99,3	73,9	45,3	11,1	9,1	677,6
1972	6,2	17,8	43,5	48,2	72,1	102,3	94,7	82,2	66,6	44,5	15,1	12,4	605,6
1973	4,5	9,4	36,8	43,5	88,7	123,5	102,1	113,1	77,5	36,4	17,0	5,8	658,3
1974	14,5	17,2	30,7	74,6	94,2	106,6	112,2	100,0	55,6	20,2	16,5	13,0	655,3
1975	13,9	24,3	22,0	57,5	91,5	108,5	134,7	109,0	61,8	29,8	14,4	4,1	671,5
1976	7,8	13,6	33,8	71,8	108,0	148,1	129,2	117,0	62,0	39,1	15,4	5,1	750,9
1977	8,5	18,6	42,4	52,1	86,8	87,1	100,4	80,8	67,9	41,5	17,0	12,3	615,4
1978	7,0	8,6	35,3	51,0	72,6	96,6	96,4	95,9	65,6	37,3	16,4	10,5	593,2
1979	0,0	9,2	25,8	50,2	82,4	109,0	107,1	84,7	71,7	38,0	14,4	11,7	604,2
1980	3,5	21,3	25,7	57,5	84,7	90,4	81,7	87,8	76,1	34,4	13,1	5,1	581,3
1981	7,1	8,1	36,2	61,3	83,4	91,5	90,6	96,1	67,1	29,4	15,6	6,5	592,9
1982	9,5	17,0	35,3	62,1	98,0	109,3	125,4	89,3	78,4	32,1	20,0	8,8	685,2
1983	11,5	8,2	30,2	53,3	63,0	114,5	149,1	107,5	64,3	38,9	18,9	7,6	667,0
1984	7,5	10,5	29,4	65,6	57,8	105,4	118,7	90,7	48,2	32,8	24,0	8,8	599,4
1985	0,0	9,3	22,7	60,9	76,9	98,0	131,7	94,1	81,0	44,9	7,4	10,5	637,4
1986	7,7	0,0	29,1	39,5	96,1	115,5	113,8	91,1	65,2	40,9	18,5	10,8	628,2
1987	0,0	10,3	25,0	72,2	80,9	84,7	110,9	100,5	71,0	37,2	15,5	10,8	619,0
1988	13,7	15,8	24,3	73,7	87,9	106,9	112,0	112,9	55,6	40,2	15,7	11,0	669,7
1989	11,9	18,9	50,9	47,8	134,8	115,6	124,4	110,8	74,1	43,4	20,3	13,4	766,3
1990	10,9	28,5	47,4	56,0	121,0	93,9	129,3	107,9	66,9	43,9	16,4	5,9	728,0
1991	9,5	4,9	42,8	64,0	83,6	76,9	115,3	121,6	75,2	33,3	15,4	7,4	649,9

Tabl. 3 - Évapotranspiration potentielle Turc à la station de Saint-Dizier.

2.4. Données piézométriques et hydrogéologiques

L'Agence de Bassin Seine-Normandie ne dispose pas de piézomètres dans cette région. Les seules données piézométriques disponibles sont celles des piézomètres de Couvertpuis et de Bure. Les données de Couvertpuis sont aberrantes. Nous avons donc retenu celle du piézomètre de Bure. Ce piézomètre situé en tête de bassin présente des variations très rapides et de forte amplitude. Lors des pluies importantes il est artésien jaillissant. La figure 1 représente la chronique piézométrique.

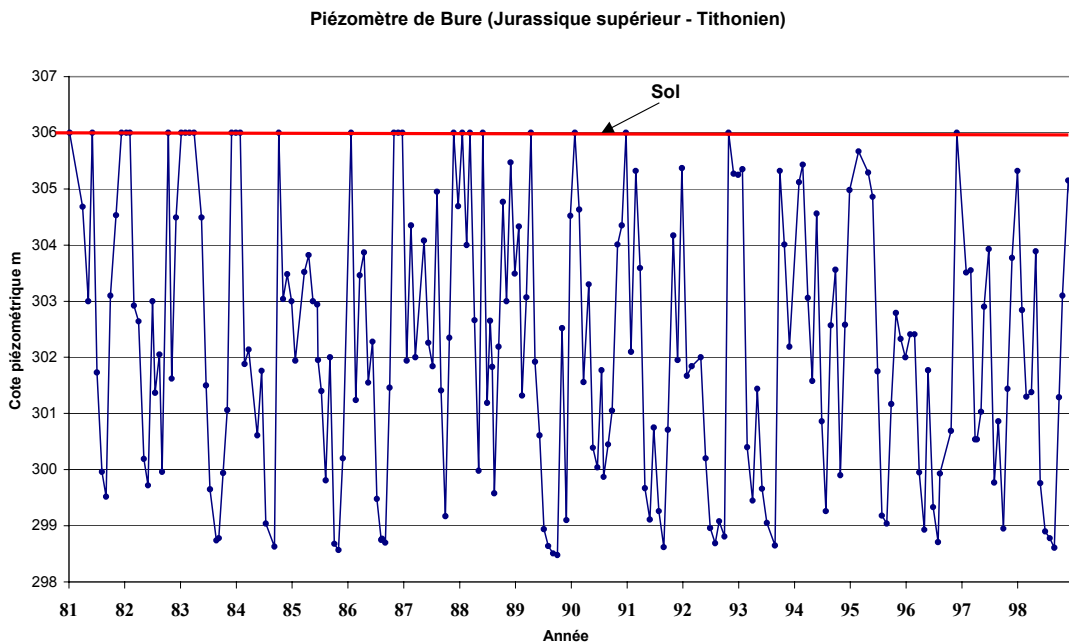


Fig. 1 - Chronique du piézomètre de Bure.

Compte tenu des variations rapides de niveau piézométrique, le pas de temps choisi pour la modélisation hydrologique globale a été le jour. On a considéré, en première approximation qu'une mesure ponctuelle pouvait être assimilée à une mesure journalière.

Centre scientifique et technique - Service eau
3, avenue Claude-Guillemain
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Service géologique régional Ile-de-France
7, rue du Théâtre – 91884 Massy cedex
Tél. 01 69 75 10 25